

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1981

## СОДЕРЖАНИЕ

Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные закономерности строения и развития молодых платформ . . . . .	3
Пентельков В. Г. Мезозойский рифтогенез и вулканизм области Рунгве в южном обрамлении Танганьикского щита . . . . .	9
Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А., <u>Хмаладзе И. И.</u> , Хуцишвили О. Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе	23
Лобанов И. Н., Поликарпов В. И. Зона глубинного разлома между Карельским и Свекофенским блоками (Юго-Западная Карелия) . . . . .	34
Иванов С. Н. О байкалидах Урала и Сибири . . . . .	47
Бененсон В. А. О геологическом строении фундамента Западно-Сибирской плиты	64
Григорьянц Б. В., Гусейн-заде И. Г., Мустафаев М. Г. Структурные соотношения между мезозойским и кайнозойским комплексами отложений в зоне сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа . . . . .	71
Мазарович А. О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня . . . . .	84
Захаров М. В. Геофизическая характеристика и внутреннее строение района Китового хребта (Юго-Восточная Атлантика) . . . . .	96
Богатиков О. А., Богданов Н. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л., Хаин В. Е., Шараськин А. Я. Офиолиты Апеннинского полуострова (VI полевая офиолитовая конференция, Козенца, Флоренция, Турин, 18 июня — 5 июля 1980 г.) . . . . .	105

## CONTENTS

<b>Garetsky R. G., Shlezinger A. E., Yanshin A. L.</b> The main regularities in structure and development of young platform . . . . .	3
<b>Pentel'kov V. G.</b> Mesozoic riftogenesis and volcanism within the Rungwe area in the southern framing of the Tanganyika shield . . . . .	9
<b>Gamkrelidze I. P., Dumbadze G. D., Kekelia M. A., Khmaladze I. I., Khutsishvili O. D.</b> Ophiolites of the Dzirul massif and problem of Paleotethys in the Caucasus	23
<b>Lobanov I. N., Polikarpov V. I.</b> Deep fault zone between the Karelian and Svecofennian blocks (South-Western Karelia) . . . . .	31
<b>Ivanov S. N.</b> On baikalides of the Urals and Siberia . . . . .	47
<b>Benenson V. A.</b> On geological structure of the West Siberian plate basement . . . . .	64
<b>Grigoriyants B. V., Gusein-Zade I. G., Mustafiev M. G.</b> Structural relationships between Mesozoic and Cenozoic complexes of deposits in the joint zone of the Mountain Crimea and Greater Caucasus . . . . .	71
<b>Mazarovich A. O.</b> On tectonics of the southern part of Sikhote Alin' . . . . .	84
<b>Zakharov M. V.</b> Geophysical characteristic and inner structure of the Whale ridge area (South-Eastern Atlantic) . . . . .	96
<b>Bogatikov O. A., Bogdanov N. A., Dobretsov N. L., Knipper A. L., Khain V. E., Sharas'kin A. Ya.</b> Ophiolites of the Apennine peninsula (VI field ophiolite conference, Cosenza, Florence, Turin, 18 June — 5 July 1980) . . . . .	105

УДК 551.24

ГАРЕЦКИЙ Р. Г., ШЛЕЗИНГЕР А. Л., ЯНШИН А. Л.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В строении молодых платформ наблюдается существенная зависимость от подстилающей геосинклинальной структуры фундамента. Щиты платформ образовывались над складчатыми палеозойскими сооружениями, содержащими многочисленные магматические тела. Напротив, плиты платформ приурочены к зонам ранней (преимущественно) байкальской консолидации. Структурный план молодых платформ развивался главным образом под действием вертикальных тектонических движений, причем ведущее значение в его образовании играл их дифференцированный характер. Второе место занимали относительно кратковременные восходящие блоковые тектонические движения.

Платформы — это один из основных тектонических элементов земной коры, характеризующийся равнинным рельефом и разрезом, в котором выделяются фундамент, сложенный складчатыми гранитизированными и более или менее метаморфизованными (вплоть до кристаллическими) породами, и чехол, сложенный обычно спокойно залегающими осадочными и вулканогенными породами, не претерпевшими регионального метаморфизма. Платформы разделяются на древние, фундамент которых сформировался в дорифейское время или палеохроне, и платформы молодые, фундамент которых сформировался в рифее и фанерозое, т. е. в неохроне. В фундаменте молодых платформ могут быть отдельные участки более древней стабилизации.

В строении чехла как молодых, так и древних платформ участвуют доплитный и плитный комплексы пород. Они в свою очередь разделяются на самостоятельные структурные этажи. На молодых платформах доплитный комплекс сложен различными отложениями палеозоя (а иногда, возможно, рифея), триаса и юры (вплоть до средней), например, в грабенах Тургайского прогиба. На древних платформах доплитный комплекс обычно образуют породы рифея и нижнего венда. Он наиболее широко распространен на территории плит, в зонах максимальных суммарных мощностей чехла. В ряде случаев породы доплитного комплекса встречаются на площади щитов и их структурных аналогов.

Доплитный комплекс представлен преимущественно красноцветными пестроцветными угленосными терригенными и вулканогенно-терригенными формациями платформенного и, реже, орогенного классов. Его мощность достигает многих километров (до 10 км и более). Породы эпигенетически изменены (хлоритизированы, кальцитизированы и т. д.), что приводит к их уплотнению. Они германотипно деформированы. Доплитный комплекс слагает разные типы структур. Он распространен на участках платформ с байкальским и каледонским фундаментом, образуя крупные палеозойско-триасовые прогибы и впадины типа Сырдарьинской, Северо-Устьюртской, Минусинской и др. Более молодые триас-нижнеюрские доплитные образования слагают чаще линейные грабены типа Челябинского, называемые многими геологами тафрогенными. Та-

ким образом, для доплитного комплекса типичны грабен-синклинали, грабенообразные прогибы, впадины и мульды с резко выраженными бортами, часто осложненными разрывными нарушениями и флексурами. На древних платформах с ним связаны грабен-синклинали, грабенообразные прогибы, а также крупные линейные структуры — ранние авлакогены. Углы наклона слоев составляют многие градусы, часто превышают  $10^\circ$  и более, а амплитуда структуры — многие сотни метров и первые километры. По латерали доплитный комплекс молодых платформ переходит в комплексы миогеосинклиналей, моногеосинклиналей и эпигеосинклинальных орогенов. Он наиболее широко и полно развит в зонах распространения докембрийского фундамента, лишенных верхнепалеозойских гранитоидов. На древних платформах доплитный комплекс подстилают породы фундамента, в строении которых карельские и послекарельские гранитоиды играют существенно меньшую роль по сравнению со смежными районами.

Плитный комплекс (или ортоплатформенный чехол) охватывает обширные пространства платформ. Собственно он и образует плиту как единое геологическое тело. Плитный комплекс на молодых платформах начинается чаще всего с отложений нижней-средней юры, а на Западно-Европейской платформе — с верхней перми (цехштейна). На древних платформах его обычно начинают породы верхнего венда или палеозоя. Таким образом, возрастной диапазон плитного комплекса в 2—3 раза меньше доплитного. Плитный комплекс отделен от доплитного резким структурным несогласием, которое иногда проявляется только на площадях региональных поднятий или по периферии отрицательных структур, а в центральных частях последних они иногда связаны даже постепенными переходами. На обширных территориях, где отсутствует доплитный комплекс, отложения плитного комплекса с резким структурным несогласием ложатся непосредственно на породы фундамента.

В строении плитного комплекса участвует полный спектр платформенных формаций. Лишь по периферии плит платформ, близ границ с синхронными горными сооружениями, в нем появляются клинья грубо-обломочных пород телеорогенных формаций. Мощность плитного комплекса обычно не превышает первых километров (до 4—5 км). Как правило, ее наибольшие значения тяготеют к площадям развития доплитных комплексов, образуя над ними глубокие прогибы и впадины, а на древних платформах — более плоские синеклизы. В пределах крупных поднятий мощность плитного комплекса сокращается до нескольких сотен метров (реже первых километров), главным образом за счет равномерного уменьшения всех его горизонтов.

Плотность и деформированность плитного комплекса существенно уменьшается по сравнению с доплитным. В нем углы наклона слоев, как правило, измеряются минутами, реже, первыми градусами. Вблизи разломов их дислоцированность может быть значительно более высокой. В исключительных случаях породы ортоплатформенного чехла могут на отдельных участках испытывать довольно сложные, даже альпинотипные дислокации, как, например, в юрских горах Прованса, и тогда они выделяются под названием складчатых чехлов, что и сделано на тектонической карте Европы. В пределах молодых платформ в плитном комплексе выделяются крупные прогибы и впадины, обычно имеющие линейную ориентировку. Они разделены более изометричными поднятиями и седловинами. Намечаются отдельные крупные системы линейных дислокаций, наиболее ярким примером которых является Мангышлакская. Крупные изометричные поднятия молодых платформ приурочены к участкам докембрийского фундамента, пронизанными телами средне- и верхнепалеозойских магматических пород. На древних платформах под ними породы фундамента также значительно более насыщены карельскими и послекарельскими магматическими телами. Линейные дислокации, напротив,

связаны с наиболее молодыми и интенсивно деформированными складчатыми зонами фундамента.

В пространственном расположении плит и щитов (или их структурных аналогов) наблюдается четко прослеживаемая зависимость от подстилающей геосинклинальной структуры фундамента. Первые из них на территориях фанерозойских складчатых областей тяготеют к областям распространения докембрийского фундамента, в пределах которых развит палеозойский и триасовый доплитный комплекс. Плитные чехлы в общем почти не перекрывают широкие и протяженные палеозойские складчатые системы с мощными эвгеосинклинальными комплексами пород или заходят лишь иногда на их периферии. Особенно отчетливо это наблюдается на Туранской плите Центрально-Евразийской платформы и Западно-Европейской платформе. Еще менее свойственны территориям плит эпигеосинклинальные орогенные магматические породы, особенно их плутонические фации в теле фундамента. Они обнаруживаются только на участках докембрийского фундамента, причем в чехле плиты им всегда отвечают крупные сводовые поднятия с сокращенными мощностями составляющих его стратиграфических подразделений. Близкая картина вырисовывается и для древних платформ. В их пределах плиты тяготеют к площадям распространения доплитных чехлов, где карельские и послекарельские магматические образования сильно редуцированы по сравнению с территорией щитов.

Широкие и протяженные палеозойские складчатые системы с мощными эвгеосинклинальными комплексами пород приурочены к областям щитов (или их структурным аналогам). Здесь распространены эпигеосинклинальный орогенный плутонический комплекс на поднятиях и синхронный ему вулканогенно-осадочный комплекс в смежных прогибах и впадинах. На щитах древних платформ имеют широкое распространение карельские и послекарельские гранитоиды, а горные породы несут следы послекарельского метаморфизма и метасоматоза. Современные горные системы в основном вписываются в области щитов и их структурных аналогов и почти не возникали на территории плит.

Таким образом, современный облик молодых платформ определяется геосинклинальной структурой фундамента. В этом отношении весьма показательна Туранская плита. В целом она связана главным образом с областью распространения докембрийского фундамента, занимающего до 70% площади плиты, где распространены мощные серии палеозойского и триасового доплитного чехла. На севере и востоке ее ограничивают палеозойские складчатые системы Урала, Центрального Казахстана и Тянь-Шаня, представляющие структурные аналоги щитов на Центрально-Евразийской платформе. Складчатая система Тянь-Шаня, постепенно сужаясь на северо-запад, в районе Аральского моря непосредственно подходит к южному окончанию складчатой системы Урала. Последняя также сужается с севера на юг. Только в области резкого сужения и редуцирования этих систем появляется сплошной чехол Туранской плиты. Однако здесь он сокращен в мощности, и в нем распространены линейные дислокации. Уральская и Тяньшаньская складчатые геосинклинальные системы фундамента Туранской плиты разделяют ее на два сектора. Юго-западный сектор отличается большими мощностями плитного и доплитного комплексов (многие километры). Напротив, мощности мезозойско-кайнозойского плитного чехла северо-восточного сектора значительно меньше и обычно измеряются сотнями метров. Столь существенная разница в строении чехла разных секторов Туранской плиты объясняется их различной структурной позицией. Северо-восточный сектор окружен палеозойскими складчатыми сооружениями с эпигеосинклинальными магматическими телами. Напротив, юго-западный сектор Туранской плиты не окружен палеозойскими системами, а на юге сопряжен со Средиземноморским альпийским геосинклинальным поясом.

Становление молодых платформ было предопределено геосинклинальной предысторией. Уже на начальных этапах развития фанерозойских геосинклинальных систем наметились обширные, преимущественно изометричные пространства консолидированной земной коры, не захваченные геосинклинальным процессом. Последующее их развитие шло двумя путями. Большая часть консолидированных блоков была втянута в относительно умеренное погружение, что привело к накоплению преимущественно эпиконтинентальных доплитных чехлов. Меньшая часть консолидированных блоков явилась ареной активных магматических (преимущественно плутонических) внедрений. Они испытывали умеренное воздымание, приведшее к их длительному приподнятому положению. На магматически активных блоках доплитный чехол не накапливался, и они являлись источниками сноса терригенного материала.

Геосинклинальное развитие фанерозойских систем в среднем — позднем палеозое завершили гигантские процессы скучивания. Ими не были захвачены консолидированные блоки, и доплитные чехлы остались практически недеформированными (непереработанными процессами складчатости). Они представляли собой жесткие литосферные плиты, латеральное движение которых по поверхности астеносферы вместе с процессом сближения древних платформ привело к закрытию фанерозойских геосинклинальных бассейнов. Последние являлись межплитными участками преимущественно с корой океанического типа. Геосинклинальные бассейны после складчатости сократились в поперечнике в 2 раза и более. На их месте возникли сложные складчатые сооружения с многократным вертикальным повторением разрезов и континентальным типом земной коры.

Конечные фазы орогенного этапа развития фанерозойских складчатых систем ознаменовались преобладанием контрастных, преимущественно восходящих вертикальных движений. Стали формироваться глубокие прогибы и впадины, в которых накапливались мощные серии моласс и субсеквентных вулканитов. На поднятиях начались интенсивные инъекции гранитоидов и в меньшей мере излияния близких по составу лав. Гранитоидный орогенный магматизм активно проявился и в консолидированных дофанерозойских блоках, лишенных доплитных чехлов.

На древних платформах области со слабым проявлением или отсутствием послекарельского орогенного магматизма, метаморфизма и метасоматоза в рифее были вовлечены в погружение и в их пределах формировались доплитные чехлы. Напротив, районы, где эти процессы проявлялись активно, испытывали умеренное поднятие и являлись источниками сноса терригенного материала. Таким образом, геосинклинальная и эпигеосинклинальная орогенная предыстория предопределила характер платформенного развития.

Широкие и протяженные складчатые фанерозойские системы с активным эпигеосинклинальным орогенным магматизмом превратились в участки длительного умеренного воздымания, став структурными аналогами щитов на молодых платформах. В областях добыкальских складчатостей участки активного послекарельского магматизма, метаморфизма и метасоматоза также испытывали длительное умеренное воздымание, образовав щиты древних платформ. В конце палеогена и неогене, одновременно с процессами складчатости в Альпийско-Гималайском поясе, часть щитов и их структурных аналогов на древних и молодых платформах была захвачена процессами эпиплатформенного орогенеза и на их месте возникли горные сооружения.

Районы байкальской и более древних консолидаций, лишенные или с резко ослабленными последующими процессами магматизма, метаморфизма и метасоматоза, при платформенном развитии стали ареной длительного погружения и превратились в плиты древних и молодых платформ. Нисходящими движениями захватывались и отдельные участки

дофанерозойской консолидированной коры, осложненные последующим магматизмом, метаморфизмом и метасоматозом, и перекрывались отложениями плитного комплекса. Однако практически всегда здесь формировались пониженные его мощности, приводя к образованию изометричных поднятий (Центрально-Каракумский, Карабогазский своды Туранской плиты, Ставропольский, Симферопольский своды Скифской плиты и Волго-Уральский свод Русской плиты).

Региональное платформенное плитное прогибание зарождалось в областях интенсивных доплитных погружений. Отсюда оно мигрировало на площади, которые до этого испытывали умеренное платформенное воздымание. Чехол плиты выходил за пределы распространения доплитного комплекса и непосредственно трансгрессивно перекрывал породы фундамента. Обычно максимальное по площади плитное погружение наступало к середине или ко второй трети этого этапа. На молодых платформах оно падало на конец мела — палеоген, а на древних платформах — на поздний палеозой. Чехол молодых платформ начинал перекрывать периферии фанерозойских складчатых систем, зоны их затухания и резкого сужения, а также изолированные участки зон докембрийской консолидации с орогенным магматизмом. В более поздние отрезки геологического времени ареал плитного погружения вновь начинал сужаться. В процессе формирования плит платформ обычно происходило несколько волн расширения и сужения регионального погружения, приводивших к неравномерному распространению на площади отдельных стратиграфических подразделений.

Структурный план платформ развивался главным образом под действием вертикальных тектонических движений, причем ведущее значение в его образовании играл их дифференцированный характер. Восходящие движения создали щиты и их структурные аналоги. Нисходящие движения привели к образованию плит, а их разная интенсивность явилась основной причиной внутреннего структурного плана. Участки замедленного погружения превращались в относительные поднятия, а ускоренного — в прогибы и впадины. Этот тип тектонических деформаций имел большое значение и для формирования локальных структур платформ. Дифференцированные вертикальные тектонические движения проявлялись практически на протяжении всей геологической истории платформ. При этом нисходящие движения протекали одновременно с осадконакоплением и приводили к образованию чехла, т. е. являлись конседиментационными. Эти движения создали очень пологие изгибы слоев, измеряемые десятками минут или реже первыми градусами. Только вдоль разломов длительные дифференцированные вертикальные движения имели резкие градиенты.

Второе место в создании структурного плана платформ занимали относительно кратковременные восходящие блоковые тектонические движения фундамента. Их проявление прекращало осадконакопление. Блоковые движения представляли собой моменты резкой активизации развития структурного плана. Временной их интервал, как правило, не выходил за рамки геологического века. Они создали наиболее сложные дислокации чехла с изгибами слоев, обычно измеряемыми градусами или, реже, десятками градусов, часто имеющими линейную ориентировку. Блоковые движения охватывали различные по размерам территории от единичных локальных структур (например, несогласие основания олигоцен-Тюбеджикской антиклинали Мангышлака) до целых плит платформ (например, несогласие основания среднего миоцена Туранской плиты). В последнем случае они образовывали региональные поверхности структурных несогласий.

Частным случаем блоковых тектонических движений являются унаследованные движения молодых платформ. Они возникли как производные от геосинклинальной складчатости, представляя их последующий



вертикальный импульс. Иногда унаследованные движения проявлялись в виде кратковременных скачков, в других случаях они имели длительный конседиментационный характер. Унаследованные движения создавали системы линейных дислокаций, в пределах которых слои приобретали изгибы, измеряемые градусами и десятками градусов.

Блоковые и унаследованные вертикальные тектонические движения нередко протекали одновременно с воздыманием и складчатостью в смежных орогенных и геосинклинальных областях и часто имели резко наложенный характер, образуя дислокации, секущие более крупные конседиментационные структуры. Они часто отражались разломами чехла, но нередко создавали исключительно пликативные изгибы. Блоковые движения характерны для периферии плит, особенно в зоне сопряжения с эпиплатформенными орогенами. Напротив, в районах развития мощного плитного комплекса, где интенсивность нисходящих движений была максимальной, блоковые движения затухали. Так, саксонские движения второй половины мезозоя весьма интенсивно проявились в областях развития выступов фундамента Западно-Европейской платформы. При удалении от них в сторону сплошного распространения чехла обширной Североморской впадины они постепенно затухали. Аналогичная картина вырисовывается для территории Бухаро-Хивинской области и смежной с ней Амударьинской впадины.

Вдоль крупных разломов нередко возникали латеральные сдвиговые и надвиговые напряжения, приводящие к формированию в чехле мелких складок. Они характерны, например, для района Жаксыбуташского разлома Северного Приаралья, Талассо-Ферганского разлома, разломов саксонской тектоники Средней Европы и др.

Молодые платформы несомненно обладают еще рядом особенностей в их строении и развитии, но нам хотелось подчеркнуть именно описанные выше основные закономерности, выражающиеся в тесной зависимости строения и развития чехла платформ от их предыстории.

УДК 551.242.4 (470.31)

ПЕНТЕЛЬКОВ В. Г.

**МЕЗОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И ВУЛКАНИЗМ ОБЛАСТИ РУНГВЕ  
В ЮЖНОМ ОБРАМЛЕНИИ ТАНГАНЬИКСКОГО ШИТА**

Анализ размещения и состава рифтогенно-платформенных образований области Рунгве — «горячей точке» зоны сопряжения Западного и Восточного рифтов Африканского континента — дает представление о сложности строения и характере связи структур чехла и фундамента в южном складчатом обрамлении Танганьикского щита, о типах осадочных и вулканогенных формаций мезозоя и последовательности их смены во времени на раннем этапе рифтогенной тектоно-магматической активизации Африканской платформы.

**ВВЕДЕНИЕ**

Как известно, одним из важных элементов тектоносферы Земли наряду с геосинклиналями и платформами являются рифтовые системы материков и океанов, рассматриваемые ныне в рамках самостоятельного геотектонического «класса» [2]. Особый интерес вызывают эти системы в настоящее время, когда изучение глобальных рифтовых структур континентов и океанов привело к «научной революции» в геологии [3] и переосмыслению многих положений общей геотектоники с позиций «теории тектоники плит» и геодинамики.

Наиболее значительным континентальным рифтогенным сооружением Земли является Аравийско-Африканский рифтовый пояс [14], объединяющий Эритрейскую и Восточно-Африканскую рифтовую систему (ВАРС), а одним из примечательных фрагментов последней представляется вулканическая область Рунгве. Детальное изучение ВАРС позволило установить ее кайнозойский возраст [1] при позднемезозойском — палеогеновом времени поднятия Восточно-Африканского свода и признаках двухэтапного проявления (в мелу и неогене — голоцене) рифтогенного вулканизма на южном фланге ВАРС [4]. Новые данные по геологии осадочных и вулканогенных формаций фанерозоя, полученные при картировании юго-западной Танзании [29] и изучении карбонатитов вулканической области Рунгве [10], привели к новым интерпретациям структуры платформенного чехла в центральной части Западной «щелевой» [6] рифтовой зоны ВАРС.

Вулканическая область Рунгве расположена на юго-западе Южных нагорий Танзании [24], у границы с Малави, там, где молодые горы Поро-то и сопряженная с ними возвышенность с вулканами горы Рунгве (2960 м над уровнем океана) и горы Киедждо (2174 м) отделяют впадину глубоководного оз. Малави (уровень зеркала вод 478 м) от равнины трога Руква (914 м) с мелководным оз. Руква (уровень зеркала вод 793 м). Эта область включает ареалы распространения мезозойско-кайнозойских «вулканитов Рунгве» (8°45'—9°35' ю. ш. 33°10'—34°00' в. д.) и некоторые смежные площади (рис. 1). Она характеризуется небольшими (до 100 × 100 км) размерами, автономным структурно-тектоническим положением на стыке Западного и Восточного рифта ВАРС, в зоне сопряжения докембрийских структур Рузизи-Убендийского и Мозамбикского пояса [7], оригинальным строением фанерозойского чехла с проявлениями мнoгостадийного рифтогенного магматизма и ниобиевого оруденения в пиро-

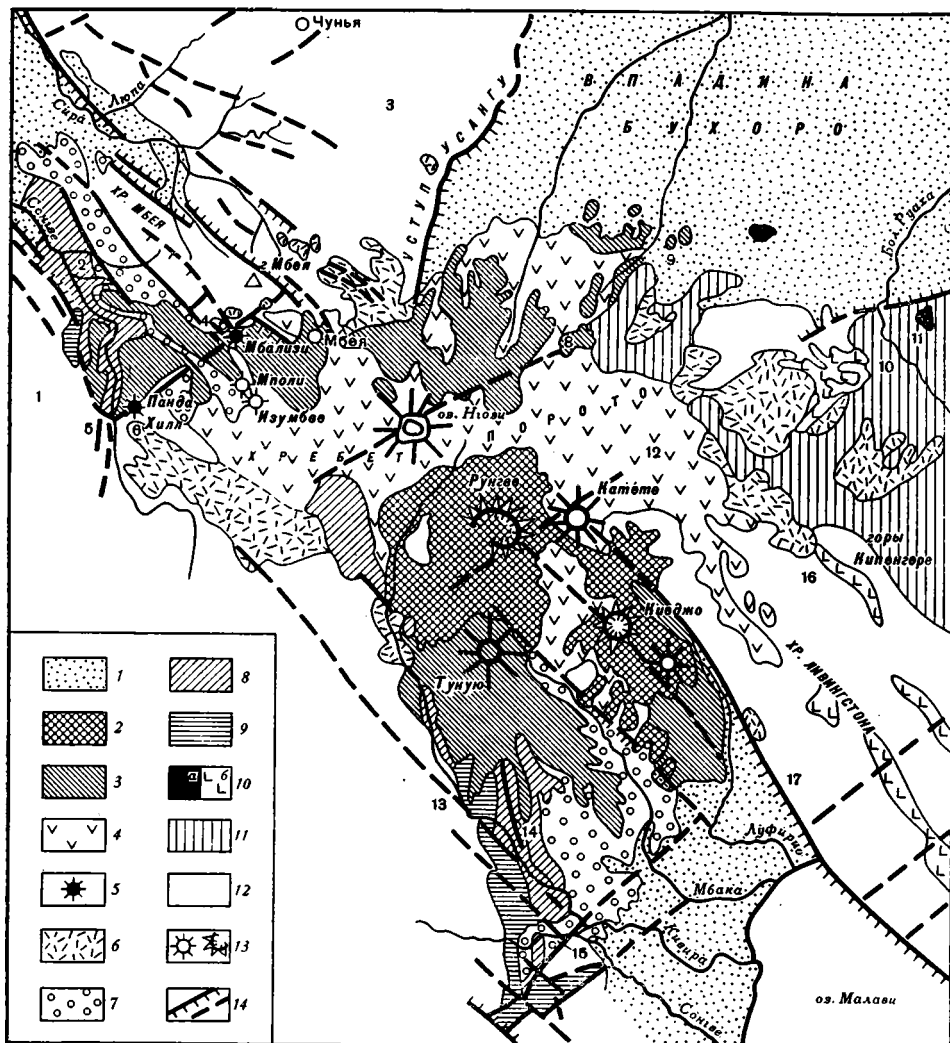


Рис. 1. Схема расположения вулканической области Рунгве (оконтурена в центре) в зоне сопряжения рифтовых структур южного обрамления Танганьикского щита  
 1 — вулканиды мезозоя — кайнозоя, 2 — осадочные отложения мезозоя — кайнозоя, 3 — отложения системы букоба, 4 — образования докембрия, 5 — разломы мезозоя — кайнозоя, 6 — вулкан Рунгве, 7 — обособленные районы и структуры: I—VII — фрагменты рифтогенно-платформенного чехла в зоне эскарпа трога Руква, плато Уфипа и горста Мбози; VIII — горст Мбози; IX — область Рунгве; X — впадина Бухоро; XI — оз. Малави; XII — впадина Луагва; XIII — оз. Танганьика; XIV — Танганьикский щит

хлорсодержащих карбонатитах мезозоя. В отличие от более северных районов рифтового пояса, с обширными покровами кайнозойских толеит-оливин-базальтовых (Йемен, Эфиопия) и фанолит-оливин-базальтовых (Кения) вулканидов, и от более южных районов ВАРС, с рассредоточенными корневыми проявлениями мезозойского карбонатитоносного магматизма в обнаженном фундаменте (Чилва, зона Руква-Малави), в области Рунгве, с ограниченными ареалами мезозойско-кайнозойских щелочных базальтоидов, мозаично распространены как толщи осадков чехла, так и различные метаморфиты и интрузивные породы докембрийского фундамента Африканской платформы. Неоднократные активизации и рифтогенез обусловили чрезвычайную сложность геологического строения района, усугубленную тектонической раздробленностью и фрагмен-

тарностью выходов многих геологических образований, возникшими в результате их частичной денудации, ассимиляции базальтоидной магмой или захоронения под толщами более молодых осадков.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОБЛАСТИ РУНГВЕ И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

В общей структуре области Рунгве и смежных районов складчатого обрамления Танганьикского щита четко различаются образования докембрийского кристаллического фундамента и фанерозойского трехъярусного чехла.

**Докембрийский фундамент.** В составе фундамента выделяются: 1) консолидированные архейские структуры Танганьикского щита [7], имеющие северо-западное субширотное простирание и сложенные гранитизированными породами системы додома (сланцы, гнейсы, мигматиты); 2) среднепротерозойские структуры Рузизи-Убендийского интракратонного складчатого пояса северо-западного простирания, обрамляющие юго-западный фланг Танганьикского щита и сложенные породами системы убенди (гнейсы, сланцы, амфиболиты) и гранитоидами капапа [29]; 3) протерозойские, частично активизированные структуры Мозамбикского складчатого пояса субмеридионального северо-восточного простирания, ограничивающие Танганьикский щит на юго-востоке [25] и сложенные породами системы усагара (сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы); 4) позднепротерозойские структуры интракратонного вулканического пояса Нгуалла южной окраины Танганьикского щита, имеющего конкордантное (со структурами щита) северо-западное субширотное простирание и сложенного базальт-андезит-риолитовыми вулканитами нгуалла системы карагве — анколе, вулкано-плутоническими образованиями кислого состава, гранитами и граносиенитами илунга и макамбе [29], а также карбонатитами с колумбитизированным пирохлором; 5) позднепротерозойские (?) структуры пояса Консе [25], прослеживаемые в юго-западном направлении под осадками впадины Бухоро в район Рунгве и сложенные слабометаморфизованными породами группы консе (кварциты, слюдяные сланцы, мраморизованные известняки); 6) позднепротерозойские (?) разрывные структуры типа зон смятия и диафтореза, наследующие ориентировку тафрогенных линейментов подвижных поясов и связываемые с орогенезами укинга и консе.

Образования фундамента развиты преимущественно на флангах области Рунгве (рис. 2), в горстовых блоках Мбози, Мбея-Усангу и Укинга; в бортовых частях смежных грабенов и в меньшей степени в центре района (Каленгаленга, эскарп Мбака). На большей части этой площади развиты породы убенди, среди которых преобладают гнейсы, мигматиты, амфиболиты; реже встречаются кианитовые кварциты, гранатосодержащие сланцы, гранулиты, чарнокиты, полосчатые метаанортозиты с линзами титан-магнетитовых руд (горы Ливингстона), а также интрузивные породы типа диоритов — гранодиоритов (Чунья) и метабазитов — метультрабазитов (горст Мбея-Усангу). Толщи пород убенди, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации, смяты в изоклинальные складки северо-западного простирания; пересечены разломами различных направлений и возраста; интродуцированы телами послеубендийских габброидов и гранитоидов, дайками и штоками мезозойско-кайнозойских вулканитов и перекрыты осадками фанерозоя. Возраст пород убенди — «докембрийский С» [7] или «средний протерозой», 2000—1700 млн. лет [16]. Породы Рузизи-Убендийского пояса в карагве-анколийский (?) этап орогенеза частично подвергались регрессивному метаморфизму с образованием хлорит-серицитовых сланцев, милонитов, филонитов и катаклазитов с полосчатостью северо-западного простирания (хр. Мбея, холмы Мафинги). Возраст магматогенных пород карагве — анколе, коррелируемый с «орогенезом укинга» и «докембрием В» [7], 1300—1000 млн. лет (данные автора).

**Платформенный чехол фанерозоя** имеет сложное строение. Он состоит из образований трех структурных ярусов: платформенного, рифтогенно-платформенного и рифтогенного.

Нижний ярус или собственно платформенный чехол сложен неметаморфизованными горизонтально залегающими и пологоскладчатыми отложениями фанерозоя, относимыми обычно к различным стратиграфическим подразделениям «системы букоба» (конгломераты квимба, песчаники урувира, песчаники аберкорн, серия буанджи), к нижним толщам осадков «системы карру» (базальные песчаники, углистые сланцы, угли и песчаники, пестроцветные мергели и плитняковые песчаники) и к магматогенным образованиям интрузивно-трапповой (долериты, габбро) и эффузивно-трапповой (андезиты, толеитовые базальты) формации. Радиометрические и четкие палеонтологические датировки пород чехла

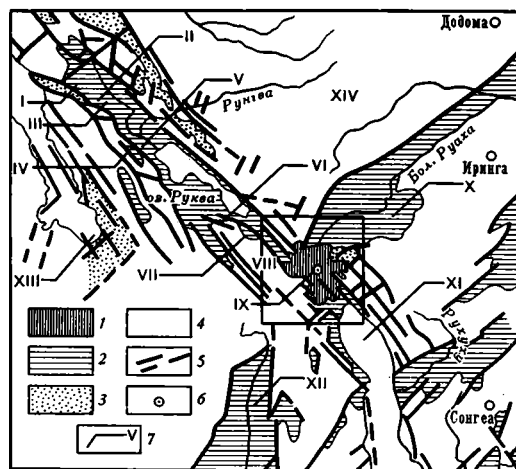


Рис. 2. Схема геологического строения вулканической области Рунге

А. Рифтогенный чехол кайнозоя: 1 — пески, глины, алевриты, диатомиты Q; 2 — фоновитовые трахиты и щелочные базальтоиды Q<sub>3-4</sub>; 3 — оливковые базальты и фонолиты N—Q; 4 — щелочные базальтоиды и трахит-фонолитовые вулканиты N. Б. Рифтогенно-платформенный чехол мезозоя: 5 — штоки карбонатитов K<sub>1</sub>; 6 — вулcano-плутонические образования и вулканогенные отложения J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>; 7 — нерасчлененные вулканогенно-осадочные и осадочные отложения J<sub>3</sub>—K<sub>2</sub>; 8 — красноцветные осадочные отложения J<sub>3</sub>. В. Платформенный чехол фанерозоя: 9 — угленосные отложения системы карру; 10 — образования эффузивно-трапповой андезит-толеит-базальтовой и интрузивно-трапповой габбро-долеритовой формаций; 11 — отложения буанджи системы букоба. Г. Докембрийский фундамент: 12 — нерасчлененные метаморфические и магматические образования. Д. Структуры: 13 — центральные вулканы и кальдеры; 14 — разломы. Цифры на карте: 1 — горст Мбози, 2 — юг трога Руква, 3 — горст Мбея, 4 — Утенгули, 5 — Сенгери, 6 — Игале, 7 — Умалила, 8 — Нтумби, 9 — Чамото, 10 — Уванджи, 11 — Чафуква, 12 — плато Элтон, 13 — Бандали Хиллз, 14 — Илима, 15 — туфы Сонгве, 16 — Укинга, 17 — Малави Скарп

в районе Рунге отсутствуют, а косвенные данные указывают на то, что платформенное осадконакопление могло происходить в интервале от 500 млн. лет (возраст пегматитов фундамента) до 160—150 млн. лет (возраст перекрывающих красноцветных песчаников с фауной юры).

Разрозненные фрагменты платформенного чехла сохранились на эскарпах и в бортовых частях трога Руква и плато Уфипа и в восточной части области Рунге (Сонгве-Кивира, Буанджи). Однако в более северных и западных районах чехол имеет площадное распространение [17].

В структурном плане чехол юго-западной Танзании неоднороден. Наряду с «плитами» [15] краевых частей щита и синеклизы площадей прогибания подвижных поясов в его строениях кое-где участвуют струк-

туры типа интракратонных авлакогенов, наследующих ориентировку тектонически ослабленных зон разломов в фундаменте (бассейн р. Рунгва, холм Квимба). В зоне трога Руква оси широких складок чехла имеют преимущественно северо-западное простирание, унаследованное от ориентировки структур Рузизи-Убендийского пояса. Однако там, где структуры фундамента осложнены глубинными разломами или поперечной складчатостью, направления осей искривлены или меняются на северо-восточные и субмеридиональные. В современном рельефе трога Руква структуры чехла ныне представлены моноклиналями с северо-восточным (эскарп Мбози) и северо-западным падением (эскарп Уфипа) под углами до 20—40°.

Непосредственно в области Рунгве фрагменты чехла сохранились на северо-восточном и юго-восточном фланге района (рис. 2). На северо-востоке (Уванджи) они представлены наиболее дислоцированными толщами слабометаморфизованных пород буанджи, представленных кварцитовидными песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, более редкими пиритсодержащими доломитовыми известняками, медистыми и углистыми сланцами с прослоями лигнитовых углей [28]. Суммарная мощность отложений буанджи оценивается в 960—1080 м [25]. Широкие асимметричные складки субмеридионального простирания (синклиналь Чафуква) в горах Кипенгере осложнены поперечной складчатостью (?), надвигами и разломами северо-западного простирания.

На юго-востоке района чехол сложен почти неметаморфизованными угленосными отложениями, которые хорошо изучены в пределах угольного месторождения Нкана и угленосного бассейна Сонгве-Кивира [23, 28], где они представлены толщами переслаивающихся песчаников, аркозов и аргиллитов, с горизонтами конгломератов внизу и в средней части разреза, пачками углистых сланцев и углей в средней части и известковистых пород с остатками ископаемой фауны в верхней части сводного разреза карру. Суммарная мощность осадков оценивается в 600—1200 м. Слои базальных конгломератов карру в бассейне р. Кивира залегают на образованиях докембрия, а известковистые отложения верхов разреза несогласно перекрыты верхнеюрской толщей «красных песчаников» и покровом фонолит-оливин-базальтовых лав кайнозоя (Тукую). Отложениями карру сложен ряд флексур и моноклиналей, падающих на восток (на юге) и северо-восток (в центре) под углами 20—35°.

Магматогенные образования чехла в области Рунгве представлены остатками покровов базальтоидов эффузивно-трапповой формации, фрагментарно развитыми на горе Чафуква и на юге впадины Бухоро. Они сложены лавами амигдалоидных андезитов и толеитовых базальтов, имеют мощность до 120 м и коррелируются с обширными покровами амигдалоидных плато-базальтов группы уха северо-западной Танзании [25]. По мнению некоторых исследователей, покровы базальтоидов горы Чафуква подверглись складчатым дислокациям совместно с подстилающими толщами буанджи. Однако в бассейне р. Малагараси западной Танзании складчатые толщи букобских отложений несогласно перекрыты покровами плато-базальтов.

С амигдалоидными лавами комагматично связаны образования интрузивно-трапповой формации. В области Рунгве они представлены дайками долеритов, малыми интрузивами и силлами габбро, норитов, более редких анортозитов, сиенитов (?) и гранофиров. Наиболее крупные тела габброидов контролируются здесь разломами северо-западного простирания (горы Ливингстона), а несколько более поздние (?) дайки долеритов — разломами субмеридионального (горст Мбози) и северо-восточного (горст Уванджи) простирания.

Региональные сопоставления данных о структуре размещения траппового магматизма Танзании свидетельствуют о его преимущественной локализации в зонах сопряжения Танганьикского щита с подвижными

поясами его северо-западного и юго-восточного обрамления, т. е. там, где магмоконтролирующие разрывные структуры наследуют ориентировку линеаментов карагве-анколийской ветви кибарид и Мозамбикского пояса. Локализация проявлений траппового магматизма Танзании аналогична размещению пермо-триасовых или юрских траппов карру в более южных районах Африки [30, 19, 5]. Однако вопрос о возрасте траппов Танзании не решен. Ясно лишь, что дайки неметаморфизованных долеритов (корневые тела эффузивных покровов) в области Рунгве интродуцируют букобские отложения серии буанджи, а в зоне восточного борта трога Руква пересекают толщи песчаников урувира и конгломератов квимба. И неясно, завершает ли трапповый магматизм Восточной Африки этап формирования собственно платформенного чехла или характеризует начальную стадию нового этапа (рифтогенно-платформенной) активизации.

Средний ярус, или рифтогенно-платформенный чехол области Рунгве, представлен позднеюрскими красноцветными осадочными (песчаники, гравелиты, конгломераты); позднеюрскими — раннемеловыми вулканогенно-осадочными (песчаники, конгломераты, туфы и лавы трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов) и вулканогенными отложениями (туфы и лавы щелочных базальтоидов, фонолитов, трахитов), а также поздне-мезозойскими вулканоплутоническими образованиями (карбонатиты, фонолиты, трахиты) и условно позднемеловыми отложениями мергелистых песчаников. Юрско-меловой возраст геологических формаций установлен на основе корреляции красноцветных отложений области Рунгве с аналогичными осадками трога Руква, где недавно были найдены остатки ископаемых моллюсков верхней юры [12, 13], и данных определения радиометрического возраста карбонатитов Панда-Хилл и Мбализи [10]. Нижняя возрастная граница чехла определяется несогласным трансгрессивным залеганием красноцветных отложений на фундаменте (север трога Руква) и карруских толщах нижнего яруса чехла (эскарп горста Мбози, бассейн Сонгве-Кивира), а верхняя — несогласным перекрытием мезозойских осадочных и вулканогенных образований рифтогенными осадками (грабены Руква, Малави, Бухоро) и телами вулканитов кайнозоя (центр области Рунгве).

Магматогенные туфовые, лавовые, вулканоплутонические и дайковые образования позднего мезозоя в районах южной периферии Танганьикского щита почти целиком сосредоточены в пределах вулканической области Рунгве, где тяготеют к центру района с горстовым поднятием Порото. В направлении от периферии к центру здесь возрастают мощности вулканогенно-осадочных толщ (достигая нескольких сот метров) и степень их насыщенности туфолавым материалом. Магматические образования (штоки и дайки) четко контролируются разрывными структурами преимущественно северо-восточного простирания. В смежных районах вулканы неизвестны, но некоторые штоки кимберлитов и карбонатитов (Кивурунги) и дайки лампрофиров, трахидолеритов и карбонатитов зоны Руква-Малави и краевых частей поперечных грабенов Бухоро и Рухуху могут рассматриваться в качестве субвулканических образований, сопоставимых с аналогичными дайками и штоками двух соседних вулканических областей зоны Западного Рифта (Рунгве и Чилва).

Более подробная характеристика мезозойских формаций рифтогенно-платформенного чехла области Рунгве приведена ниже.

Верхний ярус, или рифтогенный чехол области Рунгве, сложен толщами осадочных (пески, глины, диатомиты) и вулканогенно-осадочных пород (песчаники, гравелиты, конгломераты, пеплы, туфы, лавы) и вулканогенными образованиями (покровы и потоки щелочных базальтоидов; вулканические аппараты и жерловины фонолитов, трахитов, меланефелинитов) магматических формаций кайнозоя, которые с резким угловым и стратиграфическим несогласием и размывом не только ложатся на все

более древние образования докембрия и фанерозоя, но и перекрывают некоторые рифтовые разломы осевых частей грабенов зоны Руква-Малави и горстового поднятия Порото, имеющего мозаично-блоковое строение.

В современном рельефе осадки этого чехла мощностью от нескольких десятков до нескольких сот метров полностью сосредоточены в пределах грабенов периферии области Рунгве (Руква, Малави, Бухоро), а туфолоавовые образования развиты в центре района (вулканы Рунгве и Киедждо; лавы междуречья рек Мбака и Луфирио). Осадки чехла содержат фауну неогена — квартера и имеют субгоризонтальное залегание, перекрывая в трого Руква флексуры позднего мезозоя. Кое-где неогеновые осадки и покровы перекрыты четвертичными лавами, туфами, «травертинами» и гейзеритами. Лавовые потоки и туфолоавовые покровы центральной части района наклонены в стороны от кальдер крупных вулканов (Рунгве, Киедждо) и вулканических конусов. Все проявления трещинного и центрального вулканизма четко контролируются продольными разломами зоны Руква-Малави и «узлами» их пересечения с поперечными разрывными структурами грабена Бухоро и горста Порото. Горст Порото в кайнозой выступал, по-видимому, в роли внутриграбенного «свода» и был разбит на блоки, сцементированные продуктами рифтогенного магматизма двух формационных типов: туфогенных трахит-фонолит-щелочно-базальтоидных вулканитов и фонолит-оливин-базальтовых вулканитов [9].

#### МЕЗОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННО-ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ РУНГВЕ

Включают позднеюрские красноцветные осадочные и позднеюрские — раннемеловые вулканогенно-осадочные отложения, а также позднемезозойские вулканогенные отложения и вулканоплутонические образования.

**Позднеюрские красноцветные осадочные отложения** известны на севере области Рунгве (юг трого Руква); в центре (верховья р. Кивира); на юге, в угольном бассейне Сонгве-Кивира и в соседней части северного Малави (Нкана). Они сопоставимы с осадками «красноцветной серии» трого Руква, в которых обнаружена морская ископаемая фауна моллюсков келловея и кимериджа (?) [13].

На севере эти отложения представлены толщей «красных песчаников» мощностью до 400 м, сложной мягкими слюдистыми песчаниками с прослоями арриллитов, известковистыми стяжениями и ископаемой фауной рептилий в виде «скорлупы яиц динозавров» [1, 21]. Толща имеет моноклиналиное залегание с падением на северо-восток под углом 15—20°, несогласно перекрыта «древними озерными отложениями» и вулканогенными образованиями мезозоя — кайнозоя и пересечена рифтовыми разломами, редкими дайками базальтоидов и телами кварцево-карбонатных брекчий.

На юге, в бассейне Сонгве-Кивира, обнажена мощная (более 400 м) толща красных косослоистых глинистых песчаников, переслаивающихся с параллельно-слоистыми песчаниками красноватого и беловатого цвета; редкими прослоями глинистых сланцев и пачкой серых аркозов и галечниковых гравелитов вверху. В этих отложениях встречены остатки окаменевших костей рептилий [22]. Толща полого падает на северо-восток под углом 7—20°; перекрыта кое-где древними озерными отложениями грабена Малави и покровом оливин-базальтовых лав Тукую; пересечена разломами субмеридионального северо-западного и северо-восточного (на юге) простирания. Южнее (Нкана) красноцветные отложения становятся более мощными (600 м) и состоят из переслаивающихся красных гравелитов, песчаников и алевролитов с горизонтами известковистых



конкреций и стяжений. Именно эти отложения считались ранее аналогом «динозавровых слоев мела» [17].

Красноцветные осадки области Рунгве трансгрессивно перекрывают отложения карру и могут рассматриваться как образования псаммитовой фации моласоидной красноцветной межгорной формации. Предполагается, что совместно с отложениями известково-псаммитовой и псефитовой фации этой же формации из более северных районов плато Уфипа и трога Руква они выполняли Карема-Руквинскую межгорную впадину поздней юры.

**Позднеюрские — раннемеловые вулканогенно-осадочные отложения** развиты в пределах грабенов северо-западного и юго-восточного флангов района и обнажены лишь в отрогах хр. Порото и вулканических гор Рунгве и Киеджо.

На северо-западе района они закартированы как «древние озерные отложения» [22] предгорий хр. Мбея и подразделяются ныне на две толщи [4]: белоцветную и туфогенно-осадочную. Белоцветная толща: белые рыхловатые песчаники (пески) и гравелиты с прослоями каолиновых глин и вулканогенных алевритов; мощность до 100 м. Туфогенно-осадочная толща: конгломераты с обломками вулканитов, песчаные гравелиты, песчаники, туфы, пемзы, агломераты, лавобрекчии; потоки базальтов и трахибазальтов внизу, трахитов и фонолитов в средней части и шаровых лав трахиандезитов вверху [12]. Видимая мощность более 100 м. Мощность базальтовых пластов, разделенных прослоями шлаков и туфов, обычно не превышает 2—5 м. Небольшую мощность имеют также покровы трахит-фонолитовых лав и потоки шаровых (водноотложенных) трахит-трахиандезитовых лав. Обе толщи моноклинально падают на северо-восток ( $\angle 10\text{—}15^\circ$ ). Нижняя из них со слабым угловым несогласием перекрывает красноцветные отложения поздней юры, а верхняя, в районе с. Утенгули, несогласно (с размывом) перекрыта толщей мергелистых песчаников позднего мела (?). Южнее р. Мбализи толщи перекрыты покровом оливин-базальтовых лав неогена, а у северной оконечности хр. Мбея скрыты под субгоризонтально залегающими озерными осадками кайнозоя. Толщи пересечены рифтовыми разломами северо-западного и северо-восточного простирания. По разлому «Сонгве Скарп» на востоке они контактируют с докембрийскими образованиями хр. Мбея, а по другому разлому на западе — с красноцветными отложениями юры.

На юге, близ северного побережья оз. Малави, также развиты толщи, сопоставимые с «древними озерными отложениями» юга трога Руква. Они закартированы в междуречье среднего течения рек Сонгве, Кивира, Мбака и Луфирио, где преобладают песчаные осадки (рыхловатые песчаники зеленоватого и беловатого цвета, алевриты, реже глины и конгломераты), а также севернее (верховья р. Мбака), где возрастает роль туфов (зеленовато-белые и коричневатые туфы с тонкими прослоями фонолитов). Песчаники содержат вулканический пепел, а конгломераты — обломки фонолитовых лав. Мощность туфов, прослоенных осадками и тонкими потоками вулканитов, достигает нескольких сот метров [24]. В бассейне Сонгве (Малавийской) аналогичные осадки были отнесены к толще «туфов Сонгве», занимающей срединное положение в разрезе древних «озерных отложений» Малави [18]. Древние «озерные отложения» юга имеют пологонаклонное ( $\angle 5^\circ$ ) или субгоризонтальное залегание; пересечены рифтовыми разломами северо-восточного (Касимуло) и северо-западного (Мбака, Сонгве) простирания и несогласно перекрыты покровами оливин-базальтовых лав неогена и четвертичными осадками. В формационном плане они могут быть отнесены в основном к образованиям вулканогенно-озерной туфопесчаниковой формации.

**Позднемезозойские вулканогенные отложения** фрагментарно обнажены в краях горстовых блоков на западе (Мбози), севере (Мбея — Усангу) и востоке (плато Элтон) области Рунгве. Общая площадь их совмест-

ного распространения с фациально сопряженными (?) вулканогенно-осадочными отложениями грабенов намного превышает суммарную площадь «внутриграбенных» ареалов неоген-четвертичных рифтогенных вулканитов района.

На северо-западе области Рунгве вулканогенные отложения представлены покровами лав фонолитового, фонолит-трахитового, трахитового и базальтового состава и небольшими потоками фонолитовых и трахитовых лав, перемежающихся с туфами и связанных, по-видимому, с мелкими, ныне почти полностью эродированными центрами извержений, расположенными на севере Умалила (горст Мбози), в 6—8 км юго-восточнее Панда-Хилл. Покровы вулканитов Умалила перекрывают гнейсы докембрийского фундамента, имея пологий наклон в западном направлении. Эти вулканиты связаны с туфами и трахитами соседнего плато Игале и района Панда-Хилл, где известны туфоподобные вулканиты, являющиеся разновидностями типичных трахитов Умалила [24]. Останцы покрова туфов и трахитоидов были обнаружены в 1,5—2,0 км к югу от обнажений карбонатитов, а их обломки встречены в агломератах и вулканических брекчиях некка Панда-Хилл, а также в телах сателлитовых жерловин. Лавовые покровы плато Умалила-Игале пересечены рифтовыми разломами и дайками лампрофиров и карбонатитов северо-западного и северо-восточного простирания.

На южном фланге горста Мбея-Усангу залегает небольшой (6×8 км) покров эффузивов «ранней группы» вулканитов Рунгве [1], относившихся прежде к группе «древних экструзивов» [24]. Покров сложен шаровыми лавами трахитов, фонолитами и базальтами, подстилаемыми горизонтом агломератов; полого наклонен на юг; разорван сбросом уступа Усангу субмеридионального северо-восточного простирания и перекрыт потоками четвертичных лав северного склона хр. Порото.

На северо-востоке района (плато Элтон, коры Кипенгере) также известно несколько ареалов распространения вулканитов «ранней группы». Их покровы и потоки перекрывают здесь образования докембрия и толщи буанджи, полого наклонены на восток и северо-восток и имеют мощность до 160 м. Они сложены туфами, фонолитовыми лавобрекчиями, агломератами, игнимбритами, лавами базальтов, трахиандезитов, фонолитовых трахитов и фонолитов.

Туфолавовые покровы горстов и частично вулканогенные отложения грабенов области Рунгве представляются эффузивными и пирокластическими продуктами вулканизма туфогенной формации щелочных базальтоидов, трахит-фонолитовых вулканитов и карбонатитов позднего мезозоя.

**Позднемезозойские вулcano-плутонические образования** представлены останцами вулканических аппаратов центрального типа, телами жерловин вулканов и дайками выполнения трещин. Останцы вулканов, слабо выраженные в рельефе в виде всхолмленных возвышений и отдельных холмов неправильной формы, сложены трахитами, фонолитами, оливковыми базальтами, карбонатитами, агломератами и вулканическими брекчиями. Они известны на севере, северо-западе и востоке области Рунгве (см. рис. 2): в 7—12 км северо-восточнее горы Мбея (фонолиты, оливковые базальты); в отрогах южного склона хр. Мбея (карбонатиты и брекчии Мбализи, агломераты, фонолиты, трахидолериты, трахиандезиты и трахиты); в местности Умалила (трахиты, фонолиты) и в районе месторождения Панда-Хилл (карбонатиты, трахитоиды, агломераты, брекчии); в районе плато Элтон (агломераты, базальтоиды). К этой же группе образований может быть отнесена карбонатит-кимберлитовая трубка Кивурунги соседнего к югу района зоны сопряжения грабенов Малави и Рухуху [27].

Мбализи — глубоко эродированный карбонатитовый шток жерловины раннемелового (118—122 млн. лет) вулкана размером до нескольких

сот метров в поперечнике [10]. Шток расположен у южной подошвы хр. Мбея, где он интрузирует докембрийские толщи катаклазированных гнейсов и корневые вулканические тела (субэкструзивные дайки) фонолитового, фонолит-трахитового, щелочно-базальтоидного и трахидолеритового состава. Шток имеет грубо зональное строение и сложен полосчатыми и массивными севитами и карбонатитами шлировидно-пятнистой текстуры, состоящими из кальцита, апатита, мартит-магнетита, флогопита, пирохлора и аксессуарных минералов [11].

Панда-Хилл — останец крупного штока жерловины раннемелового (113 млн. лет) вулкана размером до 2,0 км в поперечнике. Расположен в пределах холмов, возвышающихся на 330 м над равниной трога Руква вблизи краевой части горста Мбози. Шток прорывает докембрийские образования и (?) красноцветные отложения юры; сложен в основном пирохлорсодержащими карбонатитами, окруженными зоной фенитизированных гнейсов [20] и пересеченными многочисленными дайками бекфорситов, альвикитов, оливинсодержащих базальтоидов и жилами оникса. В карбонатитах встречаются обломки гнейсов, красных песчаников, брекчированных пород («зеленовато-черных флогопитовых карбонатитов»), агломератов и трахитоидных вулканитов, слагавших некогда субэральную вулканическую постройку Панда-Хилл. Реликты последней сохранились лишь у восточного и северного контакта штока, где наблюдаются в виде тел «полевошпатовых интрузивов», агломератов и брекчий с обломками порфиroidных фельзитов (трахитов) и полевошпатовых пород трахитоидной структуры [21]. Ксенолиты трахитоидных вулканитов встречены также в агломератах из мелких трубообразных (?) тел спутниковых жерловин района.

В периферийных горстах области Рунгве повсеместно наблюдаются дайки неметаморфизованных базальтоидов. Они прорывают образования докембрийского фундамента, дислоцированные толщи серии буанджи (севернее гор Кипенгере) а в грабенах — толщу позднеюрских красноцветных отложений (бассейн р. Сонгве). На севере и востоке района есть дайки, секущие интрузивы послебуанжийских габброидов, а в районе Панда-Хилл — карбонатитовый шток. Дайки не обнажены в центре, где перекрыты лавами неоген-четвертичных вулканов, и не закартированы на юге. Некоторые дайки позднеюрско-раннемелового возраста по составу напоминают дайки «долеритов карру» [19], принадлежащих к интрузивно-трапповой формации пермо-триасового (?) возраста, однако большая часть даек щелочных трахидолеритов, фонолитов, лампрофиров и карбонатитов северо-восточного и в меньшей степени северо-западного (?) простираения, перекрытых в центре района неоген-четвертичными вулканитами, является продуктом мезозойского магматизма.

В структурном плане карбонатитовые жерла Мбализи и Панда-Хилл, некоторые фонолит-трахидолеритовые дайки и агломератовые нежки расположены в зоне разлома северо-восточного простираения (см. рис. 2), который, по-видимому, ограничивает блоковое поднятие хр. Порото, отделяя его с севера от трога Руква.

Предполагается, что экструзивные образования района Панда-Хилл, формационно связанные с эффузивными вулканитами горста Мбози, карбонатитовый шток Мбализи и останцы ряда вулканических построек горста Мбея являются комагматичными продуктами вулcano-плутонической фации туфогенной формации щелочных базальтоидов, трахит-фонолитовых вулканитов и карбонатитов [9], производными магматизма единого близповерхностного очага анатектической и расслоенной магмы, телескопированно сопряженного с более глубинным очагом мантийной щелочно-базальтовой магмы.

**Позднемеловые (?) осадочные отложения.** К этой группе отнесены отложения, фрагментарно обнаженные в предгорных частях южных и северных отрогов хр. Мбея. В южных отрогах они представлены толщей

«мергелистых песчаников» [12], сложенной параллельно-тонкослоистыми бело-сероцветными мергелистыми алевритами и песчаниками, с прослоями серых песчанистых мергелей и гравелитов с разрозненной галькой кварца. Песчаники подстилаются базальным горизонтом красноватых конгломератов с неотсортированной угловатой галькой и обломками вулканитов. Толща стратиграфически несогласно перекрывает тела выветрелых шаровых лав и агломератов раннего мела (?), имеет моноклиналиное залегание с падением на северо-восток под углом 10—15°, пересечена разломами северо-западного простириания. Разобщенные фрагменты толщи ступенчато взброшены над современной равниной трога Руква. В северных отрогах хр. Мбея аналогичная толща, согласно перекрытая пачкой озерных известняков, достигает мощности до нескольких десятков метров.

Возраст отложений определяется возрастом флексурных дислокаций и разломов, оконтуривающих блок хр. Мбея и перекрытых неоген-плейстоценовыми озерными осадками и эффузивными покровами. Параллельно-тонкослоистая текстура и состав осадочных отложений позднего мезозоя свидетельствуют о спокойном тектоническом режиме осадконакопления, что позволяет проводить их корреляцию с позднемеловыми осадками юго-восточной Танзании и рассматривать в качестве платформенных образований промежуточного (межрифтового) этапа развития Восточной Африки.

Анализ мезозойских рифтогенно-платформенных образований области Рунгве и смежных районов позволяет наметить следующую схему их тектонического развития. Осадконакопление в юре происходило в тектонически неспокойных (диастрофических) условиях последовательно прогибавшихся впадин, сопряженных с Руква-Танзанийским и Мозамбикским прогибами. Пульсационно-ритмичный характер чередования красноцветных конгломератов, известковистых песчаников и аргиллитов в разрезе накапливавшихся, неоднократно размывавшихся и переотлагавшихся осадков келловеев [13] свидетельствует об изменчивости контуров бассейнов молласоидного осадконакопления и о принадлежности последних к типу межгорных впадин и прогибов. В перикратонном размещении впадин и их ориентировке четко проявлена связь областей прогибания в юре с конкордатными «тафрогенными линеаментами» [4, 26] и подвижными поясами в южном обрамлении Танганьикского шита.

Брахиморфная складчатость и флексуры юрских толщ субмеридионального и северо-западного простириания отражали условия дифференцированного коробления рифтогенно-платформенного чехла в позднемезозойское время при преобладании напряжений сжатия в субширотном и юго-западном направлении. В конце поздней юры и раннем мелу на фоне общего воздымания и глыбово-блокового расчленения обширных территорий Танзании происходило формирование горстового поднятия Порото области Рунгве и осушение Карема-Руквинского бассейна. Возможно, что эти тектонические движения развивались синхронно и были геодинамически связанными с глобально-тектоническими процессами расчленения Гондваны и раскрытия Индийского океана [19]. В этом случае горстовое поднятие Порото области Рунгве может рассматриваться как один из структурных фрагментов, маркирующих (наряду со структурами более южных областей Африки: Чилва-Лупата-Саби-Ньюанетси-Лебомбо [5, 30]) континентальную шовную зону сопряжения, или «границу скольжения» двух литосферных плит: Африканской на западе и автономной Сомалийской на востоке [3].

Доминирующие разрывные структуры южных окраин Танганьикского шита, всей южной Танзании и смежных районов Замбии, Малави и Мозамбика в позднем мезозое имели северо-восточное простириание (контурные разломы горста Порото, грабенов Рухуху и Луангва), т. е. развивались торцово-дискордатно к структурным линеаментам Рузизи-Убендий-

ского пояса и диагонально по отношению к структурам Мозамбикского пояса. Подобную же северо-восточную ориентировку в это время имели и трансформные индоокеанские разломы сколового типа.

Вулканизм конца юры — начала мела в южной Танзании проявился лишь на сравнительно небольшой (до 2500 кв. км) площади зоны пересечения «тафрогенных линеаментов» поясов южного обрамления Танганьикского щита и происходил, вероятно, в условиях пульсационно проявленного астеносферного диапиризма и локального растяжения, порожденного напряжениями сжатия и скола. Продукты позднемезозойского вулканизма были производными магматической деятельности разноглубинных очагов анатектических магм карбонатит-щелочно-базальтоидного состава, образывавшихся в системе разнонаправленных и ограниченно приоткрывавшихся камер трещинного типа при интенсивной ассимиляции боковых пород коры (фундамента и чехла ?) пульсационно инъецировавшей и дифференцировавшейся материнской магмы мантийного происхождения. Преобладающий туфогенный высокоэксплозивный профиль, повышенная щелочность подчиненных эффузивов и карбонатитоносность начальных (?) и конечных продуктов вулканической деятельности позднего мезозоя отражают, по-видимому, специфику магматизма внутриконтинентальных сдвиговых (?) зон разграничения литосферных плит. Геологические образования этих зон, по-видимому, испытали стрессовое воздействие плит, надвигавшихся на континент со стороны срединно-океанических хребтов, т. е. из областей океанического рифтообразования с их несравненно более значительным энергетическим потенциалом [14].

Глобальная стабилизация тектонических движений и локализация магматизма в позднем мелу отразились и в области Рунгве, где в это время прекращается вулканическая деятельность и происходит частичный размыв геологических образований горста Порото, сопровождавшийся в смежном к северо-западу районе южной периферии Танганьикского щита озерным осадконакоплением сугубо платформенного типа.

## ВЫВОДЫ

1. Вулканическая область Рунгве имеет чрезвычайно сложное геологическое строение, обусловленное ее положением в пределах тектонически ослабленной и неоднократно активизировавшейся зоны сопряжения протерозойских подвижных поясов (Рузизи-Убендийского и Мозамбикского), обрамляющих с юга Танганьикский щит архея, и одновременно в узле пересечения мезозойско-кайнозойских рифтовых зон Руква-Малави и Луангва-Бухоро, наследующих северо-западную и субмеридиональную северо-восточную ориентировку простираения докембрийских структур и «тафрогенных линеаментов» коры.

2. В области Рунгве четко различимы два структурных этажа: нижний, докембрийский, представляющий собой фундамент эпипротерозойской платформы; и верхний, фанерозойский, сложенный геологическими образованиями платформенного, рифтогенно-платформенного и рифтогенного чехла.

3. Процессы рифтообразования в юго-западной Танзании проявились дважды: в позднеюрское — раннемеловое и неоген-голоценовое время.

4. Рифтогенно-платформенные осадочные и магматические формации более раннего мезозойского этапа по составу, закономерностям размещения, дислоцированности и рудоносности заметно отличаются от кайнозойских образований «щелевых» рифтовых зон ВАРС, развитых лишь в пределах современных грабенов и во внутриграбенных горстах области Рунгве. Их становление происходило в условиях специфического тектонического режима рифтогенной активизации платформы в зоне сопряже-

ния литосферных плит, отличного от аркогенного рифтового режима становления ВАРС в кайнозое.

5. Пироклорсодержащие карбонатиты жерловых фаций раннемеловых вулканов (Мбализи и Панда-Хилл) представляются продуктом заключительной стадии магматизма туфогенной формации щелочных базальтоидов, трахит-фонолитовых вулканитов и карбонатитов. Предполагается, что источником этих карбонатитов и коагматичных им вулканитов были, по-видимому, коровые «промежуточные» очаги гибридной и расслоенной магмы трахит-фонолитового и карбонатитового состава, генетически связанные и латерально совмещенные с единым ареалом глубинного очага щелочно-базальтовой магмы мантийного происхождения.

6. Геологическое строение вулканической области Рунгве может служить прекрасной иллюстрацией ряда положений о существовании теснейшей взаимосвязи между тектоникой и магматизмом, развиваемых в работах видных советских исследователей [2, 8, 15], а также ярким примером взаимодействия глубинных магм мантийного происхождения с гипабиссальными магмами телескопированных «промежуточных» очагов и с вмещающими породами земной коры, т. е. примером взаимосвязи между мантийным субстратом и коровым веществом.

### Литература

1. Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский В. В., Капича А. П., Логачев Н. А., Милановский Е. Е., Поляков А. И., Рыкунов Л. Н., Семенов В. В. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. I. М.: Наука, 1974. 264 с.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
3. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
4. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.
5. Лучицкий И. В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. 295 с.
6. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
7. Паллистер Дж. У. Тектоника Восточной Африки.— В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973, с. 427—459.
8. Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н. Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа материков.— Сов. геология, 1976, № 5, с. 18—31.
9. Пентельков В. Г. Континентально-рифтовые магматические формации «щелевых» зон Восточной Африки на примере вулканической области Рунгве, Танзания.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 5, с. 1207—1211.
10. Пентельков В. Г., Вороновский С. Н. Абсолютный возраст карбонатитов Мбализи, Танзания и его корреляция с возрастом других карбонатитов рифтовой зоны Руква-Малави.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 5, с. 1136—1139.
11. Пентельков В. Г., Матросова Т. И. Пироклоры из карбонатитов Мбализи, Танзания.— Докл. АН СССР, 1979, т. 241, № 1, с. 200—203.
12. Пентельков В. Г. Новые данные о возрасте и корреляции мезозойских отложений района трога Руква юго-западной Танзании.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1455—1459.
13. Пентельков В. Г. К стратиграфии района грабена Руква, Танзания.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 10, с. 40—53.
14. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 551 с.
15. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
16. Хаин В. Е., Божко Н. А. Основные этапы развития Африкано-Аравийской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973, с. 360—391.
17. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М.: Мир, 1966. 364 с.
18. Bloomfield K. The geology of the Nkana Coalfield, Karonga District.— Bull. geol. surv. Nyasaland, 1957, № 8.
19. Cox K. G. Tectonics and vulcanism of the Karroo period.— In: African magmatism and tectonics, Edinburgh, 1970, p. 211—236.
20. Fawley A. P., James T. C. A pyrochlore (columbium) carbonatite, Southern Tanganyika.— Econ. Geol., 1955, v. 50, № 6, p. 571—585.
21. Fick L. J., Teyde C. v. d. Additional data on the Geology of the Mbeya Carbonatite.— Econ. Geol., 1959, v. 54, № 5, p. 842—872.
22. Grantham D. R., Teale E. O., Spurr A. M., Tarkin D. A., Brown P. E. Quarter Degree Sheet 244 (Mbeya): Map. geol. Surv. Tanganyika, 1958, 1 p.
23. Harkin D. A. The geology of the Songwe-Kiwira coalfield, Rungwe District.— Bull. geol. Surv. Tanganyika, 1955, № 27. 33 p.
24. Harkin D. A. The Rungwe Volcanics at the Northern end of Lake Nyasa.— Mem. geol. Surv., Tanganyika, 1960, № 11. 172 p.

25. *Harpum J. H.* Structure and Geotectonics of the Precambrian.— In: Summary of the geology of Tanzania, pt V. Mem. geol. Surv., Tanganyika (Mineral Resources Division, Tanzania), № 1, Dodoma, 1970. 58 p.
26. *McConnell R. B.* Taphrogenic lineaments and plate tectonics.— In: Inter-Union Comiss. Geod., Sci. Rept. № 8. Stuttgart, 1974.
27. *McKinlay A. C. M.* Kimberlite intrusions cutting Karroo sediments in the Ruhuhu depression of south-west Tanganyika.— Rec. geol. Surv. Tanganyika, 1958, v. V(1955), p. 63—80.
28. *McKinlay A. C. M.* The Coalfields and the Coal Resources of Tanzania.— Bull. geol. Surv. Tanganyika, 1965, № 38. 82 p.
29. *Smirnov V., Pentelkov V., Tolochko V., Trifan M., Zhukov V.* Geology and Minerals of the Central part of the Western Rift (Tanzania)/Ed. Zhegalov Yu., Matrenitsky T. Mineral Resources Division, Tanzania, Dodoma, 1973. 300 p.
30. *Wooley A. R., Garson M. S.* Petrochemical and tectonic relationship of the Malawi carbonatite-alkaline province and the Lupata-Lebombo volcanics.— In: African magmatism and tectonics, Edinbourgh, 1970, p. 237—262.

ИМГРЭ  
Министерства геологии СССР

Поступила в редакцию  
12.XI.1979



УДК 551.242.3(234.9)

ГАМКРЕЛИДЗЕ И. П., ДУМБАДЗЕ Г. Д., КЕКЕЛИЯ М. А.,  
ХМАЛАДЗЕ И. И., ХУЦИШВИЛИ О. Д.**ОФИОЛИТЫ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА  
И ПРОБЛЕМА ПАЛЕОТЕТИСА НА КАВКАЗЕ**

Приводится геолого-петрографическая и петрохимическая характеристика «свиты метаморфических сланцев» и тесно ассоциирующихся с ней основных и ультраосновных пород Дзирульского выступа кристаллического фундамента Грузинской глыбы.

Высказывается мнение, что среди позднегерцинских гранитов Дзирульского массива сохранился фрагмент тектонически перемещенной в турнейско-средневизейское время офиолитовой ассоциации позднедокембрийско-среднепалеозойского возраста, перекрытый верхнепалеозойскими (поздний визе-башкирский ярус?) кислыми вулканитами неавтохтонного комплекса. Офиолиты считаются реликтами океанической коры Палеотетиса, существование которого предполагается в южной части Закавказского массива, между Храмским и Локским его выступами.

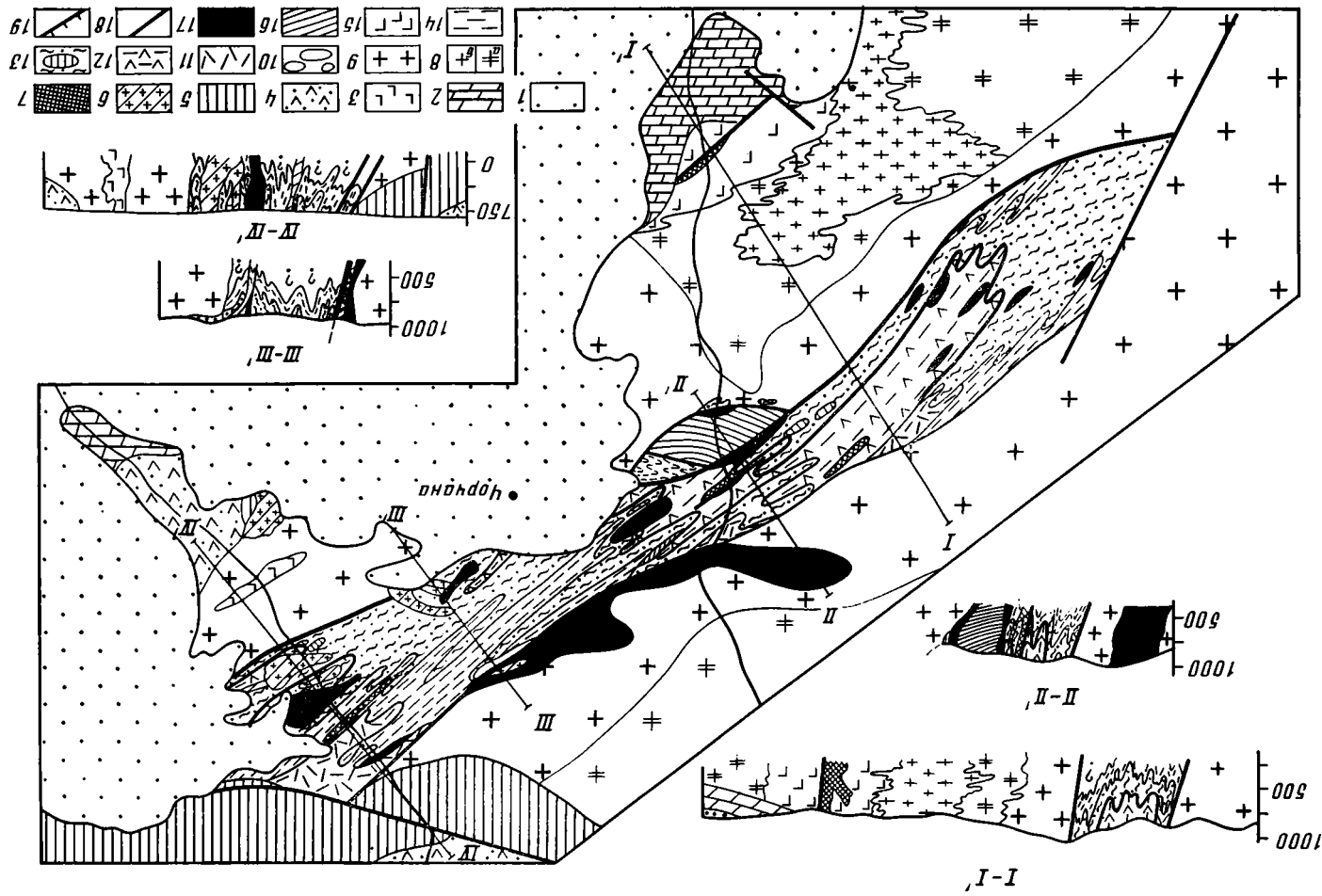
Среди образований Дзирульского выступа доюрского фундамента Грузинской глыбы особое место занимает «свита метаморфических сланцев» [1, 16—18, 20—22, 29, 33], именуемая также «филлитовой» или «диабаз-филлитовой толщей» [23, 24], узкой полосой обнажающаяся в юго-восточной части Дзирульского массива, к северу от селений Чорчана и Уцлеви, в бассейнах рек Чератхеви и Лопанисцкали (рис. 1) <sup>1</sup>.

Метаморфические сланцы Чорчана-Уцлевской полосы являются единственными образованиями фундамента Закавказского срединного массива, датированными фаунистически. В 1931 г. в линзе мраморов, заключенной в метаморфических сланцах, были найдены археоциаты [6, 25], которые, согласно определению А. Г. Вологодина [10], указывают на раннекембрийский возраст вмещающих пород. Затем болгарскими геологами Д. Кожухаровым и И. Бояновым [23] на основании обнаруженных ими в нескольких мраморных линзах катаграфий, определенных З. А. Журавлевой, был подтвержден раннекембрийский возраст той же части «свиты». Однако, согласно новейшим палинологическим данным (материал М. Б. Абесадзе и Г. К. Цимакуридзе, определение Е. Пландеровой), в «свите метаморфических сланцев» присутствуют также верхнесилурийские (?) и нижне (?)-, средне- и верхнедевонские отложения.

Проведенные нами за последние годы (1975—1978) геологические и петролого-петрохимические исследования позволили детально расчленить «свиту метаморфических сланцев», по-новому расшифровать ее внутреннюю структуру, а также высказать мнение о геологической позиции и возрасте тесно ассоциирующихся с ней ультраосновных и основных пород.

<sup>1</sup> Ниже будет показано, что «свита метаморфических сланцев» состоит из различных и разновозрастных групп пород, местами имеющих между собой тектонические контакты. Поэтому это название, укоренившееся в литературе, условно и ниже всюду приводится в кавычках.





## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА «СВИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ»

«Свита метаморфических сланцев» (общей видимой мощностью не более 700 м) смята в сильно сжатые и большей частью опрокинутые на юго-восток складки. Она находится в поле развития позднегерцинских калишпатовых гранитов, с которыми граничит по разломам (см. рис. 1). В ней выделяются три разновозрастные группы пород, относящиеся к разным частям разреза «свиты».

1. Нижняя, кембрийская часть состоит из двух пачек. Занимающая низы разреза пачка «а» слугает, как правило, ядра антиклинальных складок (см. рис. 1) и представлена слюдяными, двуслюдяными, гранатовыми (реже хлоритоид-гранатовыми) сланцами, а также переходными к ним от метаморфических сланцев разностями. Выше по разрезу следует пачка «б», сложенная серыми и черными филлитами, песчанистыми метасланцами, метапесчаниками, линзами мраморов<sup>2</sup> и кварцитами. Метаморфические сланцы представлены главным образом серицит-кварцевыми, серицит-альбит-кварцевыми и серицит-хлорит-альбит-кварцевыми разностями. Нередко присутствуют реликты биотита, мусковита и граната. Кластический минерал метапесчаников представлен в основном кварцем и альбитом, реже встречаются микроклин-пертит, мусковит, хлоритизированный биотит и кварциты. Цементирующая масса состоит из мелкозернистой кварц-альбитовой смеси с примесью глинистого вещества. Видимая мощность этих двух пачек до 300 м. Не исключена возможность, что пачка «а», подошва которой не обнажена, захватывает и поздний докембрий.

2. Следующая выше пачка, в которой были установлены отмеченные выше среднепалеозойские палиноморфы, представлена в низах филлитами, а выше чередованием актинолитовых сланцев, метадиабазов и метапорфириров. Кроме того, с метадиабазами в описываемой пачке часто чередуются эпидотизированные породы с реликтовой обломочной структурой основного плагиоклаза, что скорее всего указывает на туфогенный характер исходных пород. Присутствие среди метаморфических сланцев диабазов и основных туфов отмечалось и ранними исследователями [23, 33]. Мощность этой пачки не более 200 м<sup>3</sup>.

3. На разных горизонтах описанных выше частей разреза, вплоть до слюдяных сланцев, располагается пачка слабометаморфизованных туфов кварцевых порфириров (чешорская свита, по М. Б. Абесадзе [2]).

Рис. 1. Схема геологического строения района выхода офиолитов Дзиркульского массива 1 — терригенные отложения миоцена; 2 — карбонатные отложения мела; 3 — порфирировые и диабаз-порфирировые субвулканические тела (байос); 4 — порфирировая свита (байос); 5 — песчано-сланцевая свита (лейас); 6 — субвулканические тела кварцевых порфириров и гранит-порфириров (верхний палеозой); 7 — жильные тела аляскитовых гранитов (верхний палеозой); 8 — позднегерцинские калишпатовые граниты (алясциты) — а, гранитизированный докембрийский плагиогнейсовый (и меланократовый?) фундамент — б; 9 — гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты (докембрий); 10—14 — «свита метаморфических сланцев»; 10, 11 — неавтохтон: 10 — метаморфизованные конгломераты, гравелиты, песчаники (верхний карбон? — пермь?) и 11 — метаморфизованные туфы кварцевых порфириров (верхний визе — башкирский ярус?); 12 — 14 — аллохтон: 12 — чередование актинолитовых сланцев, метадиабазов, метапорфириров, основных туфов и филлитов (средний? — верхний девон), 13 — филлиты, песчанистые метасланцы, метапесчаники, линзы мраморов и кварциты (нижний кембрий), 14 — слюдяные, двуслюдяные, гранатовые и хлоритоид-гранатовые сланцы (венд? — нижний кембрий); 15—17 — аллохтонный меланократовый комплекс (докембрий — средний палеозой?): 15 — габбро и габбро-диабазы, 16 — амфиболиты, 17 — серпентиниты; 18 — взбросы и сбросы; 19 — надвиги

<sup>2</sup> Отмеченные выше органические остатки, указывающие на раннекембрийский возраст пород, обнаружены в этих мраморах.

<sup>3</sup> Учитывая весьма малую мощность этой пачки, мы склонны считать, что какая-то, более древняя часть найденного в ней палинологического комплекса является переотложенной.

В некоторых участках туфы по мере возрастания содержания слюдястых минералов или кварца постепенно переходят в серицит-биотитовые сланцы и кварциты. По химическому и минеральному составу, текстурно-структурным особенностям эти породы являются типичными геллефлинтами.

Принимая во внимание геологическую позицию и состав этой пачки, по аналогии с вулканогенно-осадочной толщей Храмского массива (нижние туффиты) и чиатурскими кварц-порфирами наиболее вероятным представляется ее поздневизейско-башкирский? возраст. Мощность пачки 150—180 м.

Кроме того, на водораздельном гребне рек Чератхеви и Лопанисцкали сохранилась также маломощная пачка слабометаморфизованных конгломератов, гравелитов и песчаников (см. рис. 1), которые были описаны Г. М. Заридзе [18] в составе «свиты метаморфических сланцев» как граувакковые песчаники. Д. Кожухаровым и И. Бояновым [23] они были приняты за базальную часть «свиты», а по данным М. Б. Абесадзе [2], они подстилают описанные выше туфы кварцевых порфиров. Породы этой пачки содержат обломочный материал почти всей гаммы доюрских пород Дзирульского массива, включая обломки туфов кварцевых порфиров, что безусловно свидетельствует о наиболее молодом — позднепалеозойском (поздний карбон? — пермь) возрасте указанной пачки, претерпевшей затем складчатость совместно с нижележащими породами, а также динамометаморфизм.

Таким образом, описанная «свита метаморфических сланцев» неоднородна по составу и включает в себя по меньшей мере три разновозрастные группы пород. Породы первых двух групп, датированные палеонтологически нижним кембрием и средним палеозоем, представляют собой апотерригенно-вулканогенные образования, причем, судя по составу обломочного материала, при формировании первичных песчано-глинистых отложений источником сноса кластического материала служил докембрийский сиалический комплекс преимущественно плагнонейсового состава. Вместе с тем парагенетические ассоциации и взаимоотношение между минералами пород нижнекембрийской части «свиты» показывают, что они являются диафторитами верхов фации зеленых сланцев и фации, переходной к эпидот-амфиболитовой [1, 21]. Среднепалеозойская часть прогрессивно метаморфизована в условия фации зеленых сланцев. Что же касается более молодой, верхнепалеозойской части, то она представляет собой продукт динамометаморфизма кислых эффузивов и грубообломочных пород.

Учитывая широкий возрастной диапазон «свиты метаморфических сланцев», отсутствие в ране-среднепалеозойских отложениях каких-либо признаков размыва и принимая во внимание редуцированность на Кавказе (и во всей Альпийской области) каледонского тектогенеза, мы склонны считать, что выпадение из разреза ордовика, силура и, возможно, части девона вызвано здесь не стратиграфическим перерывом, а существованием по меньшей мере двух тектонических чешуй — венд?-нижнекембрийской и среднепалеозойской (верхнедевонской?), перекрытых позднепалеозойскими кислыми эффузивами, расположенными, как отмечалось, на разных горизонтах нижележащих пачек (см. рис. 1). Однако к этому вопросу мы еще вернемся.

Особый интерес вызывает вопрос о первичном взаимоотношении герцинских гранитов с описанными выше породами.

В последнее время было поставлено под сомнение общепринятое мнение о первичном контактовом воздействии гранитов на «свиту метаморфических сланцев», так как было высказано мнение о шарьировании филлитов вместе с серпентинитами с юга на север после формирования гранитов в позднем палеозое [3]. Однако такому времени шарьирования этих пород, на наш взгляд, в первую очередь противоречит появление

в верхах «свиты метаморфических сланцев» (в туфах кварцевых порфиров и конгломератах) обломков калишпатов (микроклинов) и калишпатовых гранитов. Наряду с этим ряд фактов указывает на первично контактное воздействие позднегерцинских гранитов на нижне-среднепалеозойскую часть «свиты метаморфических сланцев».

Как отмечалось, «свита метаморфических сланцев» в виде клина зажата между разрывами, отделяющими их от позднегерцинских калишпатовых гранитов, представленных в приконтактной полосе крупным телом аляскитовых гранитов (см. рис. 1). В этой полосе граниты большей частью катаклазированы, а местами превращены в милониты. Однако в метасланцах во многих местах наблюдается образование смешанных (мигматитовых) пород и очковых сланцев, содержащих контактные минералы — зеленый биотит, турмалин, андалузит, а также тонкие жилы и порфиробласты калишпата и альбита. Наряду с этим внутри филлитов наблюдаются многочисленные жильные тела аляскитовых гранитов, а также гранит-порфиров и кварцевых порфиров позднепалеозойского возраста. В некоторых местах среди аляскитовых гранитов в приконтактной полосе с метасланцами отмечаются ксенолиты последних (см. рис. 1).

Таким образом, несмотря на то, что в настоящее время контакты между «свитой метаморфических сланцев» и герцинскими калишпатовыми гранитами почти всюду тектонические, приведенные выше факты позволяют говорить о первично контактом воздействии герцинских гранитов на породы этой «свиты». В этом отношении интересны также данные о графитовых проявлениях внутри филлитов, которые приурочены главным образом к контактовым ореолам калишпатовых гранитов. Рентгеноструктурные исследования позволили использовать графит в качестве геотермометра, отражающего максимальные температуры кристаллообразования [32]. Полученные высокие значения (450—680° С) температуры кристаллизации графитов не соответствуют физико-химическим условиям образования самих метаморфических сланцев. Поэтому их естественно связать с контактным воздействием герцинских гранитов.

#### КОМПЛЕКС УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Как отмечалось, со «свитой метаморфических сланцев» пространственно тесно ассоциируется комплекс ультраосновных и основных пород (серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы).

Наиболее крупные выходы серпентинитов, представленные линзообразными телами, фиксируются в северной приконтактной полосе, а также внутри «свиты метаморфических сланцев» (см. рис. 1).

Изучение контактов серпентинитов с вмещающими породами показывает, что они повсюду тектонические [22, 26]. Как правило, в приконтактной полосе развиты процессы милонитизации серпентинитов. В филлитах катакластические структуры прослеживаются на несколько десятков метров от контакта; при этом развиваются филлониты [21].

Интересен вопрос взаимоотношения серпентинитов с калишпатовыми гранитами. Наличие кварцевых, кварц-полевошпатовых инъекций в серпентинитах, а также присутствие в них жил кварцевых порфиров и гранит-порфиров свидетельствуют о воздействии герцинских гранитов на серпентиниты. В то же время Г. М. Смирнов описал ксенолиты гранитов в серпентинитах [29]. Это обстоятельство указывает не на наличие гранитов двух возрастов, как это принималось некоторыми ранними исследователями, а подтверждает протрузивный характер и неоднократное перемещение серпентинитов <sup>4</sup>.

<sup>4</sup> После внедрения гранитов серпентиниты на дневную поверхность появились, видимо, лишь в результате альпийских движений и процессов денудации, так как описанные выше верхнепалеозойские конгломераты содержат гальки всех пород Дзиркульского массива, за исключением серпентинитов.

По реликтовым минералам устанавливается гарцбургитовый (реже дунитовый) протолит исследованных серпентинитов. В серпентинитах повсеместно развиты процессы карбонатизации, пренигитации и оталькования. Последний развит настолько интенсивно в крупных выходах серпентинитов, что нередко образует месторождения талька и лиственита промышленного значения.

Амфиболиты представлены в виде довольно крупного тектонического клина эллипсоидальной формы, зажатого между метаморфическими сланцами и гранитами, с севера и юга окаймленного тонкой серпентинитовой коркой (см. рис. 1) и испещренного телами сильновыветрелых темно-серых уралитизированных диабазов.

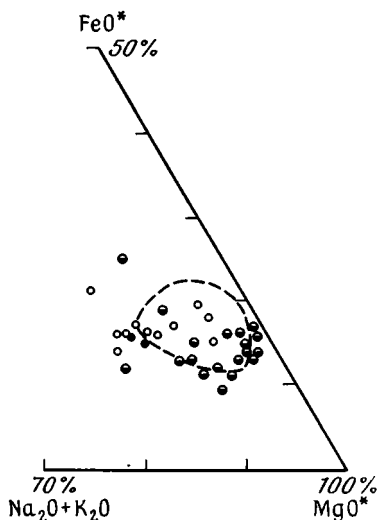


Рис. 2. Диаграмма  $FeO^* - MgO - Na_2O + K_2O$  по Э. Бонатти и др. [9]. Черные кружки — серпентиниты Дзирульского массива; белые кружки — ультраосновные породы зоны Главного хребта Большого Кавказа; черные кружки — теоретические составы пиrolитов

Главные парагенетические ассоциации амфиболитов: Пл<sub>20-36</sub> + Роg (+ Кв, Эп), Пл<sub>32-41</sub>Роg<sub>43</sub> (+ Сф), Пл<sub>38</sub> + Роg (+ Кумм).

Габбро и габбро-диабазы встречаются в основном в виде реликтов разной величины среди калишпатовых гранитов. Наиболее крупный из этих выходов вблизи «свиты метаморфических сланцев» расположен южнее ее, у сел. Цхетис-Джвари (см. рис. 1). Здесь представлены плотные мелкозернистые породы темного цвета, обычно массивной текстуры. Местами наблюдаются участки с отчетливой полосчатостью; при этом образуются разности, переходные к габбро-амфиболитам. Однако большей частью габбро и габбро-диабазы имеют настолько свежий вид, что их можно принять за молодые образования, если бы не факт внедрения в эти породы не только позднегерцинских калишпатовых гранитов, аплитов и пегматитов, но и более древних раннегерцинских кварцевых диоритов.

Наиболее характерные парагенезисы: Пл<sub>65-85</sub> + Пир ( $\pm$  Роg); Пл<sub>65-71</sub> + Роg<sub>40-44</sub> (+ Биот, Сф). В гранитизированных участках габбро-диабазов отмечаются альбит, а также кварц и микроклин.

Таким образом, в Чорчана-Уцлевской полосе Дзирульского массива развита специфическая группа пород меланократового комплекса (серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы), имеющая догерцинский возраст и находящаяся в тесной пространственной связи с апотерригенно-вулканогенной толщей. Это сообщество пород проявляет большое сходство с породами офиолитовой ассоциации [14]<sup>5</sup>.

<sup>5</sup> Следует отметить, что принадлежность серпентинитов Дзирульского массива к «нижнепалеозойской офиолитовой серии» впервые отмечена Г. М. Заридзе [19].

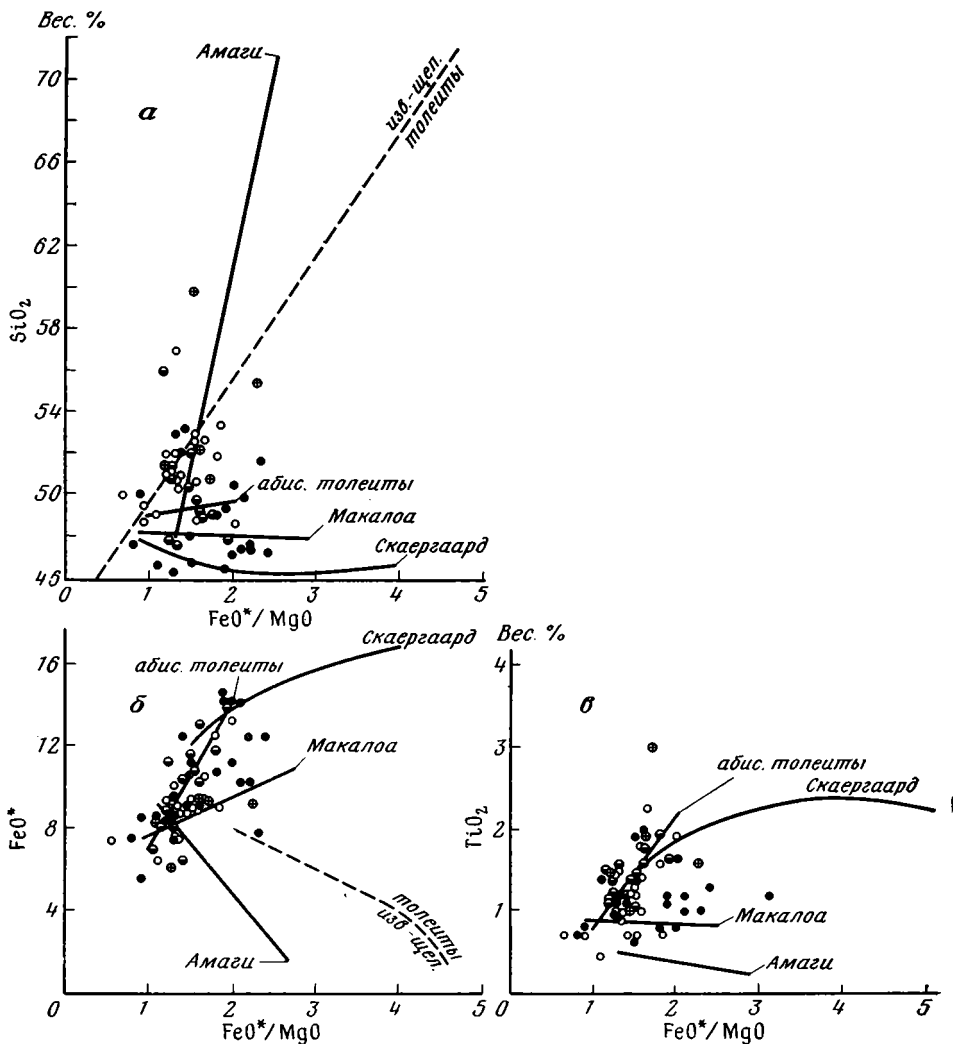


Рис. 3. Диаграммы, иллюстрирующие отношения  $\text{SiO}_2$  к  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (а),  $\text{FeO}^*$  к  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (б) и  $\text{TiO}_2$  к  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (в) по Миясиро [36] для исследованного комплекса основных пород; черные кружки — литературные данные по габбро и амфиболитам, черно-белые кружки — амфиболиты, белые кружки — габбро и габбро-диабазы, кружки с крестиками — пластовые тела диабазов в «свите метаморфических сланцев»

Определенным подтверждением этого положения могут служить петрохимические данные по комплексу ультраосновных и основных пород.

В частности, специфика дзирульских серпентинитов хорошо отражена на диаграмме щелочи — железо — магний (рис. 2), анализ которой показывает, что большинство фигуративных точек исследованных серпентинитов попадает в область (очерчена пунктирной линией), характерную для океанических гипербазитов, либо располагается вблизи нее. По сравнению с теоретическими составами пиролита (а также с гипербазитами зоны Главного хребта Большого Кавказа) эти серпентиниты сильно обеднены щелочами. По-видимому, их следует рассматривать как тугоплавкий остаток мантии после выплавления из нее базальтовой составляющей, тектонически выжатый в верхние горизонты коры.

Химические составы исследованных амфиболитов, габброидов и диабазов в целом отвечают субщелочным базальтоидам. Некоторая аномалия (в частности, высокое содержание  $\text{K}_2\text{O}$ ) в сторону щелочного тренда

у габброидов обуславливается интенсивным воздействием калишпатовых гранитов на эти породы.

Как следует из диаграммы (рис. 3), амфиболиты Чорчано-Уцлевской полосы по соотношениям кремнезема, титана и тотального железа к степени дифференциации представляют собой особую группу пород, относящуюся к толеитовым сериям, и по ряду вышеперечисленных параметров (высокая титанистость, узкий интервал отношения  $FeO^*/MgO$ ) близки к абиссальным толеитам.

Близость исследованных амфиболитов к океаническим толеитам отчетливо проявлена также на диаграмме, иллюстрирующей отношение  $TiO_2$  к  $P_2O_5$  (рис. 4), — почти все точки амфиболитов группируются в узком поле абиссальных толеитов. Эти данные в совокупности с геологической позицией амфиболитов Чорчано-Уцлевской полосы (тектонические контакты, серпентинитовая «рубашка») позволяют предположить, что они тоже представляют собой тектонически выжатые фрагменты древней океанической коры.

Габбро, габбро-диабазы, а также пластовые тела диабазов, залегающие в среднепалеозойских филлитах, по перечисленным выше петрохимическим параметрам обнаруживают четко выраженные закономерности в распределении компонентов, и среди них соответственно можно выделить две группы пород. Так, небольшая часть габброидов, так же как и амфиболиты, представляет собой породы толеитового тренда, а большая их часть (совместно с диабазами) является дифференциатами известково-щелочного направления (см. рис. 3). Низкая титанистость, содержание  $K_2O$  до 1,5%, повышенное содержание фосфора, большая степень дифференцированности — все это роднит исследованные габброиды и диабазы с базальтоидами островных дуг.

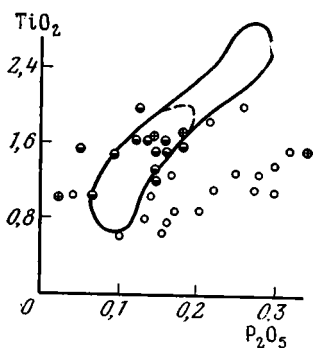


Рис. 4. Диаграмма, иллюстрирующая отношение  $TiO_2$  к  $P_2O_5$ . Обозначения те же, что и на рис. 3. Сплошной линией очерчено поле абиссальных толеитов

По-видимому, они могут рассматриваться как породы, характерные для структур, переходных от океана к континенту, что не противоречит их геологической позиции (наиболее тесная связь с «толщей метаморфических сланцев»).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Дзирульском выступе доюрского кристаллического фундамента среди герцинских гранитов сохранился реликт офиолитовой ассоциации позднедокембрийско?-ранне-среднепалеозойского возраста, перекрытый более молодыми (верхнепалеозойскими) отложениями. Нижне-среднепалеозойская часть «свиты метаморфических сланцев» представляет собой фрагмент вулканогенно-осадочной линзы, формировавшейся в пределах древнего континентального (или, возможно, островодужного) склона, обладавшего субконтинентальной корой. Породы же меланократового комплекса (серпентиниты, амфиболиты, габбро- и габбро-диабазы) являются фрагментами верхней мантии и третьего (и второго?) слоев палеоокеанической коры и структур, переходных от океана к континенту.

Исходя из того положения, что офиолиты представляют собой реликты океанической коры геологического прошлого [28] и почти всегда залегают в виде шарьированных пластин, отторженных от их первоначального местонахождения, а также принимая во внимание сонахождение на исследованном участке Дзирульского массива совершенно различных по характеру чешуй (фрагментов верхней мантии, океанической коры, а также разновозрастных и имеющих различную историю метаморфизма

пластин осадочных отложений), следует, видимо, считать, что описанные офиолиты также испытали тектоническое перемещение. Время их шарьирования — турне — ранний — средний визе, так как аллохтонная пластина осадочного комплекса включает верхний девон, а перекрывающие ее отложения (неоавтохтон) относятся по возрасту, вероятнее всего, к позднему визе — башкирскому ярусу. Вместе с тем эти движения хорошо коррелируются со временем шарьирования офиолитов Передового хребта Большого Кавказа (между турне и намюром), а также с четко выраженным перерывом в палеозойском чехле Южного Закавказья — между ранним турне и пермью [4]. К этому же времени относятся и выжимание и шарьирование многих палеозойских офиолитов Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов (конец раннего карбона — средний карбон).

Аллохтонный осадочный комплекс состоит по меньшей мере из двух покровных пластин. Первая из них включает позднекембрийско-нижнекембрийские образования, испытавшие в раннегерцинское время прогрессивный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой (возможно, амфиболитовой) фации в автохтонном залегании. Вторая, среднепалеозойская пластина испытывает метаморфизм фации зеленых сланцев уже в аллохтонном залегании в результате позднегерцинской тектоно-магматической активности. Вместе с тем этот метаморфизм оказался регрессивным по отношению к более древней, также уже аллохтонной в это время нижнекембрийской пластине. Обе пластины запечатаны пачкой туфов кварцевых порфиров поздневизейско-башкирского? возраста (неоавтохтон), испытавшей вместе с аллохтоном складчатость и динамометаморфизм.

Таким образом, можно предположить, что офиолиты Дзирульского массива являются реликтами океанической коры Палеотетиса, унаследованно развившегося из Прототетиса. Местонахождение этой океанической структуры может интерпретироваться по-разному. По мнению большинства исследователей, свидетелем существования океанической структуры Палеотетиса в пределах Кавказа служат офиолиты Передового хребта Большого Кавказа [7, 8, 12, 13, 30, 31]. Однако Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили [3] основную океаническую структуру Палеотетиса представляют себе южнее, в пределах Малого Кавказа. Существование Палеотетиса к югу от Закавказского массива ранее предполагалось и А. А. Моссаковским [27].

Полученные нами данные об офиолитовых фрагментах Дзирульского массива, действительно, свидетельствуют о существовании в палеозое бассейна океанического типа к югу от современного расположения этих офиолитов, так как их шарьированию с севера противоречит почти непрерывное «прощупывание» домезозойской синэпигейской коры под Гагрско-Джавской зоной Южного склона Большого Кавказа, вплоть до выходов дизъюнктивной серии в Сванетском антиклинории [11, 15], охватывающей полный разрез от силура? — девона до триаса включительно. В современной структуре рубец, маркирующий местонахождение океанического бассейна в палеозое, можно представить непосредственно южнее Дзирульского массива, на границе с центральной частью Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Однако другая область, где существование такой линии представляется нам более вероятным, расположена между Храмским и Локским выступами Закавказского срединного массива. Палеомагнитные данные, полученные, с одной стороны, для ранне-среднеюрских пород района Локского выступа и Сохето-Карабахской зоны Малого Кавказа, а с другой — для пород того же возраста Бечасынской зоны и Дзирульского выступа (от последнего вряд ли можно, на наш взгляд, отделить также и Храмский выступ), показывают, что эти две области в ранне-среднеюрское время были разобщены на 8—10° друг от друга [5]. К юрским палеомагнитным направлениям Сохето-Карабахской зоны близки



также направления средне-верхнетриасовых пород Еревано-Ордубадской зоны.

Можно предположить, что океанический бассейн Палеотетиса унаследованно развивался в раннем мезозое и рубец, маркирующий местонахождение этого океана, проходит где-то южнее Храмского выступа Закавказского массива. На западе он, возможно, следует по северному краю Келькиг-Бейбуртской зоны, сливаясь с Северо-Анатолийской офиолитовой зоной, где целый ряд геологических, палеобиогеографических и палеофлористических данных [8, 34, 35] также указывает на существование океанического бассейна Палеотетиса, унаследованно развивавшегося и в мезозое. Более сложен вопрос о восточном продолжении рубцовой зоны Палеотетиса. Возможно, она проходит через центральную часть Куринской впадины, а далее через безграничную область Южного Каспия, которую А. А. Белов [8] рассматривает в качестве реликта океанического бассейна Палеотетиса. Следует отметить, что области, примыкающие с севера и юга к намеченной нами рубцовой зоне, имеют отчетливо разную юрскую историю. К северу от этой линии вся северная часть Артвино-Болнисской глыбы (судя по геологическим данным, по Храмскому и Артвинскому массивам), а также область Аджаро-Триалетской складчатой зоны с позднего палеозоя до середины мела представляли собой высокоприподнятую размываемую сушу [12], тогда как область, расположенная к югу от отмеченной линии, в продолжение всей юры являлась ареной накопления мощных терригенно-сланцевых и в основном вулканогенных толщ преимущественно известково-щелочного состава.

Таким образом, исходя из геологических и палеомагнитных данных, можно предполагать, что отмеченные выше области все это время были разобщены замыкающимся реликтовым бассейном Палеотетиса, испытывавшим закрытие, видимо, лишь в батскую фазу сжатия. Возможно, именно с этого времени южнее начинает формироваться Малокавказская (Севано-Акеринская) ветвь океанической структуры Мезотетиса, которая, как и осевая зона последней, маркируемая офиолитами Кипра, Александреттской зоны, Загроса и Омана, не унаследовала положение области Палеотетиса и является новообразованной.

#### Литература

1. *Абесадзе М. Б.* Петрология нижнепалеозойских сланцев Дзиркульского кристаллического массива: Автореф. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, ГИН АН ГрузССР, 1969, с. 1—32.
2. *Абесадзе М. Б.* Новые данные о расчленении метаморфических сланцев (филлитов) Дзиркульского кристаллического массива.— *Сообщ. АН ГССР*, т. 79, № 3, с. 645—648.
3. *Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д.* Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап).— *Геотектоника*, 1979, № 1, с. 77—84.
4. *Аракелян Р. А.* К вопросу о среднем и верхнем карбоне в Армении.— *Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук*, 1951, т. IV, № 3, с. 223—230.
5. *Асанидзе В. Б., Печерский Д. М.* Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1979, № 10, с. 77—92.
6. *Барсанов Г. П.* Нижний кембрий в Закавказье.— *Изв. АН СССР*, 1931, № 9, с. 1255—1259.
7. *Белов А. А.* История тектонического развития Альпийской складчатой области в палеозое: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979, с. 1—56.
8. *Белов А. А., Омельченко В. Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— *Геотектоника*, 1976, № 2, с. 44—57.
9. *Бонатти Э., Гонорец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*. М.: Мир, 1973, с. 9—29.
10. *Вологдин А. Г.* К открытию археоциат на Кавказе.— *Изв. ВГРО*, 1931, вып. 100, т. 50, с. 1514—1516.
11. *Гамкрелидзе И. П.* Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 72—85.

12. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1976, вып. 52, с. 1—225.
13. Гамкрелидзе И. П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 25—37.
14. Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А., Хмаладзе И. И., Хуцишвили О. Д. Фрагмент офиолитов в Дзирульском кристаллическом массиве.— Сообщ. АН ГССР, 1979, т. 96, № 2, с. 381—384.
15. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1977, вып. 57. Тбилиси: Мецниереба, с. 1—81.
16. Гамкрелидзе П. Д., Чихелидзе С. С. К геологии части ущелья р. Дзирула (на груз. яз.).— Сообщ. Ин-та геол. Грузии, 1933, т. 1, № 2, с. 81—106.
17. Заридзе Г. М. Изверженные и метаморфические породы Грузии.— В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 156—161.
18. Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М.: Гос. научно-техн. изд-во лит. по геол. и охране труда, 1961, с. 1—382.
19. Заридзе Г. М. Путеводитель экскурсии международного коллоквиума по тектонике альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Экскурсия Хашури—Шроша. Тбилиси: Мецниереба, 1965, с. 61—69.
20. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Взаимоотношения формаций кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива.— Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 1, с. 121—124.
21. Киласония П. Ф. О генезисе и возрастных соотношениях метаморфитов Дзирульского кристаллического массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 58—72.
22. Киласония П. Ф. Главные этапы формирования кристаллического субстрата Грузинской глыбы.— Тр. ТГУ, А 3 (1944), 1972, с. 165—179.
23. Кажухаров Д., Боянов И. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 42—47.
24. Кажухаров Д., Боянов И. Стратиграфия и структура метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива.— Описание на Българского геол. дружество, 1972, т. XXXII, № 3, с. 312—322.
25. Кузнецов И. Г. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений.— Изв. ВГРО, 1931, вып. 100, т. 50, с. 1537—1540.
26. Лобжанидзе Г. П. Геология восточной периферии Дзирульского массива между Сурамским и Крестовым перевалами: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: Мецниереба, 1966, с. 1—32.
27. Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 65—77.
28. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
29. Флоренский А. А., Барсанов Г. П. Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанисцкали в Юго-Осетии.— В кн.: Производительные силы Юго-Осетии. Вып. 13. М.—Л., СОПС АН СССР, 1936, с. 4—90.
30. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.
31. Хаин В. Е. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
32. Хмаладзе И. И. Графитовые образования в Дзирульском кристаллическом выступе Закавказского срединного массива.— Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 90, 83, с. 621—624.
33. Чихелидзе С. С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1948, т. IV (IX), с. 1—214.
34. Bassoulet J. P. de, Bergougnan H., Enay R. Separation des Faunes et facies liasiques dans l'Est de la Turquie, region du Haut-Euphrate.— C. R. Acad. Sci. France, s. D, 1975, t. 280, № 5, p. 583—586.
35. Flügel H. W. Zur Entwicklung der «Prototethys» im Paläozoikum Vorderasiens.— Neues. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart. 1972, H. 10. S. 602—610.
36. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975, v. 83, p. 249—281.

Геологический институт им. А. И. Джанелидзе  
АН ГССР, Тбилиси

Поступила в редакцию  
19.II.1980

УДК 551.242.51 (470.22)

ЛОБАНОВ И. Н., ПОЛИКАРПОВ В. И.

### ЗОНА ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА МЕЖДУ КАРЕЛЬСКИМ И СВЕКОФЕННСКИМ БЛОКАМИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)

Дано описание зоны глубинного разлома в докембрийских образованиях восточной части Балтийского щита. Анализ новых данных, полученных в результате полевых исследований, и переоценка опубликованных материалов, исходя из требований систематического освещения структурно-кинематических характеристик разрывных нарушений, позволили авторам подойти к обоснованным представлениям о строении и развитии глубинного разлома, тектоники и стратиграфии исследованного района, а также высказать соображения по некоторым вопросам строения и развития Балтийского щита.

В районе оз. М. Янис-Ярви наблюдается несколько разновозрастных докембрийских комплексов пород, выяснение соотношений которых является ключом к познанию ряда закономерностей геологического строения и развития структуры Балтийского щита. Вот почему этот район с начала нашего столетия и до настоящего времени привлекает такое пристальное внимание многих геологов. История его исследования неоднократно освещена в монографических работах, что позволяет нам не останавливаться на этом вопросе. Все исследователи района признают, что наблюдаемое здесь соотношение геологических комплексов в значительной мере обусловлено сложным проявлением и развитием во времени разрывных нарушений. Однако в связи с недостатком необходимых данных до настоящего времени разрывные нарушения не были картированы, а их строение, генетическая природа, история развития, региональное положение и другие характеристики, позволяющие правильно истолковать стратиграфическое взаимоотношение докембрийских комплексов, строение и история развития данного района не были изучены в должной мере.

В последние годы в пределах Мало-Янис-Ярвинской структуры был выполнен широкий комплекс исследований, который наряду с детальным геологическим картированием включал методы структурной геофизики (гравиразведку, магниторазведку, электроразведку) и большой объем колонкового бурения; полученные новые данные с учетом материалов предыдущих исследований позволяют подойти к решению отмеченных вопросов.

Разлом оз. М. Янис-Ярви<sup>1</sup> расположен в зоне сочленения Карельского массива и Свекофеннской геосинклинальной области; в пределах Карельской АССР он проявляется на протяжении около 40 км при ширине от 3 до 8 км, следуя от пос. Мямми до г. Вярсиля и далее уходит в Финляндию. В восточной части он имеет близширотное простирание (с.-з. 290—300°), которое затем постепенно меняется на северо-западное 330°. Изученная территория охватывает краевые части

<sup>1</sup> В изложении авторы пользовались классификацией и терминологией А. И. Сувова [17].

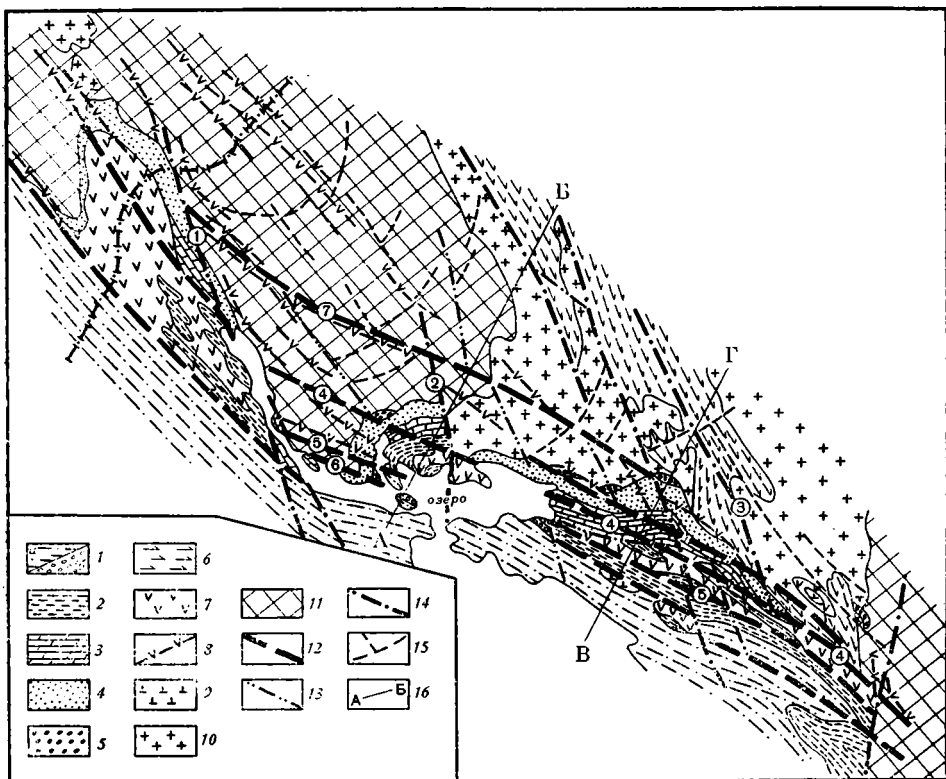


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района оз. Малое Янис-Ярви. Составили В. И. Поликарпов и И. Н. Лобанов

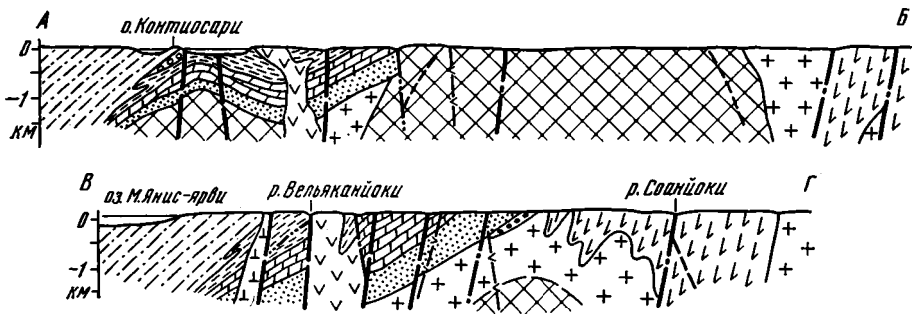


Рис. 2. Геологические разрезы Янис-Ярвинской структуры по линиям АБ и ВГ. Составили В. И. Поликарпов и И. П. Лобанов

Условные обозначения к рис. 1, 2.

1 — ладожская серия  $PR_2$  — кварцево-биотитовые сланцы, алевролиты, кварциты (а); конгломераты мыса Партанен и о. Контисари (б); 2—4 — ятулийская серия; 2 — зоанлахтинская свита — графитистые сланцы, доломиты, алевролиты и метабазиты, 3 — туломозерская свита — доломиты, филлиты, 4 — сегозерская свита — кварциты, кварцито-песчаники, гравелиты; 5 — сариольская серия — гранитные валуново-галечные конгломераты; 6 — ялонварская и межозерская свиты  $PR_1$  — биотито-амфиболовые и слюдяные сланцы, метавулканиды; 7 — метадиабазы и габбро-диабазы; 8 — дайки диабазов; 9 — серпентиниты и метаперидотиты; 10 — плагиомикроклиновые граниты; 11 — гнейсо-граниты и мигматиты  $AR$  и  $PR_1$ ; 12 — главные разрывные дислокации; 13 — оперяющие нарушения; 14 — древние, местами подновленные, субмеридиональные разрывные дислокации; 15 — концентрические и радиальные разрывные нарушения купольных структур; 16 — линии геологических разрезов

Восточно-Финляндского антиклинального поднятия и Западно-Карельской синклинали с характерным для них субмеридиональным простиранием. В строении поднятия участвуют архейские и нижнепротерозойские гнейсо-граниты и мигматиты, образующие куполовидные структуры, к которым приурочены гранитные интрузии. В синклинали зоне залегают нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования межозерской и ялонварской свит, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Гнейсо-граниты и толщи супракрустальных пород в грабен-синклинали М. Янис-Ярви образуют нижний структурный ярус, на который с угловым несогласием налегает сариолийско-ятулийский комплекс среднего протерозоя; в составе ятулия здесь выделяются характерные для других районов Карельского массива сегозерская, туломозерская и соанлахтинская (заонежская) свиты, во взаимоотношениях которых характерно трансгрессивное налегание каждой из последующих на более раннюю. Далее к югу и юго-западу следует флишеидная кварцито-сланцевая ладожская серия, которая накапливалась в геосинклинальном прогибе (рис. 1).

Стратиграфическая последовательность выделяемых геологических комплексов нарушена разрывными дислокациями и до настоящего времени является предметом обсуждения, поэтому на данном вопросе мы остановимся после рассмотрения разрывных нарушений.

Разрывные нарушения в зоне разлома на поверхности выражены геоморфологическими признаками, выходами интрузивных образований кислых и основных пород, зонами дробления и рассланцевания, зеркалами скольжения, резкими обрывами пород по простиранию и др. На закрытых участках нарушения прослежены по простиранию и на глубину геофизическими методами и бурением.

В исследуемом районе картируется сложный рисунок тектонических элементов, в котором по особенностям пространственной ориентировки и отношению к нижнепротерозойским структурам можно выделить три основных системы разрывных нарушений: дислокации субмеридионального и северо-западного направления ( $335-350^\circ$ ), дугообразные и кольцевые дислокации и нарушения субширотного простирания ( $290-320^\circ$ ) (см. рис. 1).

Первая система нарушений связана с нижнепротерозойскими структурами, она имеет доятулийский возраст заложения, к этой системе относятся Вяртсильский, Кухиласлампинский, Соанйокский разломы (№ 1, 2, 3, на рис. 1). В зоне плоскости Вяртсильского разлома (№ 1) бурением вскрыта зона брекчирования и милонитизации ятулийских пород мощностью более 150 м с падением к юго-западу под углом  $80^\circ$ , он рассматривается как сброс. Кухиласлампинский разлом (№ 2) взбросового типа срезает восточный край Кухиласлампинской впадины, вдоль его сместителя бурением вскрыта зона брекчирования с последующей милонитизацией мощностью более 100 м с падением к востоку под углом  $70^\circ$ ; здесь устанавливается вертикальное смещение в несколько сот метров; к этому нарушению приурочена дайка метадиабазов с включением обломков гнейсо-гранитов. Соанйокский разлом (№ 3) образует группу параллельных нарушений, вдоль которых отмечается усиление мигматизации гнейсо-гранитов и вулканогенно-осадочных образований нижнего протерозоя, он имеет общую мощность около 3 км с падением на северо-северо-восток под углом  $70^\circ$ .

Вторая система нарушений проявляется только в доятулийских образованиях, она связана с формированием куполовидной структуры гнейсо-гранитов, при этом наряду с концентрическими дугообразными и кольцевыми сбросами развивались радиальные и продольные сбросовые дислокации, документируемые по геоморфологическим признакам, интрузиям даек метадиабазов, а с наиболее крупными из них, разви-

тыми по периферии купола, связана прерывисто-кольцевая интрузия плаггиомикроклиновых гранитов.

Третья, собственно янис-ярвинская система нарушений является главной для исследуемой зоны глубинного разлома. Эти нарушения имеют кулисное расположение; восточнее оз. Кухиласлампи их простирание субширотное, при этом они срезают нижнепротерозойские структуры под углом  $40-50^\circ$ ; западнее они постепенно приобращают северо-западное направление и так следуют до р. Вяртоиля, а затем уходят за пределы СССР. Характерны для этой системы Центральный, Вельяканйокский и Прибрежный разломы (№ 4, 5, 6 рис. 1). Центральный разлом (№ 4) следует от г. Вярсила на западе до Ялонварского серноколчеданного месторождения, а восточнее уходит за пределы нашего района; к нему приурочена серия даек метадиабазов, а восточнее оз. М. Янис-Ярви тело габбро-диабазов мощностью около 2 км; у горы Кухиласваара он выражен сбросом с вертикальным смещением более 220 м и падением к северу под углом  $80^\circ$ ; здесь бурением вскрыта зона катаклаза и милонитизации, мощностью более 100 м, к которой приурочены дайки метадиабазов; в районе Проланвары в контакте с телом габбро-диабазов развита зона брекчирования и милонитизации мощностью до 50 м, с падением к югу под углом  $70^\circ$ . Вельяканйокский разлом (№ 5) следует вдоль долины одноименной реки и пересекает породы соанлахтинской свиты и метадиабазы, он изучен профилями скважин через 1,2—2,5 км; его главный шов, мощностью около 6 м, имеет падение в южных румбах под углом  $80^\circ$ ; с ним сопряжены многочисленные оперяющие нарушения с наклоном к югу под углом  $50^\circ$ , что указывает на сбросовое смещение вдоль этого разлома; с главным швом и оперяющими его нарушениями связана зона брекчирования и рассланцевания общей мощностью около 100 м. Западное продолжение данного разлома трассируется через мысы Питкяниemi и Коркеаниemi; на последнем он разграничивает резко различные по мощности и фациальным особенностям кварциты сегозерской свиты: к северу от разлома кварциты светло-серые мощностью до 700 м, а к югу — темные графитизированные мощностью до 350 м, что может служить указанием на конседиментационное развитие этого разлома.

Приведенные данные о строении выделенных систем разрывных нарушений с учетом изучения текстур тектонитов (катаклаза, сланцеватости, линейности, малых складок и др.), а также их пространственной ориентировки показывают, что по типу движений исследуемый разлом сложный и долговременный, здесь устанавливаются сбросовые, взбросо-сдвиговые и сдвиговые перемещения.

Сбросовые дислокации, кроме описанных выше характеристик, наглядно выражены в особенностях сочленения гнейсо-гранитов и сариолийско-ятулийских отложений на пространстве между горой Кухиласваара и ручьем Хатуноя. Здесь гнейсо-граниты образуют в рельефе резко выраженный уступ, с относительными превышениями до 100—150 м, в подножии которого развиты ятулийские кварцито-песчаники. Последние в верхней части уступа наблюдаются лишь в отдельных местах, где они залегают почти горизонтально в углублениях древней поверхности гнейсо-гранитов. К таким же углублениям приурочены линзовидные тела валунно-галечных гранитных конгломератов на горе Кухиласваара, у фермы Лая, в урочищах Оттовайнен, Лехтомяки и у ручья Хатуноя (в 1,5 км севернее Ялонварского колчеданного месторождения), в последнем случае конгломераты лежат как на гнейсо-гранитах, так и на породах ялонварской толщи. Конгломераты в генетическом отношении рассматриваются как образования предгорных конусов выноса [7]. Из этого следует, что валунные конгломераты, наблюдаемые в уступе гнейсо-гранитов, как правило, относятся к вершинным частям конусов выноса, а их дельтовые и устьевые части

обычно перекрыты породами ятулийской серии; подтверждения этому будут приведены ниже. Подошва конгломератов располагается на разных высотах: в одних местах она приподнята над поверхностью кварцито-песчаников до 100 м (урочище Оттовайнен), в других слои конгломератов утыкаются в кварцито-песчаники (урочище Лехтомяки) и в третьих срезаются дайками метадиабазов (гора Кухиласваара, ручей Хатуноя). Наличие слоистых текстур позволило определить элементы залегания конгломератов; так, в урочище Оттовайнен их залегание горизонтальное, они здесь разбиты вертикальным сбросом северо-западного простирания, северо-восточное крыло которого опущено до 100 м, на горе Кухиласваара их падение направлено к югу под углом 70°, в урочище Лехтомяки — к северо-востоку под углом 30°, у ручья Хатуноя — к востоку под углом 70°.

Приведенные данные указывают на тектонический характер контактов гнейсо-гранитов и валунно-галечных конгломератов с кварцито-песчаниками сегозерской свиты, что обусловлено развитием здесь сбросовых смещений с амплитудой порядка 100—200 м и более и крутым падением сместителей к северу. Вместе с этим гнейсо-граниты в зоне сочленения разлома были разбиты дополнительно сбросами северо-западного и субмеридионального простирания на глыбы различной величины, претерпевшие значительные вертикальные смещения и перекосы к югу, северо-востоку и востоку, что отражено здесь в современном сложно расчлененном рельефе; при этом ятулийская синклиналь оз. М. Янис-Ярви вместе с фундаментом также была разбита на блоки, ступенчато погружающиеся в южном и западном направлениях, и одновременно с этим южное крыло синклинали было сброшено по осевой плоскости структуры.

Исходя из приведенных наблюдений можно полагать, что в южном сброшенном крыле синклинали оз. М. Янис-Ярви ятулийские отложения покрыты сланцами ладожской серии в автохтонном, согласном и трансгрессивном залегании; это находит подтверждение в наличии базальных отложений в основании ладожской серии на о. Контисари и у дер. Партанен, а также в том, что на о. Нинисари и мысе Питкяниеми, расположенных в грабенообразной впадине Кухиласлампи, кварциты и сланцы ладожской серии в окружении ятулийских образований налегают на породы соанлахтинской свиты и согласно с ними смяты в складки, опрокинутые к северу. Такое представление находит подтверждение и в данных бурения. Так, восточнее дер. Соанлахти скважинами, в одних случаях, в подошве ладожских сланцев вскрыты гравелистые кварциты, налегающие на породы соанлахтинской свиты, а в других — последние вверх по разрезу постепенно переходят в графитизированные слюдяные сланцы, которые в свою очередь также сменяются толщей, с тонким ритмичным переслаиванием мелкозернистых кварцитов и слюдяных сланцев, принадлежащей свите Контисари ладожской серии.

К сбросовым дислокациям приурочены дайки метадиабазов и габбро-диабазов, а в отдельных местах — перидотитов, которые указывают на гипоглубинный характер разломов и подчеркивают структурный рисунок сбросовых нарушений, сходный с рисунком огромной тектонической брекчии: они прорывают всю толщу сариолийско-ятулийских отложений, а также сланцы ладожской серии вблизи контакта их с ятулием (рис. 2).

Взбросовые движения в зоне разлома пространственно тесно связаны с нарушениями сбросового типа, однако проявлялись они значительно позже последних. Эти движения местами переходят в надвиги небольшой амплитуды; вероятно, с ними одновременно происходили сдвиговые движения. В результате взбросовых смещений образовались зоны милонитизации и рассланцевания, которые приурочены к дайкам метадиабазов и к более ранним зонам дробления сбросовых нарушений.

В связи с этим диабазы в дайках повсеместно изменены в амфиболовые, амфиболо-биотитовые и хлоритовые сланцы; граниты в районе поселка Мямми превращены в blastsmilonites и блестящие серицитовые сланцы видимой мощностью до 100 м, имеющие падение к югу под углом около  $30^\circ$ ; спилито-кератофировая ялонварская толща в районе колчеданного месторождения изменена в хлоритовые, хлорито-серицитовые и кварцево-серицитовые сланцы, которые слагают зону мощностью до 300 м, протяжением до нескольких километров, с падением к югу под углом  $60^\circ$ ; на мысе Коркеаниemi темно-серые ятулийские кварцито-песчаники, слои которых в нормальном залегании падают к востоку под углом  $30^\circ$ , в сбросовом нарушении превращены в blastsmilonites и сланцы с падением сланцеватости к югу под углом  $70-80^\circ$ ; здесь сильно измененные породы разного стратиграфического положения приведены в тектоническое соприкосновение, что и явилось причиной различных и

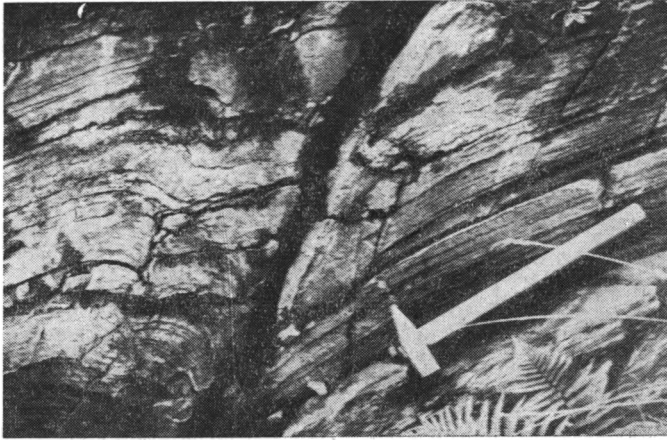


Рис. 3. Взброс в доломитах туломозерской свиты. В всящем (слева) взброшенном крыле видны загибы слоев вниз, против смещения. Фото И. Н. Лобанова вертикальной стенки в карьере мыса Кациниemi

прямо противоположных толкований о структурно-стратиграфическом их отношении [3, 5, 11, 21]; взбросовые движения переориентировали первичные направления падения сместителей сбросовых дислокаций с северных румбов на южные, что наглядно выражено в доломитовом карьере на мысе Кинциниemi (восточный берег оз. М. Янис-Ярви), где в западной стенке наблюдаются отдельные взбросы с амплитудой до нескольких метров, сместители которых имеют южное падение под углом  $60^\circ$ ; здесь отчетливо выражены загибы слоев вниз, против движения по сместителю взброшенных крыльев (рис. 3).

Сдвиговые левосторонние движения устанавливаются по методике В. С. Буртмана и др. [2] благодаря наличию оперяющих разрывных дислокаций, которые ориентированы в северо-западном направлении и находятся в тесной ассоциации с главными разломами субширотного простирания. С этими движениями здесь, вероятно, связано:— образование складок с крутым и вертикальным падением шарниров, приуроченных к сланцево-карбонатным породам соанлахтинской свиты (рис. 4);— формирование крутопадающих линейных текстур и в том числе сигаровидной формы кварцитовых галек конгломератов Партанен и о. Контисари;— переориентировка сланцевых текстур ялонварской толщи субмеридионального направления на субширотное. Амплитуды левосторонних смещений от нескольких единиц до первых сотен метров.



Не исключено проявление правосторонних смещений, однако достоверных признаков их не установлено. Имеются указания на проявление сдвиговых движений в четвертичное время, выраженное смещением речных долин северо-восточнее и восточнее оз. М. Янис-Ярви. Признаком современного опускания впадины озера может служить заболачивание общей прибрежной пойменной равнины рек Соанйоки и Вильяканйоки, а также впадины Кухиласлампи [10].

Выяснение тектонического положения и кинематики зоны разлома тесно связано с выявлением тектонической природы Карельского массива, а также его структурно-тектонической и геолого-исторической связи со Свекофенно-Карельской подвижной областью, граничащей с ним. Ответы на эти вопросы зависят от решения ряда структурно-стратиграфических проблем и прежде всего определения возрастных отношений между ятулийскими и ладожскими образованиями, а также сариолийскими и ятулийскими комплексами пород в районе оз. Малое Янис-Ярви.



Рис. 4. Складки с крутым падением шарниров к западу в карбонатно-сланцевой толще соанлахтинской свиты. Фото И. Н. Лобанова плоского берега у мыса Коркеаниemi

О возрастных отношениях ятулийской и ладожской формаций по работам финских геологов (И. Седергольма; Фростеруса, П. Эскола, Х. Вяюрюнена) к началу 40-х годов сложилось три концепции:— ятулийская формация— более молодая, а ладожская— более древняя, вторая надвинута на первую; обе формации синхронны по времени образования;— верхняя сланцевая (калевийская) серия ладожской формации трансгрессивно и согласно налегает на ятулий [25]. Г. Хаузен развивал представление об аллохтонном залегании складчатого ладожия на ятулии, однако подчеркивал, что им нигде не установлено налегания первого на второе. Обсуждение данного вопроса сосредоточено вокруг отмеченных концепций, и происходит оно среди советских геологов до настоящего времени. При этом недостаточно обращается внимания на фациальный анализ и возраст карбонатно-сланцевой толщи, разделяющей сланцы ладожской серии и типичные ятулийские отложения; кроме того, не дается оценка и не выделяются типы движений постятулийских дислокаций и возможное влияние их на стратиграфические соотношения пород.

Упомянутая карбонатно-сланцевая толща И. Седергольмом относилась к ладожской формации, а Л. Н. Потрубович выделила ее в 1953 г. в пределах Янис-Ярвинской структуры как соанлахтинскую свиту ятулийской серии и сопоставляла по времени образования с сортаваль-

ской серией Северного Приладожья. Л. Я. Харитонов [20], А. А. Предовский с соавторами [14] и др. без всяких оговорок рассматривают эту свиту как сортавальскую серию, показывая ее на разрезах от оз. М. Янис-Ярви до Ладожского озера в виде единой и непрерывной толщи, тем самым не делают попытки к выяснению особенностей в развитии Янис-Ярвинской структуры, а механически включают ее в состав ладожской формации, что не справедливо. Сортавальская серия в типичном ее развитии, по исследованиям О. Трюстедта [26] и многих советских геологов, в том числе и авторов, непосредственно налегает на древние гнейсо-граниты. Начинается она кварцитами, мощностью 10—20 м, на которых залегает нижний карбонатный горизонт, выраженный светло-серыми доломитами, часто измененными в скарны, мощностью до 50 м; выше следует эффузивная толща основных пород с прослоями осадков и туфов, измененная в роговообманковые сланцы и амфиболиты, мощностью от 100 до 1000 м и более; затем залегают верхний горизонт карбонатных пород, представленный кальцитовыми и доломитизированными мраморами мощностью 50—500 м; общая мощность серии 1500—2000 м. Через толщу переслаивания параамфиболитов и слюдяных сланцев она постепенно переходит в сланцевую флишеидную ладожскую серию, которая на ней залегает согласно.

Соанлахтинская свита ятулия района оз. М. Янис-Ярви залегает на туломозерской свите розовых доломитов трансгрессивно и согласно. Она представлена черными и темно-серыми графитистыми филлитовидными сланцами, алевролитами и доломитами с линзовидными телами основных эффузивов, измененных в зеленые сланцы, и интрузивных метабазитов; перечисленные породы образуют сложное переслаивание между собой общей мощностью до 1000—1400 м. Рассматриваемый комплекс пород соанлахтинской свиты сопоставляется с заснежской шунгито-доломито-сланцевой свитой районов Прионежья, Туломозера, Суоярви и др., мощность которой 100—350 м. Верхнеятулийская заонежская свита, а следовательно, и соанлахтинская, по представлению В. А. Соколова [16], по условиям образования относится к паралической фации, накопление осадочных толщ которой происходило в мелководных застойных и замкнутых бассейнах лагунного типа с обильным содержанием органогенного материала. В отличие от нее сортавальская серия по своим литолого-фаціальным признакам, как это приведено выше, должна была формироваться в условиях открытого морского бассейна. Отсюда безоговорочное сопоставление разнофаціальных комплексов докембрийских образований района оз. М. Янис-Ярви в стратиграфическом отношении не имеет достаточных оснований. В свете приведенных данных представление К. И. Хейсканен [21] о том, что на мысе Коркеанеми ятулийские темно-серые кварцито-песчаники залегают на сортавальской серии через конгломераты с угловым несогласием, нельзя признать достоверным, поскольку здесь в тектоническом соприкосновении находятся ятулийские кварцито-песчаники и породы соанлахтинской свиты, а не сортавальской серии. Наше представление о соотношении пород в этом месте было изложено выше.

Изучение стратиграфического соотношения соанлахтинской свиты и сланцев ладожской серии, по данным бурения и сопоставления их с наблюдениями в обнажениях, показало, что вторая на первой залегает согласно и трансгрессивно. Последнее подтверждается наличием базальных конгломератов в основании ладожской серии, залегающих в виде прерывистых линзовидных тел на размытой поверхности соанлахтинской свиты; примерами этому являются конгломераты о. Контиосари, дер. Партанен и др. Петрографический состав галечного материала конгломератов обнаруживает сходство с ортокварцитами и метабазитами ялонварской толщи, а также гранитами, выходы которых наблюдаются в нескольких километрах севернее, откуда обломки этих пород во время ладожской трансгрессии были принесены речными потоками.

К. О. Крац [5] и другие рассматривают конгломераты дер. Партанен как продолжение конусов выноса сариолийских гранитных конгломератов, перекрывающих складчатые структуры сланцев ладожской серии, а затем зажатых в грабене надвигом. Для такого толкования структурного положения партаненских конгломератов нет оснований, поскольку они согласно залегают между соанлахтинской свитой и кварцито-сланцами ладожской серии, при этом через толщу переслаивания переходят в последние; кроме того, нет доказательств того, что залегание тела конгломератов в структурном отношении связано с грабеном.

Трансгрессивное налегание ладожско-калевийской серии на подстилающих породах и на ятулийских отложениях хорошо выражено в Восточной Финляндии в пограничной зоне с Карельским массивом [18, 24]. Из приведенного рассмотрения вытекает, что сариолийско-ятулийский комплекс в районе оз. М. Янис-Ярви в целом следует сопоставлять с сортавальской серией ладожской формации, при этом ладожская серия, трансгрессивно налегающая на ятулий, имеет более молодой возраст.

Остановимся на соотношении сариолийских и ятулийских образований. Сариолийские гранитные конгломераты р-на М. Янис-Ярви в одних местах (Кухиласваара, Лехтомяки) покрываются ятулийскими отложениями через кору выветривания, в других (ручей Хатуноя) — кора выветривания на конгломератах отсутствует [7]. Наблюдаемое здесь объясняется просто; кора выветривания развита на вершинных частях предгорных конусов выноса, в устьевых же частях галечники накапливались в водоемах (ферма Лая, Хатуноя) и, не выходя на сушу, перекрывались доломитами и кварцито-песчаниками ятулия. Установленное соотношение позволяет нам сариолийско-ятулийский комплекс рассматривать как единую формацию, эволюция которой отражает определенный режим тектонического развития. Наши наблюдения и выводы находятся в полном согласии с наблюдениями В. З. Негруцы [12], которым выполнены специальные исследования для выяснения структурно-стратиграфических взаимоотношений сариолийских и ятулийских образований в Центральной Карелии. Обобщенные выводы по данному вопросу можно представить в следующем виде. Вулканогенно-конгломератовые толщи сариолийских образований, достигающие мощности 1500 м и более, в структурно-стратиграфическом отношении образуют единый сариолийско-ятулийский комплекс, соответствующий понятию **орогенной формации**, накопление и эволюция которой отвечает орогенному этапу развития раннекарельской геосинклинальной зоны, отделенному от инверсионного этапа эпохой пенепленизации.

В работах [15, 21, 22] развиваются иные представления. В орогенной формации ими выделяется два самостоятельных комплекса — сариолийский и ятулийский; основанием для этого служит наличие между ними несогласия, коры выветривания и перерыва в осадконакоплении. Однако известно, что несогласия в залегании толщ орогенных формаций — явления, закономерные для их развития, тем более, что они не выходят за пределы общего структурного плана сариолийско-ятулийских образований. Далее, исходя из представлений С. С. Коржуева [4], разновозрастные коры выветривания на сариолийских образованиях и на породах, их подстилающих, не являются признаком пенепленизации и тектонического покоя, а наоборот — указывают на поднятие и глубокое расчленение рельефа страны. Колебательные вертикальные движения вызвали ритмичное строение осадочно-вулканогенных толщ, с перерывами между ритмами, на что впервые нами было обращено внимание [6, 8]. Однако значение перерывов между ритмами сариолийско-ятулийских образований для внутреннего подразделения орогенной формации не достаточно выяснено. Все это показывает, что нет достаточных фактических и логических оснований отделять сариолий от ятулия, который

является свидетелем начала и эволюции орогенного этапа после пенепленизации, в течение которого формирование валунно-галечных конусов выноса сопровождается накоплением гравелисто-галечных толщ, песчаных, карбонатных и глинистых молассовых отложений, тем более несправедливо отделять сариолий от ятулия и сопоставлять его с ладожской серией.

Анализ и принимаемые нами представления о структурно-стратиграфическом отношении ладожской геосинклинальной формации с сариолийско-ятулийской орогенной формацией приводят к выводу о том, что в сегменте Балтийского щита в течение протерозойского времени происходило последовательное развитие двух геосинклинальных и тектономагматических циклов: раннекарельского и свекофеннского. Проследившая, насколько это возможно, главные черты истории названных циклов, мы вместе с этим выясним историю становления глубинного разлома М. Янис-Ярви, его кинематику и последовательную смену видов движений разрывных дислокаций.

Сохранившиеся реликты раннекарельской геосинклинали, сформированной на докарельской континентальной коре, не позволяют очертить ни ее форму, ни размеры. Ясно только то, что эта область значительно превосходила площадь Карельского массива. В пределах последнего в инверсионный этап геосинклинального развития проявлялись метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитизация и две фазы гранитообразования [9]. В период пенепленизации в пределах массива был вскрыт ряд центральных поднятий, сложенных гнейсо-гранитами, разделенных остатками межгорных прогибов, где сохранились в отдельных местах древние супракрустальные толщи, имеющие в общем северо-северо-западное протяжение. К оз. Малое Янис-Ярви непосредственно подходит южный край Восточно-Финляндского поднятия. В его структуре здесь выражен ряд гнейсо-гранитовых куполов, с формированием которых связано образование полукольцевых и кольцевых сбросовых дислокаций; к некоторым из них приурочены интрузии плагиомикроклиновых гранитов. Гранитизация и гранитные интрузии спаяли инверсионные структуры в единый Карельский массив.

На выравненных пространствах раннепротерозойского орогена в начале свекофеннского тектономагматического цикла в одних местах возникли проявления орогенного этапа развития, а в других — стадия геосинклинального погружения; среди первых и дальнейшим сохранил свое устойчивое орогенное развитие Карельский массив (возможно, и Центрально-Финляндский), вторые, развиваясь, охватили обширную Свекофенскую геосинклинальную область, в которую было вовлечено и Северное Приладожье. В Карельском массиве на фоне колебательных движений установилось устойчивое сводовое поднятие, которое началось в Центральной Карелии, а затем охватило весь массив. При этих движениях происходило образование прогибов, сопровождавшееся затем разрывными нарушениями с формированием грабенообразных опусканий. Разрывные нарушения в овальном сводовом поднятии развивались по схеме Э. Уйсера [19, рис. 1,3], что наглядно подтверждается фациально-тектонической схемой и разрезами К. И. Хейсканен [22, рис. 35, 36; 21, рис. 69], главным образом в виде антитетических сбросов<sup>2</sup>. Последние в центральной части являются продольными, а в краевых — радиальными и концентрическими. В результате колебательно-сводовых движений и разрывных дислокаций сбросового типа в пределах массива был сформирован глубоко расчлененный рельеф орогенного типа с амплитудами свыше 2000 м, о чем свидетельствуют мощные толщи сариолийских предгорных валунно-галечных конгломератов. В южной и юго-западной краевой зоне сводового поднятия радиально-концентри-

<sup>2</sup> Термин Э. Уйсера.

ческими, малоглубинными разломами в гнейсо-гранитном основании были заложены и развивались в течение сариолийско-ятулийского времени: Прионежская впадина, Туломозерская, М. Янис-Ярвинская, Вяртсильская и другие грабен-синклинали.

Под конец ладожской трансгрессии в связи с резко выраженными противоположно направленными движениями в пограничной зоне массива и геосинклинали (опускание геосинклинали как бы накатывалось на поднимающийся массив), как это наблюдается в Мало-Янис-Ярвинской и Вяртсильской структурах, ранее заложенные разрывы переросли в гипоглубинные разломы, с которыми связаны интрузии метадиабазов и перидотитов, которые секут сариолийско-ятулийские образования и сланцы ладожской серии. С этим периодом движений связано: в гнейсо-гранитовых купольных структурах Восточно-Финляндского поднятия — оживление старых кольцевых и продольных нарушений, а в краевой зоне — образование новых concentрических разрывных дислокаций типа сбросов, послуживших вместилищем для многочисленных даек метадиабазов, что наглядно выражено на площади северовосточнее г. Вяртсила; расчленение ятулийской синклинали М. Янис-Ярви продольными антитетическими и поперечными сбросами и в том числе антитетическим сбросом по осевой плоскости, в результате чего в северном крыле структуры сариолийско-ятулийский комплекс оказался приподнятым и выходит на поверхность, а в южном — покрыт сланцами ладожской серии (см. рис. 1, 2); формирование глубинного разлома 1-го порядка по юго-западной и западной границе Карельского массива со свекофеннской геосинклиналью, частью которого является зона глубинного разлома М. Янис-Ярви.

Окончание ладожско-калевийской трансгрессии, вероятно, совпало с началом инверсионного этапа развития свекофеннской геосинклинальной области, с которым в Северном Приладожье связано: проявление метаморфизма и ультраметаморфизма, мигматизации и гранитизации пород ладожской формации, гранитообразования и ремобилизации древнего основания с поднятием гнейсо-гранитовых куполов. Эпицентральная область инверсии располагалась, вероятно, где-то в срединной части Ладожского озера и Карельского перешейка. Здесь в результате относительно наибольшего воздымания, согласно представлений В. В. Эза [23] и В. В. Белоусова [1], в земной коре возникла зона растяжения, которая с удалением к северу и югу сменялась зонами горизонтального сжатия. В Северном Приладожье и в районе озер Большого и Малого Янис-Ярви направление сжатия было ориентировано в северных румбах. С горизонтальными напряжениями указанных направлений, очевидно, следует связывать: — формирование в районе г. Лахденпохья структур типа глубинных покровов, описанных В. А. Глебовицким и А. Л. Харитоновым [18, с. 66—69], — опрокидывание всех известных гнейсо-гранитовых куполов к северу с проявлением взбросовых смещений; опрокидывание в Янис-Ярвинском синклинории изоклинальной складчатости в сланцах ладожской серии к северу и северо-востоку; опрокидывание в зоне глубинного разлома М. Янис-Ярви сместителей антитетических сбросов субширотного простирания, а также линейных складок, с ними связанных, к северу и развитие движений типа взбросов и, возможно, типа сдвигов, с которыми связано образование мощных зон рассланцевания и милонитизации.

Изложенное позволяет сформулировать некоторые выводы.

1. Зона глубинного разлома оз. М. Янис-Ярви является составной частью регионального разлома 1-го порядка, который в соответствии с классификацией А. И. Суворова [17] по своему тектоническому положению может быть отнесен к перикратонному типу; он возник и развивался в течение ятулийско-ладожского времени в пограничной зоне Карельского массива и Свекофеннской геосинклинальной области. Первый в

течение указанного времени после инверсии и пенепленизации испытал тектоническое развитие по типу катаплатформы [16], вторая в это же время развивалась в геосинклинальном режиме со своим тектономагматическим циклом. После ладожского времени и последовавшего затем инверсионного этапа и она вступила в платформенный режим развития, как это утверждает А. А. Полканов [13].

2. Кинематика, степень глубинности и виды движений разрывных дислокаций в зоне разлома оз. М. Янис-Ярви в течение длительного времени его развития определялись этапами тектонического развития граничащих Карельского массива и Свекофеннской геосинклинальной области. Так, с начала сариолийско-ятулийского времени сформировавшийся Карельский массив испытывает сводовое орогенное воздымание, с которым было связано заложение продольных, радиальных и концентрических сбросовых нарушений, обусловивших формирование в пределах массива грабен-синклиналей, в том числе и Янис-Ярвинской структуры. В районе последней в конце ладожской трансгрессии особенно резко были выражены противоположно направленные движения — воздымание краевой зоны массива и накатывание на него волны опускания Ладожской геосинклинали; с этими движениями связано оживление разломов раннего заложения и образование новых — главного субширотного направления, которые развивались по типу антитетических сбросов, что подтверждает их концентрическое расположение и крутое падение сместителей в направлении северных румбов; интрузии метадиабазов, габбро-диабазов и перидотитов указывают на их гипоглубинный характер. Сбросовые нарушения в нашем районе в инверсионный этап преобразования Ладожской геосинклинальной зоны развивались по типу взбросовых и сдвиговых движений.

3. Из установленных видов движения разрывных нарушений сбросовые дислокации — главные, взбросовые и сдвиговые — по своей амплитуде проявления не нарушают общий структурный план, сформированный первым видом движений. Представления о наличии в нашем районе крупных надвигов и аллохтонных структур детальными исследованиями не подтверждаются. Таким образом, можно считать, что наблюдаемые взаимоотношения комплексов пород являются следствием сбросовых нарушений. Поэтому последовательность залегания пород в южном крыле разлома в районе Соанлахти, вскрытая бурением и выраженная в обнажениях, является нормальной стратиграфической последовательностью согласного и трансгрессивного залегания ладожской серии на соанлахтинской свите ятулия. Предлагаемые здесь выводы основаны на геологических данных, однако они не находятся в противоречии с данными по изотопной геохронологии, наоборот, подтверждаются ими.

4. Настоящая работа — одна из первых, где сделана попытка систематического описания зоны глубинного разлома (его строения, видов движения разрывных нарушений, истории развития, глубинности и тектонического положения) для восточной части Балтийского щита. Такой подход к изучению этих структур в названном регионе во многом может способствовать выяснению вопросов стратиграфии докембрийских образований, истории развития докембрийских структур и возможности нахождения полезных ископаемых, с ними связанных.

#### Литература

1. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.
2. Буртман В. С., Лукьянов А. В. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—33.
3. Демидов Н. Ф., Соколов В. А. Еще раз о соотношении ятулийских и ладожских образований Северного Приладожья. — Тр. Карельского фил. АН СССР, 1960, т. 26, с. 112—118.

4. Коржуев С. С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М.: Наука, 1974. 260 с.
5. Кратц К. О. Геология Карелии Карелии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
6. Лобанов И. Н. Слоистые текстуры в ятулийских кварцитах Карелии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 2, с. 32—40.
7. Лобанов И. Н. Протерозойские валунно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 11, с. 54—68.
8. Лобанов И. Н. О текстурах ятулийских отложений оз. Малое Янис-Ярви в Южной Карелии.— В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971, с. 60—69.
9. Лобач-Жученко С. Б. и др. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л.: Наука, 1969. 226 с.
10. Лукашов А. Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 108 с.
11. Негруца В. З. Стратиграфия и литогенез среднепротерозойских отложений Карелии в связи с металлогенезом кварцевых конгломератов: Автореферат на соискание уч. ст. канд. геол.-минералог. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. 28 с.
12. Негруца В. З. Характеристика стратотипического разреза сарнилийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 175, с. 133—152.
13. Полканов А. А. Геология хогландия — ютландия Балтийского щита.— Тр. Лаборатории геологии докембрия. Вып. 6. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956.
14. Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. Н. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л.: Наука, 1967. 139 с.
15. Соколов В. А. и др. Сумий. Средний протерозой Карелии.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1977, с. 25—29, 39—47.
16. Соколов В. А. Ятулий Карелии и смежных районов (геология, литология, палеогеография): Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1970, 51 с.
17. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Тр. ГИН АН СССР. Вып. 179. М.: Наука, 1968. 316 с.
18. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.
19. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964, с. 5—196.
20. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия Карелии восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.
21. Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.
22. Хейсканен К. И. и др. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.
23. Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 166 с.
24. Nykänen O. Kallioperäkartan selitys 4232—4234, Tohmajärvi. Suomen geologinen kartt. 1 : 100 000. Ostaniemi, 1968. 68 p.
25. Hausen H. Geologie des Soanlahtigebiets in südlichen Karelrien.— Bull. Comm. Géol. Finl., 1930, № 90. 109 p.
26. Trüsted O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-Sea.— Bull. Comm. Géol. Finl., 1907, № 19. 333 p.

Невская экспедиция  
Ленинград

Поступила в редакцию  
19.XII.1978

УДК 551.24(47,5)

И В А Н О В С. Н.

## О БАЙКАЛИДАХ УРАЛА И СИБИРИ

Рассмотрение осадочных, изверженных и метаморфических формаций указывает на отсутствие геосинклинальных образований в байкалидах и более ранних рифеидах в зоне Урала и Байкала. Обосновывается рифтогенно-депрессивная природа байкалид, закономерно предшествующих каледонским геосинклиналям.

## ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени многими исследователями считалось, что типичные геосинклинали (эвгеосинклинали, ортогеосинклинали) характерны лишь для фанерозоя, а в позднем докембрии геосинклинальный процесс имел иные черты, с преимущественным развитием миогеосинклиналей и таких своеобразных эвгеосинклиналей, в которых отчетливо проявлен лишь орогенный и посторогенный этапы, а начальный развит слабо и (или) замаскирован последующими процессами. Этим объясняли особенности строения и состава позднепротерозойских образований, когда на протяжении около 1 млрд. лет преобладал платформенный режим, а типичные геосинклинали с офиолитами почти отсутствовали или только зарождались. Что касается еще более древних базитовых поясов, сложенных метаморфитами, главным образом зеленосланцевых и амфиболитовых толщ, то об их происхождении не имелось достаточных данных и предполагалась их связь с особыми процессами формирования исходной тонкой еще земной коры.

Результаты многочисленных отечественных и зарубежных исследований последнего десятилетия позволяют внести в эти представления коренные изменения. Выясняется, что в раннем протерозое и даже в позднем архее достаточно широко происходил геосинклинальный процесс, весьма напоминающий фанерозойский, вовлекавший океаническую земную кору в строение подвижных геосинклинальных поясов. В результате возникали достаточно мощные базитовые структуры, в которых в ряде случаев удалось не только установить характерные для геосинклинальных областей горные породы, но и проследить процесс последовательного накопления океанических, промежуточных и континентальных образований как осадочного, так и глубинного генезиса [18, 39, 50, 57, 58, 61, 62, 72, 77 и мн. др.].

В связи с вышесказанным возникли сомнения в существовании особого типа наиболее распространенных геосинклиналей верхнего протерозоя, их геосинклинальной природе. Древние подвижные области с германотипной тектоникой, не содержащие офиолитов, еще Г. Штилле не признавал за настоящие геосинклинали и называл их парагеосинклиналями. В дальнейшем геологическая мысль была сильно увлечена успешным развитием учения о геосинклиналях. Геосинклинальным процессом стали объяснять и парагеосинклинали, а их коренные отличия от ортогеосинклиналей не привлекали внимания и толковались как проявления особо сильного орогенного и посторогенного этапов этого процесса. В результате определяющие признаки геосинклиналей стали менее четкими, что обусловило неоправданно широкое использование этого понятия.



В последнем десятилетии появилось много данных, подтверждающих негеосинклинальную природу парагеосинклиналей [64, 65 и др.]. Эти данные позволяют выделить среди них, с одной стороны, докембрийские зоны диасхизиса [4, 6, 56] и зоны автономной активизации более позднего времени [38, 70 и др.], а с другой — орогенные области, связанные с коллизией материковых плит (например, Тибет). Изучение состава и строения первых приводит к заключению, что они представляют собой области предрифтовой тектоно-магматической активизации, связанной с подъемом и последующим прогревом земной коры. Последние происходят вследствие внедрения больших масс разуплотненной менее вязкой мантии в подкоровые зоны литосферы. Не столь ясен вопрос о природе структур, в которых проявляется не только магматизм, но и метаморфизм, и с которыми связывают развитие складчатости и орогенных процессов, якобы завершающих предшествующее геосинклинальное развитие особого типа на сиалической коре. К таким геосинклиналям особого типа, как известно, многими исследователями относились до недавнего времени характерные готские и дальсландские образования Балтийского щита Европы и эльсонские и гренвильские образования в северо-восточной и южной части Северной Америки. В отношении первых из них эти представления защищаются и теперь [61].

Еще с гораздо большим основанием геосинклинальное развитие принимается для байкалид Урала и Сибири, относительно которых до настоящего времени не высказывалось сомнений в их геосинклинальной природе. Поэтому произведенный нами формационный анализ байкальских и более ранних образований зоны Урала и Тимана и отчасти Байкала представляет общенаучный интерес.

#### О БАЙКАЛИДАХ ЗОНЫ УРАЛА

Арсенал фактических данных, указывающих на существование в прошлом в зоне Урала байкальской и более ранних рифейских геосинклиналей, в последние 20 лет заметно оскудел. Самыми незыблемыми из оставшихся доводов, подтверждающих существование байкальской геосинклинали, считаются сейчас: а) доордовикский магматизм приосевой зоны Приполярного Урала, имеющий якобы эвгеосинклинальный характер; б) верхнепротерозойский динамометаморфизм и складчатость, наиболее убедительно проявленные в доордовикских толщах на Южном Урале; в) якобы геосинклинальный тип осадков, слагающих главные формации Башкирского антиклинория. Рассмотрим кратко все три главных довода.

На Приполярном Урале отчетливые магматические проявления в доордовике начинаются со среднего рифея в виде покровов и даек трапповых габбро-диабазов в аргиллитах, мраморах, доломитах и конгломератах (пуйвинская свита). Химический облик их близок к траппам древних платформ [16]. Выше залегают платформенные отложения хобейнской, маньинской и лаптопайской свит. В первой из них преобладают кварциты, кварцево-сланцевые сланцы, встречаются аркозы. Верхняя половина маньинской свиты и лаптопайская свита образованы мощной толщей вулканитов, песчаников и конгломератов и перекрываются сверху конгломератами нижнего ордовика. Основные вулканиты этого комплекса ничем существенно не отличаются от упомянутых среднерифейских вулканитов [16, 23]. Липаритам комагматичны гранитоиды маньхамбовского комплекса, которые несут ясные признаки малой глубины застывания и относятся к вулканической ассоциации [63]. В верхах маньинской свиты и, видимо, чуть выше встречаются вулканиты трахилипаритового, трахиандезитового, базальтового и базанитового состава и их интрузивные комагматы. Весь этот комплекс магматитов маньинской и лаптопайской свит по своим петрохимическим особенностям и по сопровождаю-

шим его грабеновым формациям осадочных накоплений должен быть отнесен к платформенным, точнее, рифтовым образованиям [23].

В приосевой зоне Приполярного Урала офиолиты, в том числе и кремнистые — яшмовые породы, полностью отсутствуют. Нет тут и островодужных формаций. Нет ни нижних моласс с характерным развитием граувакк, ни флиша, ни мощных самостоятельных андезитовых серий. Отсутствуют здесь и настоящие орогенные граниты и широко окружающие их гнейсы. Таким образом, в доордовике Приполярного Урала формационные признаки геосинклинального развития отсутствуют, зато ясно проявлены черты платформенного рифтогенного режима.

На Полярном Урале, как и на Приполярном, в отложениях доордовика не отмечено характерных для эвгеосинклиналей формаций — нет ни офиолитов, в том числе океанических толеитов, не сменяющих их нижних (граувакковых) моласс. Немногочисленные описания геологии Полярного Урала выполнялись до сих пор с позиций геосинклинальной трактовки байкалид. В последней обобщающей работе по этому региону [44] развивается идея о полном геосинклинальном байкальском цикле. К эвгеосинклинальным отнесены metabазальты карбонатно-кремнисто-сланцевой энганапайской свиты и порфиты лежащей выше очетывисской свиты терминального рифея. В близлежащей восточной вулканогенной зоне, представляющей по Л. Л. Подсосовой вместе с западной единую геосинклиналь Полярного Урала, одновозрастные (по микрофитолитам) отложения няровейской комплексы включают кроме карбонатно-сланцевых пород мощные толщи кварцитов.

Прошлые успехи учения о геосинклиналях породили стремления, а затем и традицию объяснять происхождение складчатых сооружений геосинклинальным процессом. Теперь, когда выяснилась важная роль в формировании земной коры диасхизиса (автономной тектоно-магматической активизации) и рифтогенеза, мы встречаемся с отрицательными последствиями этой традиции. Нередко приходится обнаруживать недостаточную обоснованность геосинклинальных трактовок тех или иных образований. Трудность такой ревизии заключается в том, что само понятие «геосинклиналь» претерпевает серьезную эволюцию.

Присутствие в нижней половине разреза подвижного пояса любых метавулканитов основного состава и (или) гипербазитов не является еще достаточным основанием для установления эвгеосинклинального режима при их образовании. Гипербазиты, и особенно базиты, свойственны и другим обстановкам, например различным шовным структурам. Они очень характерны для континентальных рифтов, где нередко появляются в огромных количествах. Для использования гипербазитов, базитов и тем более metabазитов как показателей эвгеосинклинальной обстановки нужно не только обнаружить триаду Штейнманна, но и главным образом произвести тщательное рассмотрение формационных признаков: типа сопровождающих осадков, особенностей залегания, петрохимических черт, состава когерентных элементов, наиболее важных изотопных соотношений и т. д. Необходимо иметь хотя бы часть из этих признаков.

Однако нередко делают уверенные заключения без этих данных. Так, в прошлом году на Всесоюзном совещании в г. Миассе по доордовиковской истории Урала один из докладчиков утверждал, что на Полярном Урале в докембрии имеются офиолиты и, следовательно, в то время был эвгеосинклинальный режим. Отвечая на вопросы, докладчик признал, что об офиолитах он говорит на основании присутствия спилитов. Далее выяснилось, что там нет и спилитов, а имеются зеленые сланцы, утратившие следы первичного строения и отнесенные к спилитам только на основании сходства химического состава.

Еще много лет назад А. Н. Заварицкий в своих классических работах [19 и др.] неоднократно предостерегал от отнесения базальтоидных пород к спилитам лишь на основании их химического состава, требовал

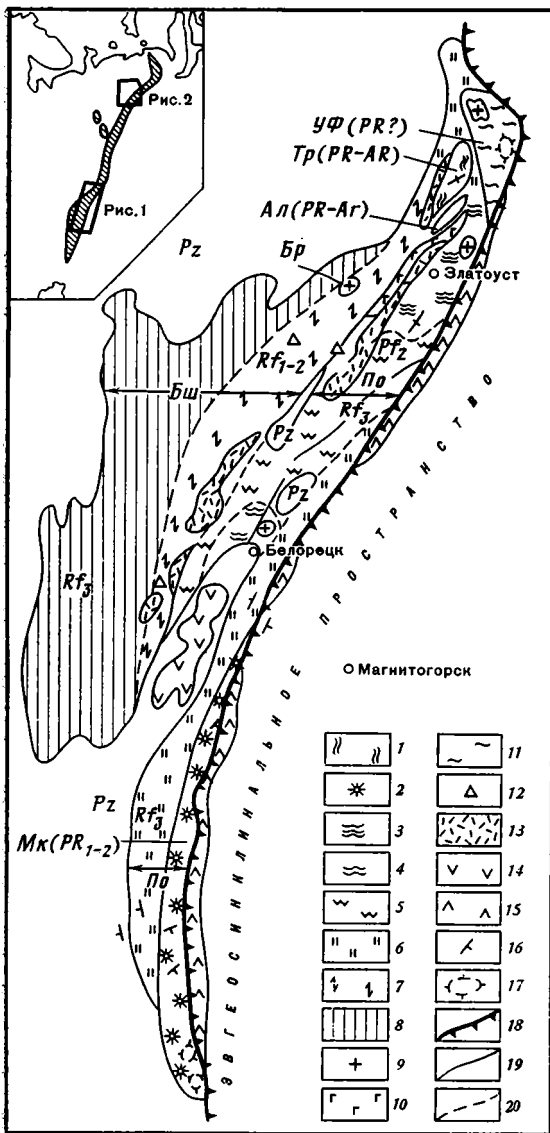


Рис. 1. Схема метаморфизма доордовикских толщ западного обрамления эвгеосинклинальных образований Южного Урала. По В. И. Ленных [35] с изменениями. БШ — Башкирское поднятие поло-го смятых пород рифея; По — приосевая зона Урала, сложенная метаморфизованными породами верхнего и среднего рифея с блоками (комплексами) дорифейских метаморфитов; Тр — тараташский мигматитовый комплекс; Ал — александровский; Уф — уфалейский; Мк — максютовский; Бр — Бердяушский массив рапаккиви и сиенитов. Метаморфизм: 1 — гранулитовая фация с наложенной гранитизацией амфиболитовой фации и последующим диафорезом; 2 — глаукофан-сланцевая фация по эклогитам с диафоритовыми изменениями зеленосланцевой фации; 3 — альмандин-амфиболитовая фация; 4 — эпидот-амфиболитовая фация с переходом к альмандин-амфиболитовой; 5 — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации; 6 — зеленосланцевая фация; 7 — эпигенез и низкотемпературная субфация зеленосланцевой фации; 8 — эпигенез. Магматические породы: 9 — гранитоиды, 10 — габброиды, 11 — гранитизация на уровне амфиболитовой фации; 12 — условный знак на месте небольших тел щелочных габброидов; 13 — вулканогенные породы рифтогенного типа (главным образом машакская свита низов среднего рифея); 14 — серпентинизированные гипербазиты; 15 — серпентиниты зон палеозойского меланжа; 16 — простириание пород; 17 — куполовидное залегание; 18 — тектоническая западная граница эвгеосинклинали Урала; 19 — геологические, в том числе и тектонические границы (возрастные границы показаны не везде); 20 — границы метаморфических фаций

установления в поле признаков спилитовой формации. Эти мудрые предостережения А. Н. Заварицкого, к сожалению, нередко забываются или просто неизвестны современным последователям геосинклинальной панацеи.

В силу сказанного приведенные в упомянутой выше работе данные, как и сведения в других публикациях по Полярному Уралу, не позволяют принять утверждение о присутствии там в доордовикских толщах эвгеосинклинальных образований. Б. А. Голдин и В. Н. Пучков [15] уже давно ставили под сомнение эвгеосинклинальную природу байкалид на севере Урала, предположительно относя их к образованиям промежуточным между мио- и эвгеосинклиналами.

Большинство магматических проявлений доордовика не только на Приполярном Урале, но и на Северном, Среднем и Южном, несмотря на разнообразный состав, имеют характерный щелочной уклон и другие признаки платформенных образований [24, 26, 53].

Рифейский и вендский динамометаморфизм на западном склоне и в приосевой зоне Южного Урала сильно затушеван палеозойскими геосинклинальными преобразованиями. Тем не менее исследования показывают, что последним предшествуют еще два этапа, два типа метаморфизма. Первый — дорифейский, завершивший формирование цоколя платформы, проявлен только в древних комплексах амфиболитов, мигматитов и других пород, залегающих среди толщ рифея в виде тектонических клиньев (тараташский, александровский, уфалейский, вероятно, максютовский комплексы и др.). Эти комплексы представляют собой приподнятые и деформированные фрагменты основания Русской плиты. В них отмечается метаморфизм как карельского возраста, так и более позднего [26].

Второй тип метаморфизма — динамотермальный относится главным образом к границе раннего и среднего рифея (около 1350 млн. лет) и к венду — кембрию (650—530 млн. лет). Он охватил как указанные древние комплексы, так и частично верхнепротерозойские. Структурный план деформаций, образовавшихся при этом метаморфизме, не отвечает общему субширотному залеганию толщ в клиньях карелид, а имеет уральское субмеридиональное направление (рис. 1). Характерны бластомилониты на уровне эпидот-амфиболитовой и главным образом зеленосланцевой ступени. Проведенное нами изучение природы метаморфизма, связанного с рифтогенезом и разрывом плит, привело к заключению, что он обусловлен мантийным диапиром, вызвавшим повышение давления и температуры, а также пластическими деформациями при разрыве и раздвижении плит [25, 26]. Тип метаморфизма, связанный с горизонтальным разрывом платформы, мы предложили называть «шейковым», ибо он характерен для зоны утонения — шейки расходящихся частей плиты. Таким образом, в клиньях метаморфитов, выжатых гравитационной компенсацией на более высокий уровень, мы видим повторно метаморфизованные фрагменты Русской плиты. В некоторых случаях, как, например, в александровском комплексе близ г. Златоуста, шейковый метаморфизм и последующий геосинклинальный почти полностью стерли следы древнего азонального высокотемпературного метаморфизма. Существенными особенностями шейкового метаморфизма являются регрессивный характер динамометаморфизма и проявления локального щелочного метасоматоза [26].

Вопрос о динамометаморфизме тесно связан с вопросом о байкальской складчатости. Популярны ныне представления о байкальской геосинклинали в зоне Урала опираются на данные о доордовикской складчатости на западном склоне хребта. Однако нет никаких данных, подтверждающих геосинклинальный характер этой складчатости. Более того, сами представления об этой складчатости вследствие наложения на нее более поздних палеозойских деформаций надежно базируются лишь на стратиграфических перерывах и в редких случаях на угловых несогласиях. Но и те и другие скорее всего являются следствием предрифтового диапирного поднятия земной коры, рифтогенеза и опускания, обусловивших оползни и эрозионные несогласия. Такое происхождение несогласия отмечается, в частности, на севере Урала между маньинской и лаптопайской свитами рифея и венда, с одной стороны, и тельпосской нижнего ордовика — с другой, о чем свидетельствует формационная принадлежность этих свит. С неменьшим основанием такую же природу следует предполагать и для наиболее четкого углового несогласия между машакской и юшинской свитами по границе нижнего и среднего рифея на Южном Урале.

Блочные перемещения вдоль неровных поверхностей, выжимания силой веса более податливых пород в полости тектонического раздвигания, гравитационные перемещения при грабено- и горстообразовании и другие причины могли вызвать и местную складчатость. Можно, кроме

того, предполагать, как это делают многие исследователи, что подъем земной коры и этапы растяжения, обычно завершающиеся в рифтовых зонах более широким опусканием, включает также и импульсы сжатия, которые могут деформировать материал заполнения полостей разрыва и приводит к складчатости податливые образования. Возможно, что такой импульс сжатия был на Урале в венде. Так или иначе, но известно, что приразломная складчатость отмечается в областях тектонической активизации платформ [38] и особенно характерна в пределах авлакогенов для нижних серий платформенного чехла [3, 69]. Роль последнего в нашем случае играют рифейские и вендские отложения.

Для правильного истолкования стратиграфических и структурных несогласий в исследуемых толщах решающее значение должен иметь формационный анализ этих толщ. Если он указывает на геосинклинальную обстановку, то в общем случае несогласия скорее всего указывают на складчатость. В случае же обстановки консолидированной платформы, отмечаемой соответствующими формациями (кварцитами, аркозовыми песчаниками и др.), перерывы, несогласия, в том числе и угловые, скорее всего говорят о вертикальных перемещениях нескладчатого типа.

Формационный анализ осадочных толщ западного склона и приосевой зоны Урала производился до настоящего времени исключительно с «геосинклинальных» позиций и привел в конечном итоге к необъяснимым противоречиям: свиты аркозовых и кварцевых песчаников, закономерно располагающиеся в толщах рифея, пришлось признать совершенно чуждыми, случайными гостями, исключить их из оценки тектонического развития западной рамы уральской эвгеосинклинали. Но и при этом решении сохраняются серьезные противоречия между составом формаций и заключением о геосинклинальном характере уральского осадочного рифея: здесь нет офиолитов, в том числе характерных кремнистых сланцев (яшм), нет граувакк, нет флиша. А длительность предполагаемого геосинклинального цикла после выполнения надежных радиометрических определений оказалась равной 1 млрд. лет! Напомним, что Н. С. Шатский предполагал длительность этого цикла в 200—250 млн. лет.

Тщательный формационный анализ толщ западного склона и приосевой зоны Урала с новых позиций — дело ближайшего будущего, и сейчас следует ограничиться лишь предварительными соображениями.

Б. М. Келлер [29, 30] относит мощные отложения аркозовых и кварцевых песчаников местами с прослоями конгломератов, красноцветных алевролитов и глинисто-углистых сланцев зильмердакской (низы верхнего рифея) и зигальгинской (низы среднего рифея) свит западного склона Урала к фалаховой формации. Эта формация, характеризующаяся олигомиктовым или чисто кварцевым составом обломочных пород, по определению Б. М. Келлера, «является **совершенно чуждой в многогеосинклинальном ряду формаций**; ее вторжение связано с кратковременными эпизодами поднятия платформы, бывшей в рифее основным поставщиком обломочного материала» [28, с. 104, подчеркнуто мной.— С. И.].

Новые данные показывают, что источник обломочного материала, сформировавшего большую часть разреза Башкирского антиклинория, в том числе и фалаховую формацию упомянутых свит, был в основном местный (главным образом та область, которая позже, после разрыва платформы, стала ее восточным краем). Расположение области сноса в течение рифея неоднократно менялось. В начале раннего рифея привнос был с близкого расстояния с запада. Затем в саткинское и бакальское ( $R_1^b$  — не путать с байкальским!) время — с востока и юго-востока; в начале среднего рифея, в машакское время — с севера. Когда формировалась фалаховая зигальгинская свита, привнос был опять с близкого расстояния с запада. Позже в среднем рифее в рассматриваемом районе материал привносился с запада, а в зоне Уралтау — с востока.

В начале позднего рифея, когда формировалась зильмердакская свита (прототип фалаховой формации, по Б. М. Келлеру), поступление обломочного материала шло опять с близкого расстояния, с запада и северо-запада из области современного края платформы. В дальнейшем в венде и венде — кембрий направление поступления материала менялось еще более часто [51].

О недалеком пути транспортировки обломочного материала прежде всего говорят галечники и конгломераты, отмечаемые на разных уровнях в кварцитах и песчаниках айской свиты, занимающей ту же базисную позицию в нижнем рифее, что зигальгинская в среднем и зильмердакская в верхнем рифее. Конгломераты, в том числе валунные, и галечники отмечаются по всему разрезу шатакской (машакской) свиты. Последняя включает кварциты и песчаники и имеет очень близкое стратиграфическое и пространственное положение с зигальгинской свитой, в которой также есть конгломераты. Есть они и в зильмердакской свите, хотя и в значительно меньшем количестве, чем в машакской.

Кварцито-песчаниковые толщи Башкирского рифея имеют сравнительно редко мономинеральный кварцевый состав: обычно это аркозовые, олиго- и полимиктовые образования. Нельзя признать рассматриваемые фалаховые формации (преимущественно песчано-кварцитовые толщи айской, зигальгинско-машакской, зильмердакской свит) случайно привнесенными, совершенно чуждыми закономерному ряду рифейских формаций Южного Урала уже по одному тому, что они залегают в этом ряду в одинаковом и совершенно определенном месте в каждом эрозионно-осадочном ритме, что подчеркивалось многими исследователями. Они занимают базисное положение в нижнем, среднем и верхнем рифее и во всех случаях сверху сменяются алевролито-аргиллитовыми и далее карбостромовыми толщами. Для их образования нет нужды предполагать кратковременный подъем всей платформы. Фалаховые формации являются своеобразной континентальной молассой, обусловленной рифтогенным рельефом, возникшим на приподнятой части платформы в зоне последующего утонения и погружения ее земной коры и разрыва. Типичные особенности фалаховых формаций, установленные Б. М. Келлером [28], вполне объяснимы при таком предположении.

Палеогеографические реконструкции не обнаруживают на Южном Урале постепенно и длительно формирующихся зон поднятий, чередующихся с зонами прогибов, а указывают на динамичную картину непостоянных, относительно узких, но контрастных форм рельефа с частой многократной сменой направлений и источников снова обильного кластического материала на весьма ограниченной площади.

Каждый эрозионно-осадочный цикл, начинаясь с подъема земной коры и образования затем контрастного горного рельефа, обуславливает скопление грубых, а потом и более тонких молассоидов в сравнительно узких субмеридиональных депрессиях (видимо, грабенах-рифтах). Затем на их месте образуются зоны более обширных опусканий, сопровождающихся образованием пресных или осолоненных пологих бассейнов, выполняющихся глинистыми, а затем карбонатными отложениями. Такая последовательность событий очень характерна для рифтовых зон, как современных и кайнозойских, так и более древних, включая зоны диасхизиса докембриа [27]. На грабенный тип рельефа в начале каждого цикла указывают большие мощности (до 2—3 км) осадочных, главным образом обломочных пород в узких депрессиях. В то же время наблюдается исключительно медленное накопление осадков в целом по району теперешнего Башкирского антиклинория, совершенно не отвечающее скоростям геосинклинального осадконакопления [47]. Контрастность рифтового рельефа вполне объясняет частичную смену разрезов осадочных пород рифея в зонах разломов и отпадает надобность в предположении, сде-

ланном В. А. Романовым [52], о гигантских докембрийских шарьяжах. Характерный формационный ряд рифейских отложений западного склона Южного Урала аналогичен формационным рядам авлакогенов и других менее крупных негативных структур Восточно-Европейской платформы [46].

Само образование осадков рифея на Урале в режиме общего, хотя и неравномерного погружения, при отсутствии или неразвитости крупных

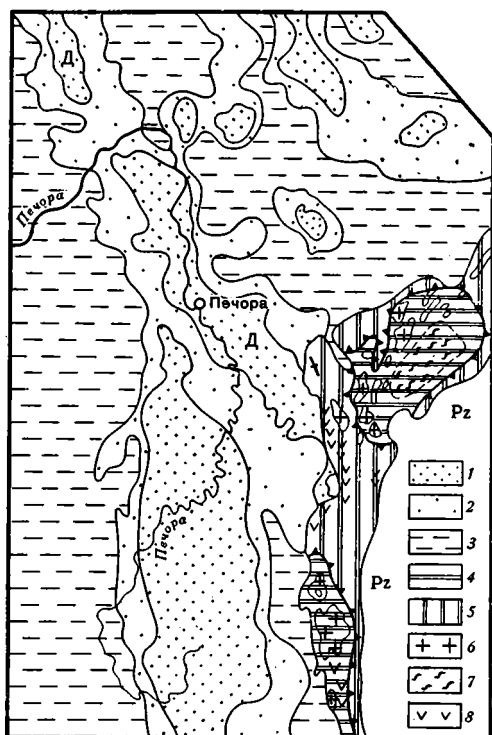


Рис. 2. Схема сопоставления реликтов байкальских структур осевой зоны Приполярного Урала и магнитных аномалий на смежной части Русской плиты. По В. Н. Пучкову [49] с изменениями

1—3 — магнитное поле ( $\Delta T$ ): 1 — положительное (Д — Денисовская аномалия); 2 — слабо положительное; 3 — отрицательное; 4—8 — реликты байкальских структур в доордовикских отложениях: 4 — антиклинориев, 5 — синклинориев, 6 — интрузии, 7 — область развития гнейсов, 8 — область развития основных вулканитов. Pz — палеозойские образования эвгеосинклинали Урала

дифференциальных движений, существенно отличает их от геосинклинальных отложений. Не менее характерно несвойственное геосинклинальным формациям многократное повторение больших депрессионных циклов, на что обратил внимание еще Н. П. Херасков [66].

Негеосинклинальная природа байкалид зоны Урала особенно хорошо видна в Тимане. Осадочные пологозалегающие платформенные формации Тимана, полное отсутствие складчатости сжатия, ясно выраженная более поздняя ступенчатая структура этого кряжа [40], характерный для рифтовых зон состав изверженных пород, а также и другие данные [26] свидетельствуют, что Тиман представляет собой рифтогенную окраину Восточно-Европейской платформы. По-видимому, рифтогенез прошел сначала в области современного западного склона Южного Урала, затем расколол более северные районы западного склона и Тиман. Несколько позже, видимо в венде, образовалось характерное тройное разветвление рифта по направлениям на юг, северо-восток и северо-запад. Оно произошло на Приполярном Урале приблизительно на широте  $64^{\circ}30'$  (рис. 2), где в месте поворота меридионального хребта на северо-восток от него уходит на северо-запад Денисовская магнитная аномалия, трассирующая зону основных доордовикских магматитов [12].

Здесь в месте тройного сочленения отмечаются следы интенсивных магматических процессов с характерным проявлением пород мантийного происхождения с щелочным уклоном [14, 23, 26].

Раздвиг платформы на Урале был полным и завершился в палеозое закрытием океанической структуры. Раздвиг по расколу Тимана был, видимо, не столь значительным и не завершился аналогичным замыканием.

Таким образом, энсиалическая позднепротерозойская структура в зоне Урала, включая и Тиман, трактуемая до сих пор как складчатое сооружение орогенного этапа байкальской геосинклинали, в действительности представляет собой древнюю рифтогенно-депресссионную структуру. Она сложена несколькими ритмами грабенных молассоидов, закономерно сопровождаемых осадками более пологих внутрикратонных опусканий. Ее предшественниками, или скорее всего первыми проявлениями, были платформенные магматиты и конгломераты айской свиты низов рифея. На границе раннего и среднего рифея (около 1400 млн. лет назад) оформился сильно расчлененный горный рельеф, начался трахибазальтовый, базальтовый и базальт-липаритовый платформенный вулканизм. К этому времени и несколько более раннему относятся небольшие внедрения пироксенитов, обогащенных титаном, высокомагнезиальных габбро и габбро-диабазов, эссекситов и шонкинитов, а также единичных массивов сиенитов и гранитов рапакиви (Бердяуш на Южном Урале). Возраст около 1350 млн. лет имеют губенские граниты и гранито-гнейсы около г. Златоуста.

Интрузии, главным образом в виде даек, но иногда и массивов различных магм обычно со щелочным уклоном продолжались в зоне Урала в течение среднего и верхнего рифея. Среди них чаще отмечаются пикриты, габброиды, гранит-порфиры и сиениты. Базальтовый вулканизм, в большинстве случаев также со щелочным (главным образом калиевым) уклоном, развивался с небольшими перерывами до полного разрыва платформы в раннем ордовике и далее приобрел черты океанического. Следы наибольшей активности базальтоидного вулканизма вместе с проявлениями щелочных гипербазитов отмечаются в венде и отчасти кудахе на Среднем Урале.

На Урале можно в нескольких районах наблюдать постепенный переход от континентального рифтового вулканизма к океаническому с соответствующим изменением характера осадочных пород, состава и строения вулканитов [26]. В этих случаях привычная в геосинклинальных разрезах картина смены глубоководных океанических толеритов вверх по стратиграфическому разрезу более калиевыми базальтами и прибрежными осадками как бы перевернута вверх ногами. Такие соотношения наглядно показывают образование океанических бассейнов из рифтовых структур.

Рассмотрение следов поздней протерозойской тектонической активности в виде стратиграфических и угловых несогласий показывает, что отчетливые тектонические движения были на Урале лишь на грани раннего и среднего рифея и в венде — кембрии, перед полным разрывом платформы, происшедшим в раннем ордовике. Магматическая активность совпадает с этими рубежами и, кроме того, довольно часто датируется 1200—1000 млн. лет (граница среднего и позднего рифея), когда образовались местные и стратиграфические несогласия, сопровождаемые конгломератами.

Таким образом, внутриплатформенная рифтогенная структура зародилась не позже самого конца раннего — начала среднего рифея, и до полного раздвигания с образованием океанического бассейна в раннем ордовике она испытала по крайней мере два периода активности: на грани среднего и позднего рифея (около 1100 млн. лет) и в венде — кембрии (около 650—530 млн. лет). Имеющиеся данные не позволяют предполагать, что эти периоды активности сопровождались кратковременным раскрытием рифтовой структуры с образованием микроокеана типа Красного моря, а затем полным ее закрытием. Хотя такой вариант «холостых» океанических структур, не давших при их закрытии эвгео-



синклинальных причленений к бортам континентальных плит, не исключен.

### О ТЕКТОНОТИПЕ БАЙКАЛИД В СИБИРИ

Выявление негеосинклинальной природы байкалид зоны Урала (включая Тиман) ставит вопрос о природе байкалид в их тектонотипе на юге Сибири.

Само выделение позднепротерозойских геосинклиналей было произведено здесь, как известно, Н. С. Шатским, обратившим внимание на повсеместно несогласное залегание в зоне Байкала и в смежных районах юга Сибири нижнекембрийских (ленских) известняков на обломочных породах позднего докембрия, лежащих в свою очередь с разрывом на более древних кристаллических толщах. Указанные отношения были поняты как проявление предкембрийской складчатости, хотя наблюдений, непосредственно указывающих именно на складчатость, не было. Вслед за этим Н. С. Шатский ознакомился с хорошо вскрытыми толщами верхнего докембрия на западном склоне Урала и интерпретировал их как геосинклинальные, предшествующие установленной им байкальской складчатости в Сибири. По-видимому, ошибочной трактовке осадочных толщ Башкирского Урала как геосинклинальных сильно способствовала убежденность в орогенном, геосинклинальном происхождении байкалид на юге Сибири, ошибочное определение машакских (низы среднего рифея) платформенных базальтов Урала как геосинклинальных спилитов, неверное представление об относительно малой длительности рифея (200—250 млн. лет вместо позднее установленных 1000 млн. лет). Мощные отложения аркозовых песчаников и кварцитов были оценены как указатели на миогеосинклинальный режим. Позже такое же объяснение получили и похожие на уральские осадочные толщи верхнего протерозоя в Сибири в тектонотипе байкалид. Представление о единой байкальской геосинклинали, охватывающей рифей и венд и закончившейся развитием орогенной складчатости в позднем докембрии, было принято подавляющим большинством геологов и получило развитие в трудах Н. П. Хераскова [67], Л. И. Салопа [54], Б. М. Келлера [29, 30] и др.

В связи с отсутствием данных и Н. С. Шатский, и Н. П. Херасков исключили из рассмотрения предполагаемый ими эвгеосинклинальный этап развития байкальской геосинклинали, обратив внимание на миогеосинклинальные формации. При этом ни тот ни другой, к сожалению, не опубликовали подробных конкретных описаний орогенных образований байкалид Сибири и других районов, что лишило возможности их последователей убедиться в отсутствии прямых данных о складчатой природе байкалид в их тектонотипе.

В обрамлении Сибирской платформы — в частности, в Енисейском крае — верхнепротерозойские толщи по условиям залегания и по составу весьма похожи, как пишет Б. М. Келлер, на соответствующие образования Башкирского антиклинория западного склона Урала. Они образуют относительно спокойно залегающий комплекс терригенных и терригенно-карбонатных осадков мощностью до 12 км, отложившихся на протяжении позднего протерозоя в интервале 1 млрд. лет. В их строении отсутствует пестрота формаций, столь характерная для геосинклинальных толщ. Толщи байкалид Сибири нередко постепенно переходят в соответствующие блоки чехла прилегающей платформы, создавая трудности в оконтуривании геосинклинальной области. При снятии более поздних палеозойских деформаций в них обнаруживаются черты глыбовой тектоники, образование локальных зон опусканий и поднятий. Само представление о байкальской складчатости здесь, как и на Урале, базируется обычно на несогласном залегании на эти толщи осадочных пород кембрия. В самих же верхнедокембрийских отложениях стратиграфические несогласия и перерывы почти отсутствуют [32, 45]. Сверху весь этот комплекс, включая и вендские отложения,

покрывается ленскими нижнекембрийскими карбонатными отложениями. В 1974 г. и позже были опубликованы новые данные о принадлежности к кембрию верхних «орогенных» свит байкалид, относимых ранее к протерозою. Тем самым и само существование складчатых байкалид в Байкальской горной области отрицалось [7, 8].

Нижние части разреза (до одной трети от объема рассматриваемого комплекса) верхнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы слагаются однообразными терригенными породами, главным образом грубыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с горизонтами конгломератов (иногда по угловатости обломков напоминающих брекчи), кварцитов, черных сланцев, редких прослоев карбонатных пород. В песчаниках кроме кварца и кислого плагиоклаза обычны микроклины. В верхней части разреза появляются более тонкозернистые породы и нередко отмечается ритмичное чередование. Местами как в основании разреза, так и вверху наблюдаются тиллитоподобные конгломераты. Источники сноса были местными (граниты и гранито-гнейсы). В среднем и позднем рифее на площади поднятий отлагались терригенно-карбонатные отложения, а в депрессиях, удаленных от источников сноса, преимущественно во внешней зоне Байкальской горной области, — мощные толщи черных карбонатных и сланцевых пород, на которые налегают отложения углисто-флишоидной формации [32].

В терригенных толщах местами отмечаются наряду с зернами микроклина обломки основных и кремнекислых вулканитов. Сами вулканические породы редки, среди них преобладают кремнекислые разновидности. Последние наиболее распространены в Баргузино-Витимском синклинии, где с ними связаны линзы силицитов и магнетит-гематитовых залежей.

Отмеченными выше отложениями заканчивается образование осадков, относимых обычно в Байкальской горной области к геосинклинальным. Выше они сменяются грубообломочными молассами и пестроцветными алевролитами, доломитами и гипсами, а еще выше — карбонатными толщами кембрия. Первые К. А. Клитин относит к орогенному комплексу байкалид, а последние — к платформенному чехлу. Орогенные отложения отличаются сравнительно простым строением и отсутствием специфических вулканогенных формаций, свойственных орогенным комплексам каледонид и герцинид. Ю. П. Бутов и его соавторы [8] на основании более новых данных и детального картирования отрицают орогенный характер этих образований и считают их принадлежащими к раннекаледонской геосинклинали.

Как можно видеть из приведенных кратких данных, в геосинклинальных комплексах байкалид преобладают грубые терригенные толщи, аркозовые песчаники и, видимо, молассовые формации, чередующиеся с мелководными карбонатными отложениями. Офиолитовой триады и других признаков коры океанического типа тут нет. Ссылки на вулканы (среди которых преобладают кремнекислые) не убедительны. Они не подтверждены петрографическим описанием пород, и последние вполне могут принадлежать рифтогенным платформенным магматитам.

Весьма обстоятельное описание байкальских формаций, главным образом на примере Енисейского кряжа, дал Е. С. Постельников [45]. В сухопитской серии этого кряжа, отвечающей по Е. С. Постельникову раннегеосинклинальной стадии байкальского цикла, среди однообразных сланцевых толщ, налегающих на аркозы и конгломераты, наблюдаются метабазалты, реже андезиты. Их химическая характеристика не отвечает океаническим базальтам. Даже в наиболее близких по составу к последним, залегающим в Приенисейской западной зоне, содержание  $K_2O$  в среднем превышает 0,4%. Если же учесть, что они подвергались более позднему заленокаменному изменению, как правило, понижающему содержание окиси калия, то отличие их состава от океаниче-

ских толентов станет еще более заметным. Интересно, что такие же по содержанию калия metabазальты отмечаются и в верхней половине геосинклинальной (по Е. С. Постельникову) части разреза, в исаковском комплексе, который указанный исследователь относит к тунгусикской серии верхнего рифея. Этот комплекс находится в самой северо-западной, возможно, уже действительно зарождающейся геосинклинальной зоне. Состав сухопитских metabазальтов в центральной зоне Енисейского кряжа имеет более высокие содержания  $K_2O$  (в среднем 2,4%) и пониженную магниальность [11].

В этой зоне непосредственно выше, в тунгусикской серии, отмечаются калиевые порфиры. Гипербазиты, присутствующие в самой северо-западной части Енисейского кряжа, имеют тектонические контакты и, видимо, шовное расположение. По магнитометрическим данным, их узкие цепи прослеживаются и под чехлом западносибирской плиты.

Ряд формаций Енисейского кряжа, как пишет Б. М. Келлер [29], в целом повторяет последовательность, установленную на Урале. Отличием является меньшее распространение кварцито-песчаников фалаховой формации и большее — гранито-гнейсов. Последние образуют тейский комплекс, имеют возраст около 1000 млн. лет и относятся Е. С. Постельниковым и др. к концу раннегеосинклинальной стадии. Но они имеют преимущественно калиевый состав щелочей в отличие от плагиогнейсов и плагиогранитов, характерных для ранних стадий эвгеосинклиналией.

Различные исследователи по-разному трактуют геотектоническую обстановку образования байкалид Сибири. М. А. Семихатов [55] считал, что геосинклинальный режим в Енисейском кряже продолжался до среднего кембрия. Н. С. Зайцев [20] и А. Д. Смирнов и др. [59] полагали, что на площади Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Прибайкалья уже в позднем рифее установился платформенный режим. Ряд других исследователей вслед за Е. В. Павловским [41] считают, что Енисейский кряж, как и остальные сооружения байкалид по периферии Сибирской платформы, является зоной перикратонных опусканий [10, 22, 34]. Последняя точка зрения нам представляется наиболее перспективной с той оговоркой, что исходно они были внутрикратонными (интракратонными), а перикратонными стали позже, после разрыва платформы. Новые находки кембрийских и вендских органических остатков в метаморфизованных толщах Восточного Саяна позволили Ю. П. Бутову [7] полностью отказаться от представлений о нахождении допалеозойских толщ в этом фрагменте южносибирской зоны байкалид. В результате здесь вырисовывается картина примыкания каледонских раннегеосинклинальных (видимо, эвгеосинклинальных) вулканогенных и карбонатных отложений к краю древней Сибирской платформы. В зоне контакта с ней отмечается лишь прерывистая полоса до 20 км шириной метаморфических пород (кембрий — протерозой?), заметно отличающихся от платформенных. В связи с этими данными, а также упомянутыми выше по Байкальской горной области Ю. П. Бутов пришел к убеждению об отсутствии складчатых байкалид в районах их тектонотипа.

Е. С. Постельников в заключении своей книги, посвященной байкальскому орогенезу, пишет: «В складчатом обрамлении Сибирской платформы автору неизвестны хорошо выраженные эвгеосинклинальные зоны байкалид и миогеосинклинальные — ранних каледонид, хотя геосинклинальное развитие тех и других в основном совпадает во времени, отличаясь лишь верхним возрастным пределом. Напрашивается предположение, что миогеосинклинали байкалид и эвгеосинклинали салаирид являются внешней и внутренней зонами единой геосинклинальной системы» [45, с. 117].

Приведенным заключением Е. С. Постельников сделал, по нашему

мнению, крупный шаг в познании природы байкалид Сибири. Они не имеют исходной — эвгеосинклинальной стадии, а последняя в виде ранних каледонид следует за ними, частично перекрываясь во времени. Нужно сделать и следующий шаг — отказаться от представлений о складчатом, орогенном характере байкалид, понимая под орогенным этапом, как это принято, последний крупный этап развития геосинклинали, связанный с ее общей инверсией и складчатостью. Байкальской геосинклинальной складчатости, так же как и байкальской эвгеосинклинали, на рассматриваемых территориях Евразии не было. Стратиграфические перерывы и несогласия там, где они есть, свидетельствуют лишь о расчлененном рельефе, о вертикальных и горизонтальных движениях, породивших рифтогенез (с опережающим и сопровождающим его магматизмом), растяжении с шейковым матаморфизмом на глубине, опускании, накоплении континентальных осадков, повторных импульсах горообразования, создании рифтовых и более пологих внутрикратонных бассейнов и, наконец, полном раздвиге и образовании эвгеосинклинали с океанической корой и с формациями континентального склона и подножия по периферии, как это установлено на Урале [23, 25, 26, 43, 48].

С этих позиций, по-видимому, еще никто не рассматривал историю образования сибирских байкалид. Поэтому сейчас нельзя без нового формационного анализа и пересмотра сложившихся представлений нарисовать достаточно подробную геодинамическую схему движений и палеогеографические картины разных эпох. Это дело ближайшего будущего и тех исследователей, которые в полной мере владеют колоссальным фактическим материалом по соответствующим районам. Начало этому, видимо, уже положено. В последней небольшой работе К. А. Клитин, И. П. Палей и Е. С. Постельников [33] рассматривают исходное зарождение геосинклинали Енисейского кряжа и ранних каледонид Озерной зоны путем рифтогенеза соответственно в начале рифея и позднем докембрии.

Интересно, что на северной окраине Сибирской платформы также выявляются отчетливые следы рифтогенно-депрессивных процессов, хотя и более раннего возраста [71].

Просмотр материалов из других районов «складчатых» («геосинклинальных») байкалид СССР показывает, что выводы по зоне Урала и южного обрамления Сибирской платформы могут быть подтверждены и за их пределами. Так, сводка химических составов вулканитов верхнего докембрия Казахстана показала, что они, как и в сибирском тектонотипе, не принадлежат к начально геосинклинальным, а имеют черты платформенных [11]. В самом низу каледонских геосинклинальных формаций Центрального Казахстана (вендских и раннекембрийских) преобладают базальтоиды повышенной щелочности, сходные по химическому составу с вулканитами континентальных рифтов [68]. По-видимому, и в этом регионе за геосинклинальные байкалиды принимаются платформенные рифтогенные и сопровождающие их интра-, а затем перикратонные образования, закономерно предшествующие геосинклинальным каледонидам. Видимо, предположительно можно говорить и о Южном Тянь-Шане, где располагается так называемая Зеравшано-Туркестанская «полугеосинклиналь» [9]. Она начала формироваться в виде накоплений терригенных полимиктовых пород и кварцитов, доломитов и вулканитов еще в рифее. Накопление осадочных пород континентального типа продолжалось с перерывами до позднего палеозоя и сопровождалось внедрением незначительных масс габбро-перидотитов, гранитоидов и щелочных пород. Зеравшано-Туркестанская зона простирается на 1000 км и соседствует на всем протяжении с Туркестано-Алайской каледоно-варисской эвгеосинклинальной зоной.

Такую же природу можно, видимо, предполагать и у байкалид северного Предкавказья, где рифейские образования похожи на указанные платформенные формации [60].

Таким образом, мы видим, что и в зоне Урала и Тимана, и в тектонотипе байкалид в зоне Байкала, как и на северной периферии Сибирской платформы, отложения и магматиты рифея и венда являются платформенными, а не геосинклинальными; эвгеосинклинальных позднепротерозойских образований в указанных районах нет. Магматиты в них скорее всего рифтогенные и предрифтогенные (диасхизисовые); осадки — грабеньные и морские в более пологих и обширных прогибах, связанных с пликативным растяжением на глубине некогда единой платформы. С этим растяжением связан также шейковый метаморфизм, следы которого отмечаются в виде диафторитовых бластокатаклазитов и сланцев амфиболитовой и зеленосланцевой ступени. Размыв и несогласия в «байкалидах» обусловлены горным рельефом, созданным в большинстве случаев вертикальными движениями. Складчатость носит чаще всего локальный приразломный характер и, вероятно, иногда обусловлена кратковременной сменной растяжения сжатием.

Формации «миогеосинклинального» типа, слагающие «байкалиды» Урала и Сибири, представляют собой рифтогенные и сопровождающие их интра-, а затем перикратонные образования, закономерно предшествующие эвгеосинклинальным каледонидам и ранним варисцидам. Можно назвать примеры, когда рифтогенно-депресссионные образования не наследуются эвгеосинклиналями.

Спрашивается, можем ли мы сохранить для таких образований название «миогеосинклинальных», а сами структуры именовать «миогеосинклиналями»? По-видимому, можно лишь с натяжкой и только для тех случаев, когда происхождение мощных терригенно-карбонатных толщ в раме геосинклиналей (и особенно вне ее) неясно; или когда требуется только самая общая характеристика толщ, указывающая лишь на преобладание терригенно-осадочных пород с малым развитием магматических образований. При этом, однако, следует отдавать себе отчет в том, что эти определения — «миогеосинклиналь», «миогеосинклинальные отложения» — стали теперь недостаточными. Как мы видели, они охватывают и догеосинклинальные — диасхизисовые, рифтогенные и депрессионные — интра- и перикратонные, и гораздо более поздние (которые мы не рассматривали) — начальное геосинклинальные (континентального склона и подножия) и орогенные и посторогенные (предгорного прогиба).

Среди определений термина «миогеосинклиналь» в справочниках встречаются и такие, в которых говорится о быстром накоплении осадочных толщ *после* образования прилегающей эвгеосинклинали [36]. Выделенные же нами рифтогенно-депресссионные образования являются предгеосинклинальными и по своей формационной принадлежности платформенными, а не геосинклинальными. Они не только литологически не отличимы от платформенных, но и составляют с ними пространственно и генетически одно целое, и естественной границы между ними нет. Они образуются и внутри материковых депрессий, и по периферии кратонов.

Бурзянский, юрматинский и каратауский рифтогенно-депресссионные циклы **непосредственно** не связаны с палеозойской эвгеосинклиналью Урала, но являются ее ранней предысторией. Такой длительный ход событий характерен для многих районов Земли [27]. Он не всегда завершался полным размывом и раздвигом земной коры. Можно предполагать, что в позднем протерозое диасхизис и рифтогенез имели преобладающее развитие. Однако нельзя думать, что в позднем протерозое вообще не происходило образования эвгеосинклиналей. Эвгеосинклинальные толщи этого времени известны в верхнем протерозое Дальнего Востока, в Монголо-Охотском поясе, в Южном Тянь-Шане, видимо, в Алтае-Саянской области, в юго-западной Ирландии и о. Англси, в Саудовской Аравии, Мавритано-Сенегальском поясе, в Антиатласе и

в других местах. В то же время нужно критически пересмотреть представления об «особых геосинклиналях» не только в позднем протерозое, но и в конце раннего, а на их границе. Последняя, как известно [31], проводится в Лавразии после образования толщ конгломератов и красноцветных песчаников, порфировых кремнекислых вулканитов, сопровождающихся гипабиссальными комагматичными граносиенитами и гранитами рапакиви. К таким образованиям относятся улкано-уянский комплекс и акитканская серия Сибири, пугачевско-озерная серия и рапакиви Украины, красноцветы вепсия и рапакиви Карелии, субиотний Швеции и др. Они несут многие черты зон диасхизиса — процесса самостоятельного, непосредственно не связанного с карельским орогенезом. Их тектоническая природа должна быть предметом нового рассмотрения. Напомним, что еще А. А. Богданов [3], относя образования субиотния к субсеквентным образованиям свекофенид, характеризовал их как продукты глубокого **нового** взламывания консолидированной свекофенской земной коры, что, по теперешним представлениям и терминологии [6, 56], может отвечать диасхизису. На негеосинклинальную природу готит (субиотния) Южной Швеции указывал И. П. Палей [42]. Такую же трактовку этим образованиям дает по новым данным Л. В. Григорьева [17], сосредоточившая внимание на вопросах металлогении<sup>1</sup>.

Представляется весьма вероятным, что это не поздние и даже не посторогенные образования раннепротерозойского, карельского магматического цикла (с максимальной активностью около 1900 млн. лет), а совершенно самостоятельные возрождения тектоно-магматической деятельности, означающие скорее всего возобновление глубинной активности мантии. Эти образования по своему облику близки эльсонским, гренвильским и даже вендским (байкальским в узком смысле), следовательно, границу между нижним и верхним протерозоем целесообразно опустить, объединив близкие по своей природе отложения.

#### Литература

1. *Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф. и др.* Деструктивные зоны палеозоид Казахстана.— В. кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 111—127.
2. *Богданов А. А.* О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вест. МГУ. Геология, 1967, № 1, с. 8—26.
3. *Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пушаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А.* Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 3—21.
4. *Боголепов К. В.* О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 15—26.
5. *Боголепов К. В.* О некоторых проблемах орогенеза.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 8—17.
6. *Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А.* Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 261 с.
7. *Бутов Ю. П.* Проблема байкалид Восточного Саяна.— Геотектоника, 1979, № 3, с. 42—49.
8. *Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А.* Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.— Геотектоника, 1974, № 2, с. 60—71.
9. *Бухарин А. К., Пятков К. К.* К вопросу об эвгеосинклиналях, многоэосинклиналях и переходных структурах.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 54—62.
10. *Вотах О. А.* Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 137 с.
11. *Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции.* Ред. Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л. и др. Новосибирск: Наука, 1976, с. 68.

<sup>1</sup> Первые шаги в выявлении некоторых древних зон активизации (диасхизиса) делались неоднократно [4, 37, 56]. Наиболее полно этот вопрос освещен Ч. Б. Борукаевым [6]. Металлогенические аспекты были рассмотрены А. Д. Щегловым [70] и др. [21]. К этому предмету плодотворно обращали свое внимание Н. С. Нагибина, В. Е. Хаин и А. Л. Яншин [38], В. Е. Хаин [65] и др. Уже после окончания статьи появились интересные публикации А. В. Синицина и А. В. Разваляева (Геотектоника, 1979, № 6).

12. *Гафаров Р. А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 58. 212 с.
13. *Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московиченко Н. И., Прияткина Л. А., Седова И. С., Милькевич Р. К., Савельева Т. Е.* Цикличность и общая направленность в развитии метаморфических процессов в фундаменте древних платформ и подвижных поясов неогена. Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 40—57.
14. *Голдин Б. А.* Петрогенетическая эволюция рифейского и раннепалеозойского вулканизма Приосевой зоны Урала: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. УНЦ АН СССР, Свердловск. 1973. 39 с.
15. *Голдин Б. А., Пучков В. Н.* Тектоническая эволюция западного обрамления эвгеосинклинали на севере Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы совещания. Сыктывкар, 1972, с. 47—49.
16. *Голдин Б. А., Фшман М. В., Давыдов В. П., Калинин Е. П.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. Л.: Наука, 1973. 210 с.
17. *Григорьева Л. В.* Докембрийская активизация земной коры.— Геотектоника, 1979, № 2, с. 49—59.
18. *Дзоцендзе Г. С.* Вулканизм и литогенез докембрия. Проблемы осадочной геологии. Вып. 4, кн. 1. М.: Недра, 1975, с. 29—32.
19. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
20. *Зайцев Н. С.* Особенности тактонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 173—185.
21. *Закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. XI. М.: Наука, 1975. 367 с.
22. *Замараев С. М.* О соотношении древних платформ и складчатых систем на примере Сибирской платформы.— В кн.: Орогенетические пояса (МГК, XXIII сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3). М.: Наука, 1968, с. 233—234.
23. *Иванов С. Н.* О природе допалеозойских магматитов Приосевой зоны севера Урала. Ежегодник-1976. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1977, с. 3—7.
24. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1144—1147.
25. *Иванов С. Н.* Метаморфизм разрыва плит.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 908—911.
26. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск: Научные доклады, препринт. Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. 77 с.
27. *Иванов С. Н.* Природа метаморфических и магматических серий в рамках и срединных массивах геосинклиналей (МГК, XXVI сес. Докл. сов. геологов. Петрология), М.: Наука, 1980, с. 45—50.
28. *Келлер Б. М.* О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 99—106.
29. *Келлер Б. М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология. Т. 5. Сер. «Итоги науки и техники». М.: ВИНТИ, 1973. 119 с.
30. *Келлер Б. М.* Загадки верхнего докембрия.— Природа, 1979, № 1, с. 66—67.
31. *Келлер Б. М., Кратц К. О.* Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования.— В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979, с. 127—146.
32. *Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 143 с.
33. *Клигин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С.* Палеорифты обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 192—197.
34. *Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В.* Структуры ограничения Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 9—12.
35. *Ленных В. И.* Эклогит-глаукофан-сланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
36. *Материалы по тектонической терминологии.* Ч. I. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 130 с.
37. *Мирчинк Г. Ф.* Основные закономерности развития земного лика.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, вып. 3—4, с. 53—59.
38. *Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 41—55.
39. *Новикова А. С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 265. 150 с.
40. *Оффман П. Е.* Происхождение Тимана.— Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 58. 137 с.
41. *Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий платформенных структур первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—9.
42. *Палей И. П.* О правомерности выделения готской складчатости.— В кн.: Геохронология докембрия. М.: Наука, 1970, с. 97—104.
43. *Пейве А. В., Иванов С. Н. и др.* Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
44. *Подсосова Л. Л.* Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении Полярного Урала: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Ин-т геол. и геофиз. Новосибирск: 1977. 42 с.

45. *Постельников Е. С.* Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М.: Наука, 1973. с. 125.
46. *Постникова И. Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 320 с.
47. *Пронин А. А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л.: Наука, 1971. 215 с.
48. *Пучков В. Н.* Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала.— *Геотектоника*, 1976, № 5, с. 24—36.
49. *Пучков В. Н.* Структуры связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 203 с.
50. *Розен О. М.* Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции.— В кн.: Корреляция докембрия. Т. 1. М.: Наука, 1977. с. 132—157.
51. *Романов В. А.* Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 132 с.
52. *Романов В. А.* Основные этапы и фазы тектогенеза Южного Урала. Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 22—34.
53. *Румянцева М. А., Смирнов Ю. Д.* Формационный анализ магматических образований западного склона Урала. Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972, с. 9—20.
54. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Наука, 1967, 699 с.
55. *Семихатов М. А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1962, вып. 68. 242 с.
56. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 301 с.
57. *Сидоренко А. В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— *Докл. АН СССР*, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
58. *Сидоренко А. В.* Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. Корреляция докембрия. Т. 1. М.: Наука, 1977, с. 9—26.
59. *Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. и др.* Рифиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М.: Наука, 1967. 140 с.
60. *Ступаков В. П., Гушкович С. Н. и др.* Эволюция мезозойских прогибов и условия формирования зон газонакопления.— *Сов. геология*, 1979, № 8, с. 88—92.
61. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформы. *Тр. ГИН АН СССР*, 1978, вып. 321. 210 с.
62. *Теняков В. А.* Экзогенно-метаморфогенная геология докембрия: дискуссионные и перспективные проблемы познания. Корреляция докембрия. Т. 1. М.: Наука, 1977, с. 40—62.
63. *Фишман М. В.* Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар, 1971. 54 с.
64. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Наука, 1973. 511 с.
65. *Хаин В. Е.* Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление.— В кн.: Тектоника и структурная геология, планетология (МГК, XXV сес. Докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976, с. 5—13.
66. *Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1963, вып. 91. 117 с.
67. *Херасков Н. П.* О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В кн.: Деформация пород и тектоника (МГК, XXIII сес. Докл. сов. геологов. Пролб. 4). М.: Наука, 1964, с. 71—91.
68. *Хераскова Т. Н., Новикова М. З., Зардиашвили Н. И.* Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1979, № 6, с. 47—61.
69. *Шардаков А. Н., Хаин В. Е.* Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных бассейнов.— *Сов. геология*, 1979, № 9, с. 3—12.
70. *Шеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 179 с.
71. *Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г. и др.* Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 213 с.
72. A discussion on global tectonics in Proterozoic times.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1976, v. 280, N. 1298, p. 397—568.
73. *Barker F., Peterman Z. E.* Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and early Precambrian crust.— *Precamb. Res.*, 1974, № 1, p. 1—12.
74. *Green J.* Preprint of Table from paper presented at International Association of Planetology Symposium.— In: XXIV Internat. Geol. Congr. Montreal, 1972, p. 215—218.
75. *Condie K. C., Harrison N. M.* Geochemistry of the Archean Bulawayan group, Rhodesia.— *Precamb. Res.*, 1976, № 3, p. 253—271.
76. *Naqvi S. M., Divakara Rao V., Nagain H.* The primitive crust; evidence from the Indian Shield.— *Precamb. Res.*, 1978, № 3—4, p. 323—345.
77. *White A. I. R., Christie D. M.* Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archean.— *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 1971, № 3, p. 121—139.



УДК 551.241.52(571.1)

БЕНЕНСОН В. А.

## О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Обобщение результатов сейсмических и геологических материалов последних лет позволяет пересмотреть прежние представления о доминирующей роли герцинских складчатых сооружений в фундаменте внутренних районов Западно-Сибирской плиты. Показано широкое развитие изомерных и слабо вытянутых тектонических элементов, характерных для областей с фундаментом допалеозойской консолидации. Намечены границы развития крупных блоков, отличающихся строением консолидированной коры, преимущественно субокеанического типа на севере и континентального — в Среднем Приобье и на юге территории. В итоге признается негеосинклинальная природа значительной части палеозойского разреза, что существенно повышает перспективы нефтегазоносности внутренней части территории Западно-Сибирской плиты.

Исследование геологического строения фундамента Западно-Сибирской плиты является одной из важнейших проблем в познании ее геотектонической позиции. Помимо научно-теоретического аспекта актуальность этой проблемы заключается в том, что в последние годы из каменноугольных и девонских отложений на юге Западной Сибири получены промышленные притоки нефти и газа. Вместе с тем именно в этом районе, как и на всей территории плиты, до сих пор признается широкое развитие ранне- и позднегерцинских складчатых сооружений [2, 11, 12]. Такие представления, однако, плохо согласуются с результатами бурения глубоких скважин и сейсмических работ последних лет. В связи с этим назрела необходимость пересмотра ряда прежних представлений о глубинах залегания, рельефе и времени консолидации фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты (рисунок).

Известно, что основным источником информации о глубинах залегания фундамента платформенных областей служат результаты сейсмических работ КМПВ. Оценивая новизну последних сейсмических материалов, важно учитывать, что для Западной Сибири можно выделить два этапа развития работ КМПВ. Ранний (конец 50-х — начало 70-х годов) характеризовался применением старых сейсмостанций с осциллографической записью, использованием в основном точечных систем наблюдений и годографов малой длины (не более 10—15 км). В работах этого периода с граничными скоростями 5,0 км/с и более не изучались и в целом принимались за волны от поверхности «фундамента». При этом за поверхность фундамента чаще всего принималась граница в основании юрско-неогенового чехла.

В 70-х годах стали применять станции с магнитной записью, более мощные источники возбуждения волн, а также преимущественно корреляционные (а не точечные) системы наблюдений при больших длинах годографов. Это позволило получить сведения о более широком спектре преломленных волн [3, 5, 7]. В частности, была выделена группа волн с граничной скоростью от 6,0—6,2 до 7,0 км/с, отличающаяся рядом показателей и особой изменчивостью формы записи, характерной для поверхности вертикально-слоистой среды. По сопоставлению с дан-

ными бурения ряда скважин южных (Парабельское, Назинское, Межовское поднятия и др.) и северных (Полуйское поднятие) районов отмеченная группа высокоскоростных волн ассоциируется с поверхностью сложнодислоцированных метаморфических и магматических пород преимущественно допалеозойского возраста. Эта информация, а также результаты работ ГСЗ о глубинах залегания I преломляющего горизонта позволяют заключить, что фундамент внутренних районов Западно-Сибирской плиты залегает в действительности существенно глубже, чем это признавалось раньше, и перекрывается мощной толщей слабодислоцированных осадочно-эффузивных пород триас-палеозойского комплекса.

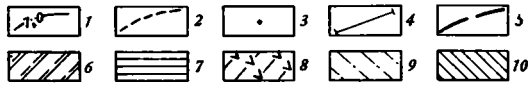
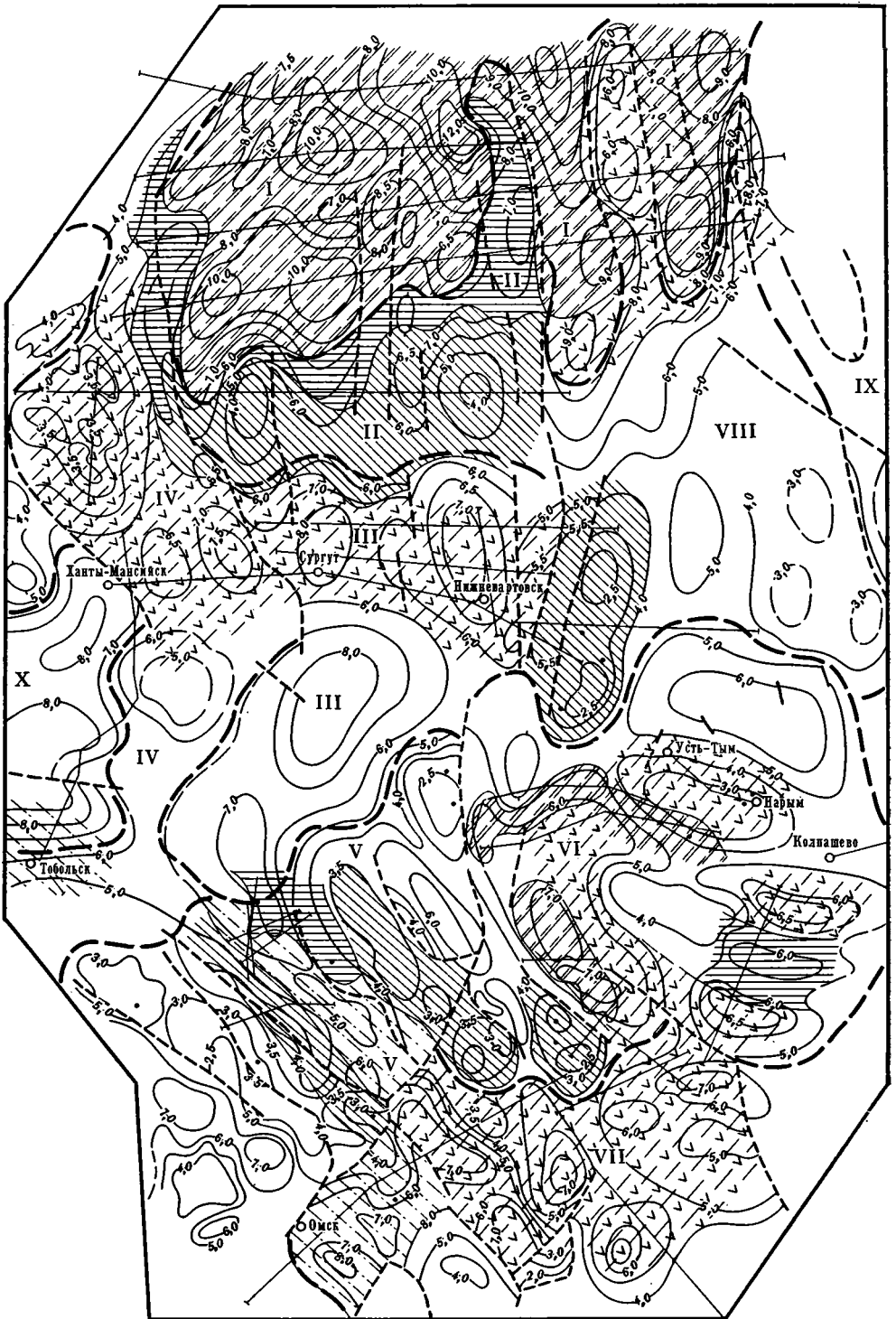
В итоге в фундаменте выделяются Надым-Тазовская, Среднеобская и Приенисейская области глубокого прогибания (до 10—12 км). Сравнительно менее глубокое прогибание фундамента (3—6 км) характерно для Северо-Обской, Часельско-Назинской, Верхнеобской, Прииртышской и Салымской тектонических областей (см. рисунок). В их пределах выделяются приподнятые и погруженные блоки фундамента, чаще всего изометричной формы. Удлиненные блоки преобладают в Прииртышской тектонической области, а также в пограничных участках выделенных областей. К этим же зонам приурочены системы высокоамплитудных разломных нарушений. Менее контрастные разломные нарушения выделяются в пограничных зонах отдельных блоков внутри тектонических областей.

В связи с данными сейсмических работ последних лет по северным и южным районам Западной Сибири были пересмотрены результаты КМПВ и ГСЗ прежних лет по Среднему Приобью. С учетом проведенного нами анализа представляется, что группа волн с  $V_r = 5,0—6,2$  км/с, принимавшаяся ранее за волны от «герцинского фундамента», в действительности должна выделяться в группу волн, преломленных поверхностью промежуточного (триас-палеозойского) комплекса, а волны с  $V_r = 6,2—6,4$  км/с следует ассоциировать с преломляющим горизонтом в основании промежуточного комплекса или с кровлей метаморфического фундамента.

Такое признание природы преломленных волн позволяет допустить формирование на месте юрско-меловых Сургутского и Нижневартовского поднятий глубоких, до 6,0—8,0 км, прогибов в доюрское время. Таким образом, в центральной части территории предполагается развитие в рельефе фундамента крупной Среднеобской области прогибания (см. рисунок). На западе по системе разломных нарушений эта погруженная область граничит с Салымской зоной поднятий, в пределах которой намечаются собственно Салымское, Итьяхское и обширное Унлорское поднятия. В их сводовых участках фундамент воздымается до уровня—3,0÷—3,5 км. Предполагается, что на западе зона поднятий ограничивается Ханты-Мансийской областью прогибания, где фундамент погружается, очевидно, до глубины —7,0÷—8,0 км.

Рассмотрение особенностей рельефа фундамента позволяет сделать следующие выводы: обнаруживается общая тенденция погружения фундамента в северном и восточном направлениях; среди крупных тектонических элементов доминируют структуры изометричные и вытянутые в широтном и северо-северо-западном направлениях; рельеф поверхности фундамента имеет отчетливо блоково-разрывную природу, грабены в осевых частях депрессий и горсты вдоль оси поднятий сравнительно редки. Структуры такого типа характерны для пограничных зон поднятий и депрессий.

Относительно состава пород фундамента внутренних районов наиболее полные сведения содержатся в ряде опубликованных и фондовых работ геологов ЗапСибНИГНИ, СНИИГИМСа Новосибирского и Томского геологических управлений, МИНХиГП, ВНИГРИ, а также неко-



торых других производственных и научно-исследовательских организаций. Кристаллические сланцы вскрыты в Прииртышской области (Сергиевская, скв. 2,1; Чековская, скв.1), а также в Верхнеобской области поднятий и прогибов (разрезы Парабельской и Нарымской площадей). Близкие по составу сланцы обнаружены в скважинах Назинской и Охтеурской площадей, пробуренных в границах Часельско-Назинской области поднятий и прогибов. Бiotит-амфиболитовые гнейсы и альбит-биотито-актинолитовые сланцы докембрийского облика встречены на склонах Межовского и Каймысовского поднятий, а также Калгачского выступа (Западно-Калгачская, скв. 1).

Гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные верхнепалеозойскими гранитами, вскрыты в группе скважин Мшистинская — Танопчинская на севере Западной Сибири. Абсолютный возраст гнейсов, по определению Б. С. Погорелова, — 1000 млн. лет.

Зеленые и графитизированные сланцы вскрыты в Приенисейском районе на Елогуйской и Ермаковской площадях. Помимо высокометаморфизованных осадочных пород в фундаменте встречены магматические породы. По данным В. С. Бочкарева, гранитоиды Нарымской скв. 1 имеют возраст 735 млн. лет, в Мажовской скв. 4—940 млн. лет и в Парабельской скв. 1—924 млн. лет. В Парабельской скв. 1 и 3 и Западно-Калгачской скв. 1 обнаружены интрузивные породы основного состава. Допалеозойские эффузивные породы преимущественно основного состава вскрываются в ряде скважин Прииртышской и Верхнеобской областей поднятий и прогибов [6, 10].

Таким образом, несмотря на сравнительную разрозненность данных глубокого бурения, складывается впечатление о широком развитии в фундаменте внутренней части Западно-Сибирской плиты метаморфических и магматических пород докембрийского возраста. Это наблюдение хорошо увязывается с приведенными выше сейсмическими материалами о заметно больших, чем предполагалось ранее, глубинах залегания метаморфического складчатого основания.

Косвенную информацию о составе пород фундамента можно почерпнуть из сейсмических материалов о граничных скоростях. Анализ этих скоростей для гранитного и базальтового слоев консолидированной коры платформенных областей свидетельствует о том, что для первого слоя характерны значения  $V_r = 5,7—6,3$  км/с, а для второго —  $6,2—6,4$  км/с и выше [1, 4]. Ссылаясь на экспериментальные исследования (результаты анализа образцов при высоких температурах и давлениях), подтвержденные бурением, Н. Я. Кунин отмечает, что «...кислые и средние магматические породы и им метаморфогенные аналоги в условиях земной коры характеризуются  $V_r < 6,4$  км/с. Значения  $V_r < 6,4$  км/с присущи только породам основного и ультраосновного состава, которые не имеют широкого развития в верхней метаморфогенной части земной коры континентов и обычно рассматриваются как свойственные высокоскоростной части земной коры — так называемому ба-

---

Схема рельефа и граничных скоростей по поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты (составлена по материалам «Главтюменгеоологии», Томского и Новосибирского геологических управлений), 1979 г.

1 — изогипсы по кровле раннепалеозойского (?) — допалеозойского фундамента; 2 — выявленные и предполагаемые разломные нарушения; 3 — скважины, вскрывшие магматические и метаморфические породы фундамента; 4 — сейсмические профили; 5 — границы крупных областей прогибания и поднятий в рельефе фундамента: I — Надым-Тазовская; II — Северо-Обская; III — Обско-Юганская; IV — Салымская; V — Прииртышская; VI — Верхнеобская; VII — Барабинская; VIII — Часельско-Назинская; IX — Приенисейская; X — Ханты-Мансийская; 6—10 — участки с граничными скоростями, км/с: 6 — 6,5—7,0; 7 — 6,3—6,5; 8 — 6,2—6,4; 9 — 6,0—6,2; 10 — 5,8—6,2

зальтовому слою, или слою  $B_k$  [9]. Оценивая с этих позиций распределение значений граничных скоростей по поверхности фундамента Западной Сибири, следует обратить внимание на то, что северная часть территории, охватывающая Надым-Тазовскую область, характеризуется высокими значениями  $V_r=6,5-7,0$  км/с (см. рисунок). Это обстоятельство можно рассматривать как признак преобладающей роли основных и ультраосновных пород в составе фундамента и, видимо, безгранитного состава земной коры [8].

Такое предположение о строении консолидированной коры согласуется с сейсмической информацией об общем уменьшении мощности земной коры и утонении гранитного слоя в направлении к Надым-Тазовской области прогибания [13].

На большей части территории центра и юга Западной Сибири граничные скорости по поверхности фундамента характеризуются значениями 5,8—6,4 км/с. Такое распределение граничных скоростей отражает широкое развитие в фундаменте кислых и средних магматических пород, что в свою очередь соответствует распространенному мнению о континентальном типе коры.

При общем оходе состава коры отдельные блоки заметно различаются. Так, для Вынгапуровской области поднятий и погружений, включающей систему поднятий и сопряженных с ними прогибов на широте Вынгапуровского поднятия, характерны значения  $V_r=5,8-6,2$  км/с, а для примыкающего с севера Тарко-Саленского поднятия скорости повышаются до 6,3—6,5 км/с. Близкие значения граничных скоростей свойственны области Среднего Приобья (Сургутское и Нижневартовское мезозойские поднятия), а также зоне Колтогорского прогиба. В границах Назинского поднятия граничные скорости уменьшаются до 5,8—6,2 км/с.

Есть основание полагать, что в пределах участков с относительно пониженными значениями  $V_r=5,8-6,2$  км/с (районы Вынлорско-Вынгапурской системы структур и Назинского поднятия) характерно существенное повышение содержания кислых магматических пород в фундаменте в сравнении с Тарко-Саленским и Среднеобским районами, где фундамент отличается сравнительно более основным составом пород. Подчеркнем, что для фундамента Среднего Приобья в настоящее время имеется мало данных сейсморазведки; почти совсем отсутствует такая информация по соседним Юганскому и Салымскому районам. Не исключено, что серпентиниты Пимской и Усть-Балыкской площадей отражают содержание в фундаменте этой части территории наряду с основными ультраосновных пород. В этом случае здесь следует допустить развитие участков с «безгранитной» корой. Весьма пестрыми значениями граничных скоростей характеризуется фундамент на юге Западной Сибири. Здесь, в Прииртышской области, от Межовского до Старо-Солдатского поднятий преобладают значения  $V_r=5,8-6,2$  км/с (см. рисунок). В пределах Верхнеобской области на ряде участков Нюрольской и Бокчарской впадин, а также во впадинах Барабинской области прогибания — Чулымской и Убинской — преобладают зоны с граничными скоростями 6,2—6,5 км/с. Это позволяет допустить, что в фундаменте указанных районов широко развиты основные магматические породы. Подобное допущение тем более вероятно, что в отдельных участках рассматриваемого региона — в осевой части и северной центриклинали Нюрольской депрессии, а также на южном погружении Парабельского поднятия — зафиксированы граничные скорости по фундаменту более 6,5 км/с. Повышение значений граничных скоростей можно рассматривать как признак доминирующей роли основных и ультраосновных пород в составе фундамента, а возможно, и «безгранитного» состава земной коры. Такие участки иногда выделяются как «окна» в пределах континентальных блоков. Обнаружение серпентини-

тов, в частности на Фестивальной площади, возможно, служит подтверждением высказанному предположению и о строении фундамента и осевой части Нюрольской впадины.

Таким образом, в пределах исследуемой территории Западной Сибири выделяются два региона с разным строением фундамента: северный — Надым-Тазовский, продолжающийся в район полуостровов Ямал и Гыдан, и южный — к югу от широты 64°. По-видимому, северный регион отличается основным и ультраосновным составом пород фундамента, «безграничным» строением земной коры, что, вероятно, отражает субокеанический тип ее строения.

Характерно, что этой части территории соответствует область интенсивного прогибания и накопления большой мощности осадков триас-палеозойского и юрско-неогенового комплексов. В южной части территории намечается чередование крупных блоков фундамента с преобладанием в одних из них кислых, а в других — основных пород. В пределах некоторых блоков обращают на себя внимание локальные участки — «окна» коры, близкой по составу земной коре океанического типа (центральная часть Нюрольской депрессии и др.).

Суммируя приведенные выше данные, надо отметить преобладающее развитие в рельефе фундамента изометричных областей и частично удлинённых зон, существенно отличающихся от линейных дислокаций герцинских геосинклиналей. В течение доюрского времени эти области и зоны подвергались магматической переработке и относительной раздробленности блоковыми движениями. Однако по характеру проявления эти процессы заметно отличаются от тех, которые обычно характерны для палеозойского типа Урала и Тянь-Шаня.

Все это позволяет высказать суждение о том, что в преобладающей части территории внутренних районов Западно-Сибирской плиты палеозойские отложения формировались в условиях, во многом отличавшихся от геосинклинальных. Новая геолого-геофизическая информация, таким образом, требует изменения взглядов на строение фундамента этого региона и признания доминирующей роли в его строении блоков допалеозойской консолидации.

#### Литература

1. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1977, 278 с.
2. *Бочкарев В. С.* Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнины в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних структурных ярусов. — В кн.: Палеогеографические и палеотектонические критерии размещения залежей нефти и газа в Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 135. Тюмень, 1978, с. 5—61.
3. *Бояр В. И., Голлионко Г. Б.* О структуре доюрского основания Среднеобской нефтегазоносной области. — Сов. геология, 1977, № 9, с. 101—104.
4. *Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973, 206 с.
5. *Гиршгорн Л. Ш., Ежов П. В., Кабалык В. Г., Рябова Н. И.* Основные результаты комплексных региональных работ КМПВ МОВ способом ОГТ на севере Тюменской области. — В кн.: Геофизические методы в изучении геологического строения и разведке месторождений нефти и газа в Тюменской области. Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 105. Тюмень, 1975, с. 3—57.
6. *Запывалов Н. П., Шерихора Б. Я., Московская В. И., Плуман И. И.* Структурно-тектоническая характеристика доюрских образований южной части Западно-Сибирской плиты. — Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 116. Тюмень, 1976, с. 14—21.
7. *Кондрашов В. А.* Результаты сейсморазведочных работ по изучению доюрских образований на юго-востоке Западно-Сибирской плиты. — Тр. СНИИГИМС. Вып. 255. Новосибирск, 1977, с. 110—118.
8. *Кунин Н. Я.* Учение о нефти и новая глобальная тектоника. Геология нефти и газа, № 1, 1979, с. 31—40.
9. *Кунин Н. Я.* Строение магматоморфической земной коры Прикаспийской и Северо-Устьюртской впадин. — В кн.: Палеозойские отложения пограничных районов Туранской и Русской плит. М.: Наука, 1978, с. 9—23.

10. Проблема нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Новосибирск.: Наука, 1976, 235 с.
11. Сурков В. С., Жеро О. Г. Палеозойские осадочные бассейны Западной Сибири и перспективы их нефтегазоносности.— В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты.— Тр. СНИИГИМС. Вып. 255. Новосибирск, 1977, с. 5—16.
12. Смирнов Л. В. Структурные комплексы фундамента южной части Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. Тр. СНИИГИМС. Вып. 255. Новосибирск, 1977, с. 84—86.
13. Чернышев Н. М., Егоркин А. В., Данилова Э. Г., Кун В. В., Щеглова Л. Б. Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным.— Сов. геология, 1978, № 9, с. 46—59.

ИГиРГИ  
Министерство нефтяной  
промышленности

Поступила в редакцию  
14.III.1980

УДК 551.242.03 (234.86+234.9)

ГРИГОРЬЯНЦ Б. В., ГУСЕЯН-ЗАДЕ И. Г., МУСТАФАЕВ М. Г.

## СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МЕЗОЗОЙСКИМ И КАЙНОЗОЙСКИМ КОМПЛЕКСАМИ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ГОРНОГО КРЫМА И БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Утверждаются обратные соотношения в складчатой структуре мезозойских и кайнозойских отложений. Допускается значительное горизонтальное перекрытие кайнозойского выполнения меловыми отложениями в полосе южного борта и частичное проявление покровной тектоники в полосе северного борта Западно-Кубанского передового прогиба. Обосновывается непосредственная связь между мегантиклинориями Большого Кавказа и Горного Крыма. Инверсия в складчатой структуре характеризуется как следствие прогибания и результат горизонтальных перемещений толщ, выполняющих прогибы, в связи с чем предпочтение отдается обратным соотношениям и в структуре альпийского и герцинского комплексов.

### ВВЕДЕНИЕ

В течение 1972—1976 гг. Сектором грязевого вулканизма Института геологии АН АзССР проводились исследования в зонах развития грязевого вулканизма на территории СССР с целью выяснения геологических, прежде всего структурных, и геохимических условий проявления грязевого вулканизма. Анализ собранных в процессе этих исследований геологических и геофизических материалов позволил сделать интересные выводы по части структурных соотношений между разновозрастными комплексами отложений — в основном орогенной или молассовой толщей кайнозоя и геосинклинальной серией мезозоя. Суть этих выводов заключается в утверждении приуроченности зон развития грязевого вулканизма к крупным прогибам в структуре поверхности геосинклинального комплекса, точнее, к участкам этих прогибов, испытавшим наибольшее опускание в результате проявления наложенных тектонических движений кайнозойского времени и характеризующихся поэтому большими мощностями их поверхностного кайнозойского выполнения<sup>1</sup>. Складкообразование в толщах, выполняющих прогибы, в данном случае молассовых, должно рассматриваться как результат горизонтального перемещения пород этих толщ, причем тем более интенсивного, чем крупнее прогиб и больше мощность выполняющих его отложений. Естественно поэтому, что складкообразование должно рассматриваться как процесс, обусловленный самим прогибанием [6, 11].

Такое представление об условиях формирования складчатой структуры, причем не только в молассовых прогибах, но и вообще в складчатых областях, в том числе и в геосинклинальных прогибах, позволяет рассматривать складчатую структуру как фактор, свидетельствующий о глубинном строении соответствующих территорий или по крайней мере о погребенной структуре подстилающего комплекса отложений более ран-

<sup>1</sup> Исключение составляет о. Сахалин, где грязевой вулканизм связан с процессами складкообразования, протекающими в геосинклинальной толще меловых отложений, выполняющих прогиб в консолидированных домеловых, скорее палеозойских породах.



ней консолидации. Разумеется, что такие представления должны строго учитывать все имеющиеся геофизические материалы. Но суть заключается в том, что совокупный анализ поверхностной складчатой структуры и геофизических полей позволяет решать более надежно задачи регионального характера. Применительно к области развития грязевого вулканизма на Керченском и Таманском полуостровах и в прилегающих к ним морских акваториях, а также в Западной Кубани этот анализ позволяет говорить с достаточной степенью достоверности о сложных структурных соотношениях между мезозойским и кайнозойским комплексами отложений и о возможных структурных связях между Горным Крымом и Большим Кавказом.

В работах, посвященных рассматриваемому региону, вопрос о структурных связях между названными горными сооружениями получил довольно определенное отражение. Взгляды исследователей по этому поводу достаточно четко сформулированы в работе В. В. Бобылева и его соавторов [3] и определяются всеми возможными вариантами сочленения—признанием принадлежности Крыма и Кавказа к единой складчатой зоне, утверждение кулисообразного сочленения между ними. При этом допускается возможность погребенного продолжения одного из горных сооружений или севернее, или южнее другого. Последние данные бурения, в частности на Таманском полуострове (Тамань-5, на площади Фонтановская), казалось бы, подтверждают возможность такого параллельного простираня погребенных продолжений геоструктурных зон Горного Крыма и Большого Кавказа. Вполне определенные суждения на этот счет приведены в работе Ф. К. Байдова и соавторов [1], в которой обосновывается наличие Северо-Таманской зоны поднятий, свидетельствующей, по мнению авторов, о погребенном продолжении одной из геоструктурных зон Крымского антиклинория фактически в пределы Западно-Кубанского прогиба, как это предполагал в свое время Е. Е. Милановский [7], и в то же время допускается возможность погребенного продолжения мегантиклинория Большого Кавказа южнее Таманского полуострова, в притаманской части Черноморского шельфа.

Данные скважины Тамань-5, как и результаты бурения последних глубоких скважин на Керченском полуострове (Фонтановская и Горностаевская площади), позволяют, однако, иначе представить структурные соотношения между мезозойскими и кайнозойскими отложениями и, как это будет видно из дальнейшего изложения, говорить о прямых структурных связях между мегантиклинориями Большого Кавказа и Горного Крыма.

### **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРИКЛИНАЛЬНЫХ ОКОНЧАНИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЕВ ГОРНОГО КРЫМА И БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Прежде чем перейти к непосредственному изложению материала, следует отметить, что описание структуры мезозойского комплекса пород периклиналильных окончаний упомянутых мегантиклинориев, как она представляется по данным поверхностных обнажений, заимствовано нами из соответствующих томов Геологии СССР, посвященных Крыму и Северному Кавказу.

Из всей сложной складчатой системы Горного Крыма, представляющей собой сочетание антиклинориев запад-юго-западного — восток-северо-восточного простираня, далее всего на восток прослеживаются Туакский антиклинорий и смежные с ним с севера и юга Восточно-Крымский и Судакский синклинии. Однако лишь Туакский антиклинорий достигает Керченского полуострова в районе Феодосийского залива. По данным бурения в пределах Юго-Западной равнины, оконтуренной Парпацким гребнем, и по выходам меловых отложений на южном бе-

регу Керченского полуострова к востоку от Феодосийского залива он может быть прослежен и далее на восток-северо-восток. Фактически Парпацкий гребень оконтуривает зону относительно высокого залегания поверхности мезозоя, соответствующую периклинальному окончанию Туакского антиклинория.

Можно совершенно не сомневаться в том, что морфологические особенности залегания известняков среднего миоцена, образующих Парпацкий гребень, находятся в прямой связи с погребенной структурой мезозоя, в строгом соответствии с частной структурой Туакского антиклинория [9]. Извилистый характер долготного колена Парпацкого гребня несомненно обусловлен осложнением антиклинория срединной синклиналию. Восточные выступы Парапацкого гребня на участках Новоселовской (Фонтановской) и Марьевской антиклиналей соответствуют, очевидно, восточным окончаниям северной и южной антиклиналей Туакского антиклинория, а вогнутость в юго-западном направлении отвечает опущенной структурной поверхности мезозоя осевой полосы последнего или его срединной синклинали. Более того, в свете результатов бурения на участке Новоселовской антиклинали (Фонтановская площадь) может получить объяснение и своеобразие в конфигурации Парпацкого гребня в его северо-восточном углу. Образованный здесь известняками того же среднего миоцена выступ, как бы обособляющий Новоселовскую антиклиналь, явно обусловлен тектоническим перекрытием палеогена мелом, как это установлено по результатам обработки материалов ОГТ и бурения В. В. Бобылевым и др. [3].

Структурные соотношения мезозойского и кайнозойского комплексов отложений в пределах северо-западного окончания мегантиклинория Большого Кавказа представляются значительно более сложными. И здесь, в непосредственной близости к Таманскому полуострову, в структуре мезозоя четко выделяется ряд антиклинориев и синклинориев, прослеживаемых на значительное расстояние на восток в общекавказском направлении.

С севера на юг здесь выделяются Калужская и Азовская антиклинальные зоны, Абино-Гунайский синклинорий, Псебепский антиклинорий и Новороссийский синклинорий. Роль центрального поднятия мегантиклинория Большого Кавказа отводится при этом Псебепскому антиклинорию, связь которого с Гойтхским антиклинорием, выступающим в роли центрального поднятия на востоке, считается общепризнанной [13, 14, 16, 18].

Есть, однако, факты, которые позволяют усомниться в наличии такой связи. Отметим прежде всего, что Азовская и Калужская антиклинальные зоны, ограниченные на востоке Лагонакской зоной, осложнены Ахтырским надвигом, с подвижками по которому связывается их образование [18]. Расположенный южнее Абино-Гунайский синклинорий также ограничен на востоке Лагонакской зоной. Анализ перечисленных в предыдущем абзаце работ и приведенных в них тектонических схем показывает, что Псебепский антиклинорий представляет собой вторичное структурное образование, выступающее как частный структурный элемент Абино-Гунайского синклинория. Последний на востоке ограничен с юга Гойтхским антиклинорием, и с разветвлением Абино-Гунайского синклинория в западном направлении связано обособление в его пределах, причем в осевой полосе системы складок Псебепского антиклинория. Думается, что расположенный еще южнее Семигорский антиклинорий, рассматриваемый обычно в качестве частного структурного элемента Новороссийского синклинория, и является западным продолжением центрального Гойтхского антиклинория. Укажем хотя бы на тот факт, что наиболее древние из мезозойского разреза нижнемеловые отложения обнажаются далее всего на западе в пределах Северно-Западного Кавказа именно в полосе Семигорского антиклинория.

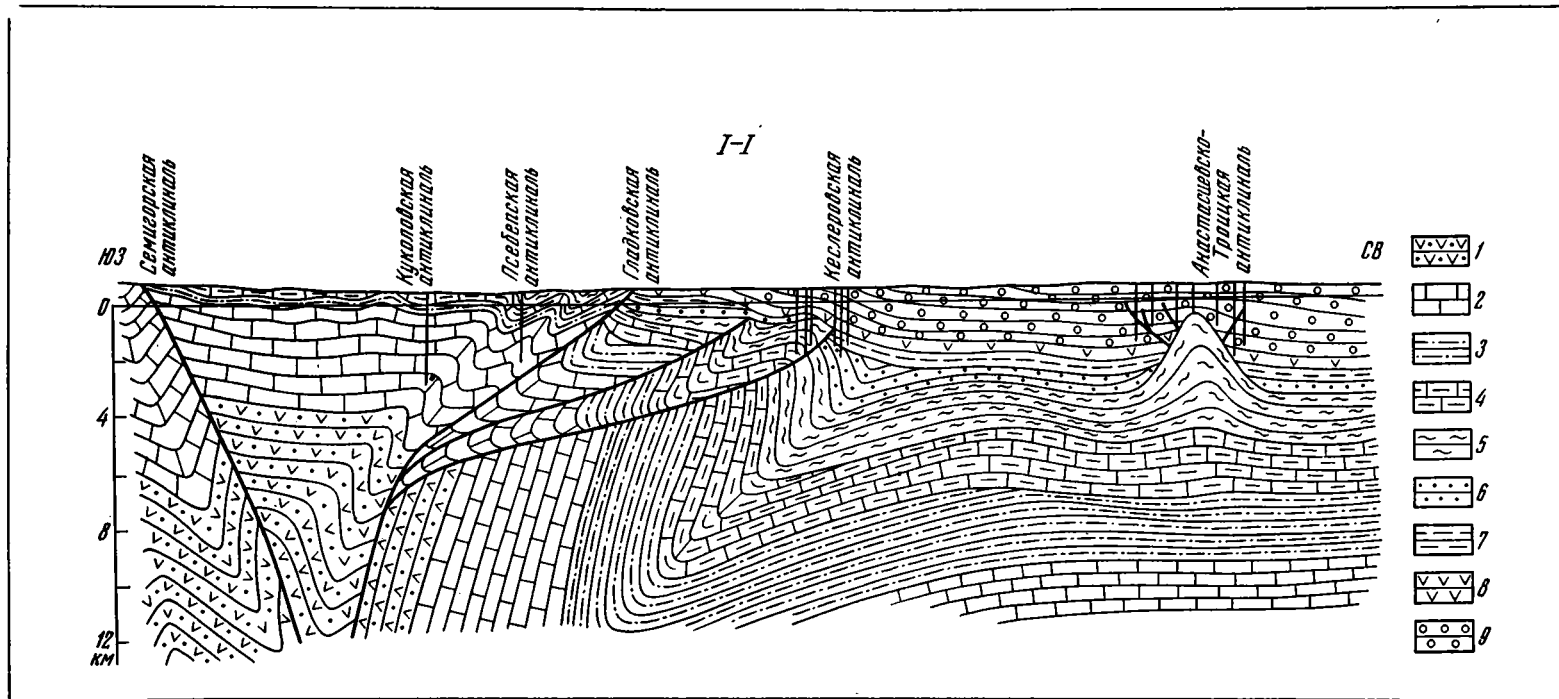


Рис. 1. Геологический разрез по линии I—I' (местоположение разреза см. на рис. 3)  
 1 — юрские отложения; 2 — нижний мел; 3 — верхний мел; 4 — палеоцен — эоцен; 5 — майкопская серия (олигоцен — нижний миоцен); 6 — чокракский, конкский и караганский горизонты (средний миоцен); 7 — сарматский ярус (верхний миоцен); 8 — меотический ярус (верхний миоцен); 9 — плиоцен — четвертичные отложения

Все эти особенности структуры мезозоя северо-западного окончания мегантиклинория Большого Кавказа позволяют высказать предположение, что образование Псебепского антиклинория, как и Азовской и Калужской антиклинальных зон, связано с подвижками по Ахтырскому надвигу. Последний в таком случае представляет собой систему пологих нарушений с достаточно большой (порядка 15 км и даже более) амплитудой горизонтальных перемещений, в результате которых произошло перекрытие меловыми отложениями кайнозойских образований поверхностного выполнения Западно-Кубанского прогиба и осложнения покровной пластины вторичной складчатостью. Эти представления о структурных взаимоотношениях между мезозоем и кайнозоем в зоне сочленения мегантиклинория Большого Кавказа и Западно-Кубанского прогиба показаны на поперечном разрезе (рис. 1), верхняя часть которого построена по материалам П. К. Ляховича, Н. И. Одинцова, И. И. Хиндуса (южная Приахтырская часть разреза) и М. А. Шаулова (участок Анастасиевско-Троицкой антиклинали).

Представление о покровном залегании меловых отложений севернее Семигорского антиклинория объясняет резкие различия в мощностях олигоцена — неогена и прежде всего майкопской серии к югу и северу от Ахтырского надвига. Думается, что непосредственный переход от мощностей майкопской серии менее 500 м к мощностям более 2500—3000 м обусловлен как раз перекрытием зоны промежуточных между этими значительными мощностей, приуроченных к южному борту Западно-Кубанского прогиба.

Представление о покровном залегании мела позволяет разобраться и в сущности Джиганского поперечного разлома. Фактически он представляет собой западный контур или границу пластины меловых пород, перекрывающий кайнозойский комплекс отложений в полосе южного борта Западно-Кубанского прогиба. Иначе говоря, он скорее всего является сопряженным с Ахтырским надвигом.

Наконец, это представление находится в хорошем соответствии с результатами сейсморазведки МОВ, проведенными в акватории Черного моря к югу от Таманского полуострова в 1963 г. [12]. Выявленный здесь Анапский морской выступ, очевидно, свидетельствует о погребенном продолжении центрального поднятия Большого Кавказа и лучше всего может быть увязан с Семигорским антиклинорием. Кстати, и поверхность фундамента на профиле ГСЗ 13/58 испытывает воздымание в северном направлении, в направлении Таманского шельфа Черного моря [2].

Итак, осевая зона мегантиклинория Большого Кавказа может быть прослежена в пределы Таманского шельфа Черного моря, тогда как погребенное продолжение осевого Туакского антиклинория следится в южной части Керченского полуострова. Нетрудно представить, что они могут иметь непосредственную связь между собой: достаточно провести дугу большого радиуса кривизны параллельно береговым линиям Керченского и Таманского полуостровов или их геометрическим осям. Отсутствие промежуточного звена между мегантиклинориями Большого Кавказа и Горного Крыма приходится на Керченский пролив и прилегающие участки Керченского и Таманского полуостровов, где поверхность мезозоя залегает достаточно глубоко, ибо именно здесь проходит осевая зона поперечного межпериклинального Керченско-Таманского прогиба, формирование которого обусловило своеобразие в характере складчатой структуры кайнозоя и в структурных соотношениях между мезозойским и кайнозойским комплексами отложений.

## ОСОБЕННОСТИ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ КАЙНОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ, ЕЕ СВЯЗЬ С ПОГРЕБЕННОЙ СТРУКТУРОЙ МЕЗОЗОЙСКОЙ СЕРИИ

В опубликованной литературе имеются весьма подробные описания складчатой структуры кайнозойского комплекса, точнее, олигоцена — неогена Керченского и Таманского полуостровов и прилегающих районов суши и дна Черного и Азовского морей [10, 12, 15, 18, 19]. В целом указанный комплекс отложений характеризуется смятием в брахиморфные или даже куполовидные складки, вытянутые в цепочки, протягивающиеся на большие расстояния (десятки километров) и представляющей собой четко обособляемые антиклинальные зоны.

Простираение изменяется от субширотного в пределах западной и восточной частей Керченского и Таманского (в том числе и в Западной Кубани) полуостровов к близдолготному в Керченском проливе и в прилегающих морских участках тех же полуостровов. В строении и морфологическом облике складок при приближении к Керченскому проливу также происходят изменения, выражающиеся в большем проявлении диапиризма, в увеличении размеров осложняющих антиклинальные складки грязевых вулканов и активизации их деятельности. Достаточно сравнить между собой складки вдоль Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны (к примеру Анастасиевско-Троицкую и Горы Миска), а тем более первые со складками, обособляющимися вдоль протягивающихся западнее антиклинальных зон — Фанагорийской или Карабетовской.

Все эти различия, на наш взгляд, обусловлены в первую очередь структурным рельефом поверхности мезозоя — заметным возрастанием глубины залегания этой поверхности при приближении к Керченскому проливу.

В справедливости такого утверждения нетрудно убедиться. Сейсмическими материалами вполне надежно установлена самостоятельность в образовании складок в кайнозойском комплексе, в частности в Западной Кубани [12]. Аналогичное явление имеет место и в северной половине Керченского полуострова (рис. 2).

Наложенный или самостоятельный характер складчатости в кайнозойском комплексе отложений может быть подтвержден результатами микрофаунистических исследований образцов из грязевулканической брекчии почти всех без исключения грязевых вулканов Керченского и Таманского полуостровов и Западной Кубани, выполненных А. Д. Бабазаде. По этим исследованиям меловая микрофауна встречена лишь в образцах из брекчии вулканов Шуго и Джигинского (Западная Кубань) и Карабетовского (Таманский полуостров). Если обратиться к результатам более ранних исследований [17], то и в этом случае обломки с меловой микрофауной были обнаружены лишь в брекчии Джигинского вулкана, а на Керченском полуострове самыми древними оказались обломки с эоценовой микрофауной из грязевого вулкана Джау-тепе. В соответствии с этими результатами находятся и определения абсолютного возраста обломков глауконитовых песчаников из грязевулканической брекчии, приведенные в работе Е. Ф. Шнюкова и др. [19]. Только для грязевого вулкана Шуго их возраст оказался позднеюрским или раннемеловым, тогда как абсолютный возраст обломков из других вулканов, в том числе и грязевого вулкана Карабетовский, не превысил 40 млн. лет, что указывает на их принадлежность к отложениям не древнее позднего эоцена.

Карабетовский вулкан выделен в данном случае не случайно. В нашей схеме структуры зоны сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа (рис. 3) упомянутый вулкан локализуется на участке пересечения осевых полос Индоло-Кубанского передового и Керченско-Таманского межпериклинального прогибов с наибольшей глубиной залегания по-

верхности мезозойского комплекса. Представляется поэтому наиболее вероятным переотложенный характер обломков пород из брекчии Карабетовского грязевого вулкана, содержащих меловую микрофауну.

В этом явлении нет ничего исключительного. Судя по материалам комплексной тематической партии объединения «Крымморгеология», микрофаунистические анализы кернов из глубоких разведочных скважин на Булганакской и Горностаевской площадях, где допускается залегание поверхности мезозоя соответственно на глубинах 4800 и 3000 м, характеризуются таким разнообразием возрастных определений, что говорить о коренном залегании здесь меловых отложений почти не приходится. Достаточно сказать, что при сравнении разрезов близкорасположенных скважин одной и той же площади (скв. № 2 и 4 на площади Горностаевская) последовательность стратиграфических интервалов

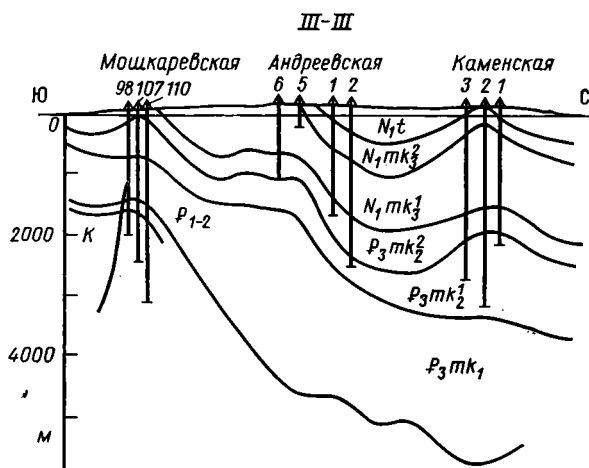


Рис. 2. Геологический разрез по линии III—III (местоположение разреза см. на рис. 3).

$N_1t$  — тортонский ярус (нижняя часть среднего миоцена);  $N_1mk_2$  — верхняя часть верхнего отдела майкопской серии (верхняя часть нижнего миоцена);  $N_1mk_1$  — нижняя часть верхнего отдела майкопской серии (нижняя часть нижнего миоцена);  $P_3mk_2$  — верхняя часть среднего отдела майкопской серии (верхняя часть верхнего олигоцена);  $P_3mk_1$  — нижняя часть среднего отдела майкопской серии (нижняя часть верхнего олигоцена);  $P_{1-2}$  — нижний отдел майкопской серии (нижний олигоцен);  $P_{1-2}$  — палеоцен — эоцен;  $K$  — мел

оказалась резко различной, тогда как литологическая характеристика отложений, относимых к нижним горизонтам палеогена и к мелу, выглядит весьма монотонной, представленной однообразными темно-серыми аргиллитами с относительно небольшой долей мергелей и совсем незначительным участием известняков.

Из приведенных данных становится очевидным, что лишь для брекчии грязевых вулканов Шуго и Джигинского следует говорить о наличии обломков меловых пород, находящихся в коренном залегании и пересекаемых разрывами, с которыми непосредственно связаны грязевые вулканы. Однако обусловлено это покровным залеганием пластины меловых пород, образованной в результате подвижек по системе нарушений Ахтырского надвига.

В свете изложенного едва ли можно оспаривать точку зрения о резких различиях в складчатой структуре кайнозойских и мезозойских пород об отсутствии отражения складчатых зон, характеризующих кайнозойский комплекс отложений, вообще в структуре поверхности мезозоя в зоне сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа. В этом отноше-

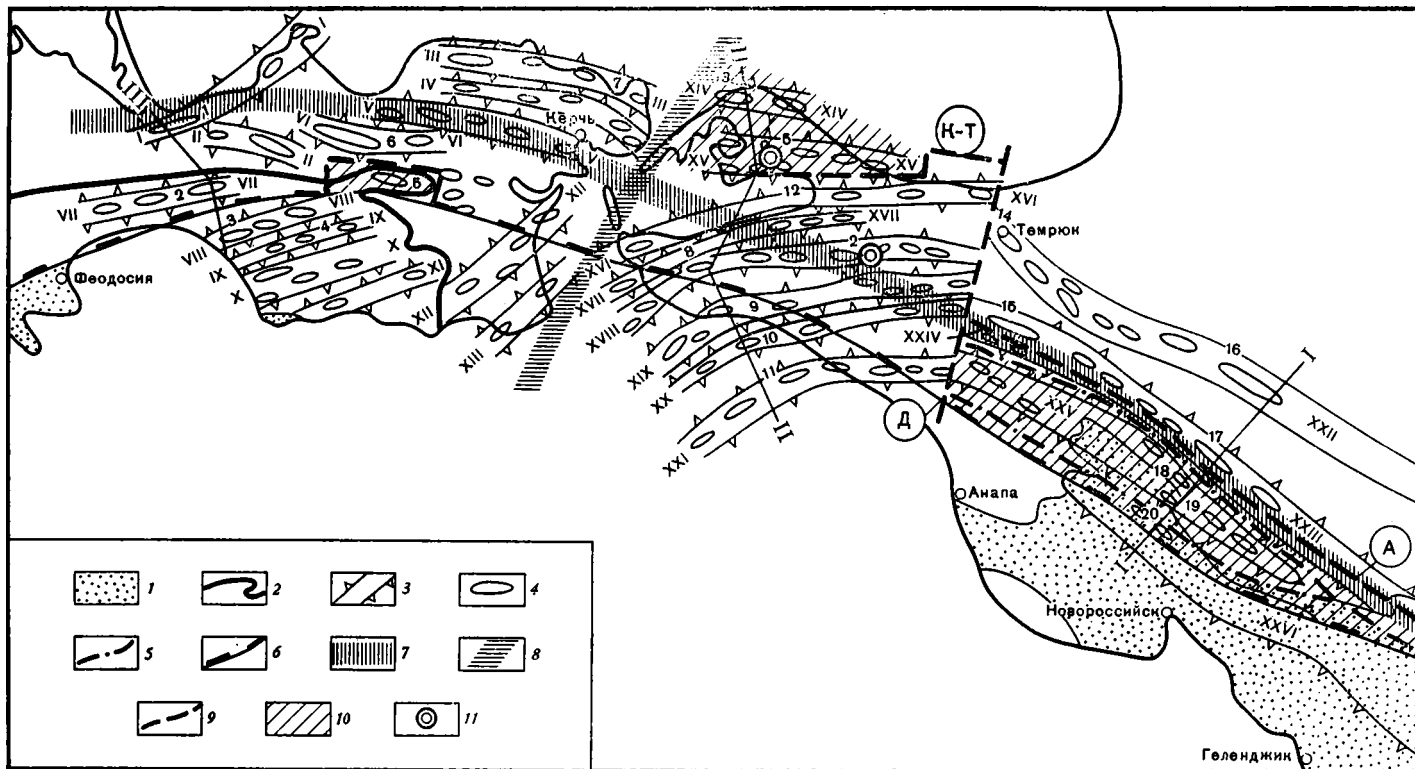


Рис. 3. Структурная схема зоны сочленения мегантиклинорий Горного Крыма и Большого Кавказа

1 — области развития на поверхности меловых пород; 2 — Парпацкий гребень; 3 — антиклинальные зоны: I — Каменская, II — Коровлевская, III — Караларско-Борзовская, IV — Караминско-Маяжская, V — Новониколаевская, VI — Слюсаревская, VII — Владиславовская, VIII — Мошкаревская, IX — Ульяновская, X — Белобородская, XI — Карангатская, XII — Опушко-Приозерная, XIII — Яковенковско-Кореньковская, XIV — Мыса Каменного, XV — Фантановская, XVI — Цымбалы, XVII — Фанагорийская, XVIII — Карабетовская, XIX — Кизилташская, XX — Ереминская, XXI — Благовещенская, XXII — Анастасиевско-Краснодарская, XXIII — Калужская, XXIV — Азовская, XXV — Псебепский антиклинорий; XXVI — Семигорский антиклинорий; 4 — локальные структуры — антиклинали: 1 — Каменская, 2 — Андреевская, 3 — Мош-

каревская, 4 — Вулкановская (грязевой вулкан Джау-тепе), 5 — Новоселовская (площадь Фонтановская), 6 — Алексеевская (площадь Горностаевская), 7 — Юркинская (площадь Булганакская), 8 — Карабетовская, 9 — Горы Круглой, 10 — Бугазская морская, 11 — Рифовая, 12 — Фонталовская, 13 — Мыса Каменного, 14 — Горы Миска, 15 — Джигинская, 16 — Анастасиевско-Троицкая, 17 — Кеслеровская, 18 — Гладковская, 19 — Псебепская, 20 — Куколовская; 5 — оси Абино-Гунайского синклинория и его северной и южной ветвей; 6 — южный контур Индо-Кубанского прогиба; 7 — осевая полоса Индо-Кубанского прогиба; 8 — осевая полоса Керченско-Таманского межпериклинального прогиба; 9 — тектонические нарушения: А — Ахтырский надвиг, К—Т — Керченско-Темрюкский надвиг, Д — Джигинский разлом; 10 — зоны тектонического перекрытия кайнозойского выполнения Индо-Кубанского прогиба; 11 — скважины глубокого бурения

нии факт отсутствия обломков меловых пород в брекчии такого крупного вулкана, как Джау-тепе, приобретает особое значение. Соответствующая ему Вулкановская антиклиналь и целая система антиклиналей Юго-Западной равнины Керченского полуострова, составляющих две антиклинальные зоны — Ульяновскую и Белобородскую — выступают как складчатые осложнения поверхностного кайнозойского выполнения единого более крупного синклиналичного прогиба приосевой полосы погребенного продолжения Таукского антиклинория. Фактически система этих складок возникла в грабенообразном прогибе срединной синклинали Таукского антиклинория, в пределах которого поверхность мезозоя, судя по данным бурения на расположенной севернее Мошкаревской антиклинали, резко опущена. Очевидно, небольшими размерами самого грабена, имеется в виду его ширина, обусловлена согласная с простираем грабена, унаследованная ориентировка складок его кайнозойского выполнения. Следовательно, срединный грабен Таукского антиклинория можно рассматривать как тектонический элемент, наглядно свидетельствующий об условиях проявления инверсии в складчатой структуре. Ясно, что складкообразование в пределах кайнозойской толщи пород, выполняющей в данном случае грабенообразный прогиб, могло протекать в результате горизонтальных перемещений масс, составляющих эту толщу, внутри прогиба. Следовательно, наличие прогиба, даже относительно узкого и неглубокого, явилось одним из факторов, определяющих складкообразование, что подчеркивается согласием в ориентировке новообразованных складок и самого прогиба.

Точно такие же условия, но уже значительно более благоприятные, сложились и в пределах Индоло-Кубанского передового прогиба, в кайнозойском выполнении которого и в настоящее время протекают процессы складкообразования. Можно поэтому не сомневаться в том, что вся система складок, характеризующих кайнозойский комплекс отложений северной половины Керченского полуострова, фактически всего Таманского полуострова и Западной Кубани, включая перекрытую по Ахтырскому надвигу зону развития кайнозойских отложений, соответствует единому крупному прогибу в структуре поверхности мезозоя, который и следует рассматривать в качестве Индоло-Кубанского. Его южную границу мы фактически уже наметили при выяснении сочленения Семигорского и Таукского антиклинориев. Она должна проходить вблизи от южного берега Таманского полуострова, скорее всего несколько севернее, но строго параллельно ему, и, описывая дугу, протягиваться затем по близширотному колену Парпацкого гребня.

О северной границе Индоло-Кубанского прогиба в структуре поверхности мезозоя говорить значительно труднее. На трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря (профили ГСЗ № 29 и 28 соответственно) прогиб этот структурно очень четко выражен [8]. Его южное крыло занимает фактически весь Керченский полуостров и частично Феодосийский залив, захватывая, таким образом, полосу погребенного продолжения Восточно-Крымского синклинория, ось явно совпадает с северным берегом полуострова, а северное ограничение представлено Азовским валом, воздымание докайнозойских отложений на южном крыле которого отмечается в 30—40 км от берега.

Весьма любопытно выглядит строение и Индоло-Кубанского прогиба и Азовского вала в разрезе в изолиниях средних скоростей, построенном В. Н. Москаленко и Я. П. Маловицким [8]. Здесь довольно четко выражена асимметрия в их структуре, можно поэтому говорить о наличии уступа и даже опрокидывания с глубиной южного крыла Азовского вала на юг, в сторону Индоло-Кубанского прогиба. Вполне возможно, что северный борт Индоло-Кубанского прогиба осложнен разломом, который прослеживается и вдоль северного побережья Таманского полуострова в схеме 1969 г. В. П. Пекло, И. А. Воскресенского, С. Ф. Сидоренко и С. К. Яржимовича в виде Керченско-Темрюкского взброса-надвига.



Изложенные представления о структуре и положении Индоло-Кубанского прогиба находятся в явном противоречии с утверждением о наличии погребенного Северо-Таманского поднятия. Если считать верной предложенную выше схему строения Индоло-Кубанского прогиба, то его осевая полоса должна протягиваться несколько южнее северного берега Керченского полуострова через Таманский залив, южнее лимана Ахтанизовского на Таманском полуострове, а в Западной Кубани — к югу от Ахтырского надвига. Большая видимая мощность майской серии в скважине Тамань-2 у станицы Старотитаровской, где по этим отложениям пройдено более 4000 м, — свидетельство большой глубины залегания поверхности мезозоя и наглядное указание на обратные (инверсионные) соотношения в структуре мезозойских и кайнозойских отложений. Думается поэтому, что неглубоко залегание мезозоя на площади Фонтановской — скорее всего результат тектонического перекрытия мелом кайнозойских образований поверхностного выполнения Индоло-Кубанского прогиба по его северному борту (рис. 4).

Кажущееся на первый взгляд своеобразие в проявлении подвижек по продольным разломам, ограничивающим с севера и юга Индоло-Кубанский прогиб, выражающееся в трансформации этих крутопадающих разломов в пологие надвиги на отдельных отрезках, едва ли следует считать случайным. Оно обусловлено спецификой тектонической обстановки кайнозойского времени — времени проявления тектонических движений, определивших формирование структур новой, близдолготной ориентировки. Следствием этой специфики явилось образование Керченско-Таманского межпериклиналичного прогиба, ось которого, как указывалось выше, проходит в Керченском проливе, а положение западной и восточной границ определить фактически невозможно. Важно однако подчеркнуть, что этот поперечный прогиб является наложенным не только по отношению к погребенной структуре мезозоя, но и вообще относительно структурных элементов близширотного направления, включая и Индоло-Кубанский прогиб. Рассматривать поэтому Керченско-Таманский прогиб как южное ответвление Индоло-Кубанского в принципе неверно.

Фактический материал поверхностной геологии и бурения свидетельствует о том, что процессы перестройки, связанные с формированием наложенного Керченско-Таманского поперечного прогиба, активно развиваются в течение всего кайнозойского времени. Ярким выражением этой перестройки являются ундуляции шарниров антиклинальных зон и относительно крупных антиклинальных поднятий субширотной ориентировки. Особенно наглядно это выражено на Керченском полуострове, где крупные антиклинали, характеризующие строение олигоцен-миоценовой толщи пород, оказались в большинстве случаев осложненными куполовидными выступами в отложениях плиоцена. В пределах Керченского пролива и прилегающих участков Керченского и Таманского полуостровов, в условиях наиболее глубокого залегания поверхности мезозоя, где влияние погребенного структурного плана ощущалось менее всего, имело место более свободное формирование складок близдолготной ориентировки. Речь поэтому должна идти скорее не о повороте антиклинальных зон с близширотного на близдолготное, а о пересечении двух направлений складчатости.

Разумеется, что аналогичное явление (образование поперечных структур) могло и должно было иметь место и в более крупном плане. В схемах тектонического строения Таманского и Керченского полуостровов и прилегающих к ним складчатых зон Большого Кавказа и Горного Крыма поперечные структурные элементы и ограничивающие их разломы или флексуры выделяются и определенно обосновываются. Важно, однако, подчеркнуть,

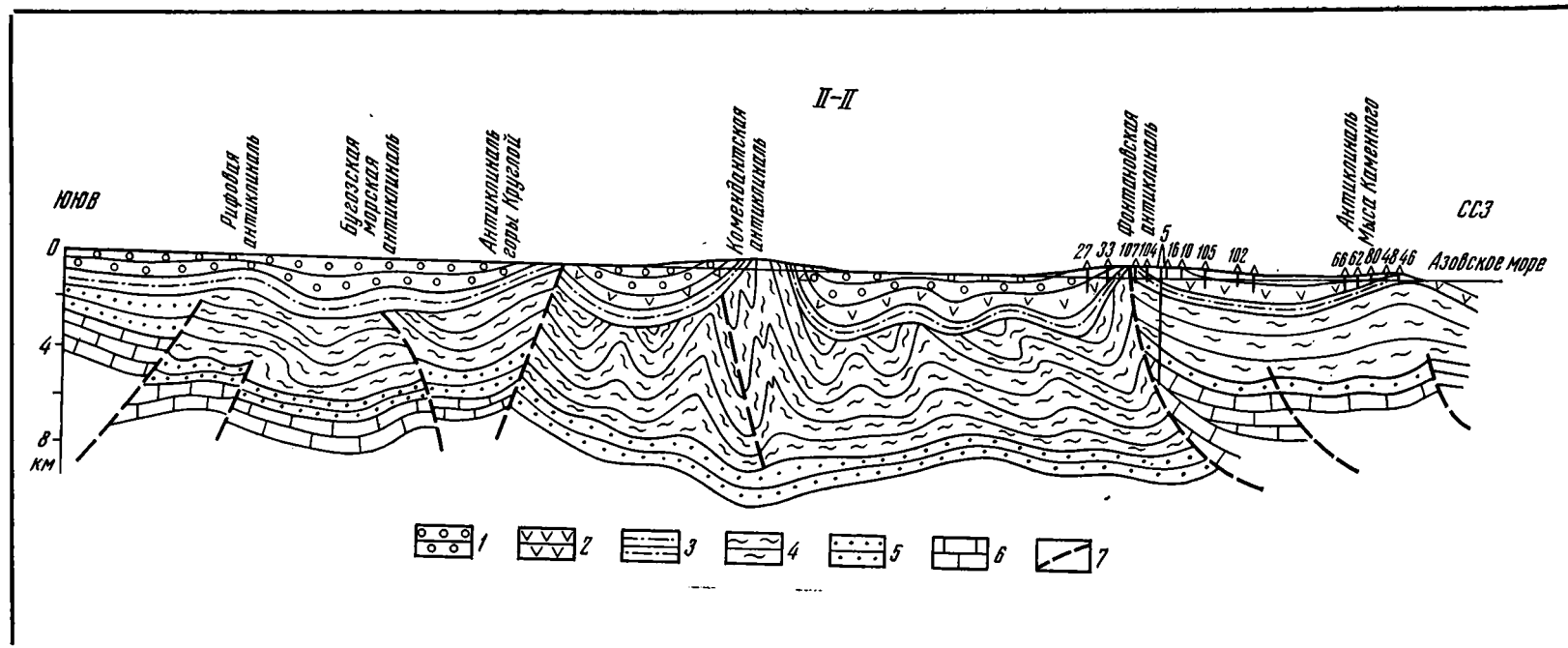


Рис. 4. Геологический разрез по линии II—II (местоположение разреза см. на рис. 3)  
 1 — плиоцен-четвертичные отложения; 2 — меотический и сарматский ярусы (верхний миоцен); 3 — караганский, конкский и чокракский горизонты (средний миоцен); 4 — майкопская серия (нижний миоцен — олигоцен); 5 — эоцен и палеоцен; 6 — мел; 7 — тектонические нарушения

что образование поперечных структур проходило наиболее активно в результате наложенных структурных преобразований кайнозойского времени и в первую очередь в результате формирования наложенного Керченско-Таманского межпериклиналичного прогиба; что совокупность поперечных структур не является свидетельством постепенного, хотя и ступенчатого опускания, в частности, поверхности мезозоя в направлении к оси Керченско-Таманского межпериклиналичного прогиба, а представляет собой систему чередования поперечных зон относительного опускания и воздымания, обособляющих на фоне погружения восточного и западного бортов того же Керченско-Таманского поперечного прогиба. Только поэтому зоны тектонического перекрытия кайнозоя мезозоем фиксируются на отдельных отрезках, соответствующих поперечным структурам, а точнее, поперечным зонам относительного опускания. В таких зонах амплитуда погружения оказывается наиболее значительной, ибо здесь происходит суммирование амплитуд продольного и поперечного опускания, а резкие контрасты в гипсометрии одних и тех же стратиграфических уровней, прежде всего поверхностей комплексов разной степени консолидации, приводят к перекрытию поверхностного выполнения зон поперечного опускания более древними отложениями. Вот почему продольные разломы — надвиги, ограничивающие с юга и севера Индоло-Кубанский прогиб, должны испытывать и действительно испытывают резкие поперечные изломы в плане. Именно такой излом к югу должен испытывать и Керченско-Темрюкский разлом в северо-западной части Таманского полуострова, т. е. в приосевой полосе Керченско-Таманского поперечного прогиба. Пробуренная здесь скважина Тамань-5, на наш взгляд, вскрыла меловые отложения зоны перекрытия кайнозойских отложений северного борта Индоло-Кубанского прогиба (см. рис. 4).

В заключение хотелось сказать несколько слов о геологической интерпретации геофизических материалов, прежде всего сейсмических. Обычно скоростные данные, определяемые величинами, превышающими 5,6—5,8 км/с, применительно к альпийской геосинклинальной области юга СССР ассоциируются с доальпийским фундаментом, а в пределах полосы срединных массивов, в том числе и эпиконтинентальных морей, и с более древним, чаще байкальским фундаментом. В результате основанные на таких представлениях структурные построения допускают явное сходство в строении альпийского геосинклинального комплекса и доальпийского фундамента. В свете же изложенного выше такое сходство едва ли соответствует действительности. Проведенное нами сопоставление проходящего по Керченскому полуострову широтного профиля X — КМПВ — Шубино — Керчь с поперечными близдолготными профилями МОВ показало, что отбиваемая на первом профиле в среднем на глубинах от 4,5 до 8 км скоростная граница, интерпретируемая как поверхность доальпийского фундамента, четко пересекается с нижними условными горизонтами на профилях МОВ, привязанными в основном к меловым отложениям.

Объяснить такое положение можно, очевидно, только тем, что мезозойский геосинклинальный комплекс представляет собой резко контрастную по своим физическим характеристикам толщу по сравнению с вышележащими преимущественно молассовыми образованиями кайнозоя. Естественно, что мезозойский комплекс должен выделяться значительно более высокими контрастно отличными скоростными показателями, нежели кайнозой. В то же время различия в этих параметрах между мезозоем и более древними образованиями едва ли должны быть резкими. Не случайно, по свидетельству Б. Л. Гуревича, Т. А. Гончаровой и др. [4], в изменениях поля силы тяжести в пределах Крыма конкретное отражение получает граница между эоценом и палеоценом или, фактически, между молассовым комплексом кайнозоя и геосинкли-

нальной толщей мезозоя. Эта граница фиксируется резкими изменениями плотностной характеристики пород — до 0,24 г/см<sup>3</sup>. Такие переходы в плотностях пород от альпийского комплекса к герцинскому здесь не установлены, и структура поверхности последнего не получает своего отражения в аномалиях силы тяжести. Аналогичное явление имеет место и на Юго-Восточном Кавказе, где аномальные изменения поля силы тяжести находятся в хорошем соответствии со структурными соотношениями между мезозоем и кайнозоем [5].

Надо полагать, что структура фундамента рассматриваемой территории, как она определяется по материалам ГСЗ — КМПВ, скорее всего отражает строение геосинклинального комплекса мезозоя. Иначе говоря, она обусловлена изменениями, порою очень резкими, мощностей в основном кайнозойской толщи отложений, или контрастами, тоже нередко резкими в гипсометрии поверхности мезозоя, тем более что согласие в структуре альпийских и более древних образований представляется маловероятным. Действительные структурные соотношения между ними не отражаются и не могут отразиться на сейсмических профилях из-за отсутствия резких различий в их плотностной характеристике, а следовательно, и в скоростях прохождения сейсмических волн.

### Литература

1. *Байдов Ф. К., Дьяконов А. И., Корнеев В. И. и др.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности меловых отложений Таманского полуострова и южной части Азовского моря.— Геол. нефти и газа, 1977, № 1, с. 25—29.
2. *Бобылев В. В., Кабанов А. И., Шиманов Ю. В.* Прикерченское поднятие и перспективы его нефтегазоносности.— Геол. нефти и газа, 1976, № 11, с. 36—40.
3. *Бобылев В. В., Железняк В. Е., Шиманов В. Ю. и др.* Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979, с. 184.
4. *Гуревич Б. Л., Гончарова Т. А., Бураковский В. Е. и др.* Тектоника равнинного Крыма и прилегающих частей дна Азовского и Черного морей.— В кн.: Геология СССР. Т. 8, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 401—413.
5. *Григорьянц Б. В.* Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тяжести в складчатых областях.— Сов. геология, 1964, № 7, с. 63—75.
6. Карта грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР (м-б 1:500000), 1979.
7. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, с. 483.
8. *Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П.* Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9, с. 23—31.
9. *Муратов М. В.* Основные черты строения мегантиклинория Горного Крыма и его ограничения.— В кн.: Геология СССР. Т. 8, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 343—346.
10. *Муратов М. В., Лычагин Г. А.* Основные черты строения Керченского полуострова.— В кн.: Геология СССР. Т. 8. Крым, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 384—396.
11. Объяснительная записка к Карте грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР. 1979, с. 40.
12. *Пустильников М. Р.* К тектонике Западного и Центрального Предкавказья.— Геотектоника, 1968, № 1, с. 52—69.
13. *Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г.* Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности).— Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959 г., 1962, № 3.
14. *Хаин В. Е.* Тектоническое районирование.— В кн.: Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ, ч. 1. М.: Недра, 1968, с. 566—572.
15. *Шарданов А. Н.* Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа.— Тр. Кавказск. фил. ВНИИнефть. Вып. 3. 1960, с. 82—119.
16. *Шарданов А. Н.* Новые данные о тектонике западного погружения Кавказа и Тамани.— Тр. Кавказск. фил. ВНИИнефть. Вып. 6. 1961, с. 207—221.
17. *Шарданов А. Н.* Геологическая история Керченско-Таманского прогиба.— Тр. Кавказск. фил. ВНИИнефть. Вып. 10. 1962, с. 40—52.
18. *Шарданов А. Н., Борукаев Ч. Б.* Таманский полуостров и Западный Кавказ.— В кн.: Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ, ч. 1. М.: Недра, 1968, с. 594—606.
19. *Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др.* Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев.: Наукова думка, 1971, с. 332.

УДК 551.242.3(235.47)

МАЗАРОВИЧ А. О.

## О ТЕКТОНИКЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Рассматривается тектоническое строение среднего течения р. Уссури. Указывается на широкое распространение в районе триас-юрских пород, которые образуют чешуйчатую структуру, наклоненную на северо-запад. Раннемезозойский комплекс пород был сформирован в результате регионально-го растяжения, на фоне которого протекали кратковременные эпохи сжатия. Описанная тектоническая ситуация и определяемая ею геоморфологическая картина напоминает районы современного калифорнийского бордерленда.

Геологическими исследованиями последних лет установлены существенно новые черты геологического строения Приморья. Вместе с тем ряд вопросов, касающихся тектоники и стратиграфии центральных районов Южного Приморья, продолжает оставаться дискуссионным. В данной статье приведены материалы по геологии междуречья Журавлевки — Павловки, полученные автором в течение нескольких полевых сезонов. Тектонически этот район принадлежит так называемому Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня.

## СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическая схема рассматриваемого района находится в стадии разработки, что обусловлено рядом новых данных, существенно изменивших старые представления о тектонике и стратиграфии. До недавнего времени разрез представлялся следующим образом [4]. В основании помещалась фаунистически «немая» тудовакская свита, состоящая из филлитизированных глинистых сланцев и кремнистых пород. Возраст принимался как силур-девонский, однако при этом не исключался и раннекаменноугольный. По надвигу тудовакская свита перекрывалась улахинской серией каменноугольно-раннепермского возраста. Разрез серии представлялся непрерывным и начинался с маляновской свиты, сложенной переслаиванием окремненных алевролитов и сероцветных кремней. Выше помещалась самаркинская свита, сложенная песчаниками, кремнями и глинистыми сланцами. Среди последних были обнаружены тела известняков с каменноугольными фораминиферами. Разрез надстраивался песчаниками удековской свиты, а завершался толщей основных эффузивов и терригенных пород, объединявшихся в себучарскую свиту, раннепермского возраста, что обосновывалось находками фораминифер в телах известняков.

Предложенная стратиграфическая схема не считалась идеальной. Достаточно сказать, что уже при описании вышеприведенного разреза отмечалась точка зрения И. И. Берсенева, полагавшего, что известняки являются экзотическими глыбами. Б. А. Иванов [8] указывал на целый ряд противоречий в стратиграфии центральных районов Сихотэ-Алиня. В частности, он подчеркивал, что известняки с разновозрастными фораминиферами находятся на одном стратиграфическом уровне, но вместе с тем на разных уровнях отмечается одновозрастная фауна. Автор пред-

полагал позднепермский возраст для большинства пород, слагающих улахинскую серию.

Несколько позже был сделан целый ряд принципиальных открытий. Во-первых, в породах тудовакской и маляновской свит были обнаружены радиоларии соответственно раннемезозойского и раннеюрского возраста [6]. Более поздние сборы фауны показали и несомненный мезозойский возраст самаркинской свиты [18]. Во-вторых, установлено, что известняки самаркинской и себучарской свит являются экзотическими глыбами, а некоторые части разреза самаркинской свиты стали рассматриваться как олистостромовые горизонты [2, 5, 15] (по данным Г. С. Белянского и А. П. Никитиной, возраст обеих свит считался позднепалеозойским). Н. Г. Мельников и др. [16, 17] считают возраст маляновской свиты триасово-раннеюрским, а самаркинской — позднеюрско-раннемеловым.

Таким образом, назрела необходимость пересмотра стратиграфической схемы Главного антиклинория, и это уже осуществляется, как было показано выше. Более того, был поставлен вопрос о самом существовании этой структуры [6].

Основываясь на полевых работах, автор считает, что выделение в разрезе свит с собственными наименованиями (тудовакская, маляновская и самаркинская) является условным. Более приемлемым, на наш взгляд, может быть выделение стратиграфических подразделений по фацциально-литологическим признакам (снизу вверх, рис. 1).

Толща эффузивов с глыбами известняков (соответствует по объему себучарской свите) является наиболее древними эффузивно-осадочными образованиями изученного района, контакты свиты с окружающими породами являются повсеместно тектоническими. Характер разреза толщи на правом берегу р. Откосная (в 8 км выше по течению, с. Лесогорье) следующий. Здесь на правом борту долины реки обнажаются сильно ожелезненные и передоробленные эффузивы основного состава, чередующиеся с черными метаморфизованными алевролитами. Наиболее характерной чертой толщи являются блоки известняков. У уреза воды нами встречен крупный блок массивного мраморизованного известняка (3×15 м), погруженный в черные сильно рассланцованные алевролиты. Контакты известняков неровные, покрыты коркой окислов железа. В алевролитах же отмечаются отдельные линзовидные прослои песчаников, эффузивов и малочисленные линзы серых трещиноватых кремней. Низы видимого разреза сложены преимущественно эффузивами. В них можно видеть большие глыбы известняков серого и розового цвета. Розовые брекчированные известняки с криноидеями. Обломочный материал брекчий представлен известняками серого, белого и розового цвета. Все глыбы пропитаны бурой массой измененных эффузивов, причем вокруг крупных глыб виден шлейф из мелких обломков, также погруженных в эффузивы.

По данным Г. С. Белянского и А. П. Никитиной [3], в целом в составе свиты преобладают порфириты и тонкоплитчатые кремни, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми породами. Порфириты, залегающие в основании свиты, содержат глыбы алевролитов и известняков, контакты которых обожжены. Размер глыб изменяется от первых метров до 20 м (по длинной оси). Как указывалось выше, известняки содержат

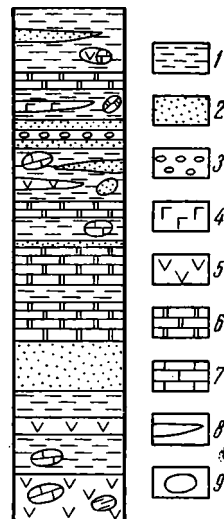


Рис. 1. Принципиальное строение нижнемезозойских комплексов  
1 — алевролиты (часто с обломками разнообразных пород), 2 — песчаники, 3 — гравелиты, 4 — силлы габброидов, 5 — силлы габброидов, 6 — линзовидные кремни, 7 — известняки, 8 — прослойки линзы, 9 — глыбы

фораминиферы. Они позволяют датировать различные части глыб от карбона до ранней перми. Известны случаи, когда среди верхнекаменноугольных — пермских известняков имеются обломки сходных пород среднекаменноугольного возраста. Это указывает на сложные и длительно протекавшие процессы формирования известняков, многие из которых имеют вид брекчий. Наиболее молодые породы из глыб охарактеризованы раннепермской микрофауной. По мнению Д. М. Раузер-Черноусовой (устное сообщение) некоторые формы фораминифер (*Pachyphlocia sp.*) могут относиться и к поздней перми. Это позволяет датировать возраст вмещающих эффузивов достоверно позднепермским или даже послепермским. Учитывая общую мощность свиты (около 3000 м), можно предположить, что в ее составе имеются и раннемезозойские породы.

Выше согласно (?) ложится толща песчаников (соответствует уделковской свите). В долине р. Полыниха — это зеленоватые, серые мелкозернистые туфопесчаники и песчаники с обломками кварца и эффузивов среднего и кислого состава. Цемент хлоритовый. Иногда среди песчаников прослеживаются прослои зеленоватых и черных алевролитов. Мощность толщи достигает 300 м. Она прослеживается широкой полосой вдоль восточной границы Самаркинского массива габброидов.

Стратиграфически выше песчаников находится своеобразная толща ленточных кремней, образующих ряд субпараллельных тектонических пластин северо-восточного простирания. Кремни имеют разнообразные окраски от светло-серых до коричневатокрасных, часто пересекаемых прожилками молочно-белого кварца. Обычно кремнистые породы образуют чередование чистых кремней (5—15 см) и тонкорассланцованных кремнистых алевролитов (1—2 см). Нередко в кремнях имеются кристаллы пирита, растительный детрит. Ленточные кремни широко распространены в описываемом районе и считались раньше прослоями в самаркинской, маляновской и тудовакской свитах. В устье ключа Серебрякова, в районе с. Самарка и р. Садовка они были опробованы нами на микрофауну. В результате лабораторной обработки нами были выделены радиолярии (определения Н. Ю. Брагина) *Caphodoe cristallina* Pessango, *C. cf. venusta*, *Capnuchosphaera cf. mexikana* Pessango, *Pantanelum sp.* и ряд ближе неопределимых населярий и хагнастрид. Близкие радиолярии известны из верхнего карниа (?) — нория п-ова Калифорния. Кроме того, из кремней ряда указанных районов были выделены конодонты (определения В. А. Аристова) *Neogondolella polygnatiformis* (Bud. et Stef.), *Diplododella sp.*, *Prioniodina sp.*, *Neogondolella tadpole* (Hayashi) карнийского возраста и *Metapolygnathus abneptis* (Huckriedae), *M. nodosus* (Hayashi), известные из верхнего триаса (верхний карний — нижний норий) Европы, Северной Америки и Японии. В кремнях, относимых к маляновской свите, обнаружены конодонты *Neochindolella cf. triassia* [16]. Учитывая находки радиолярий в кремнях той же свиты, можно ставить вопрос о триасовом, а не о раннеюрском возрасте кремнистых пачек и маляновской свиты.

Нижние наблюдаемые контакты кремней тектонические. При приближении к ним увеличивается степень расланцевания и дислоцированности пород. Переход в вышележащие сланцы, по всей видимости, постепенный. В верхах кремнистой пачки появляются кремни с большим количеством терригенной примеси. На северной окраине с. Саратовка эта часть толщи имеет следующий разрез (снизу вверх).

1. Алевролиты темно-желтые, зеленоватые, плотные, тонкослоистые, переслаивающиеся с оливково-зелеными окремненными алевролитами и кремнями. Мощность первых достигает 0,1—0,2 м, вторых — 0,09—0,03 м. Встречаются прослои лиловато-зеленых, бордовых алевролитов — 0,05 м. Выше по разрезу появляются многочисленные прослои серых алевролитов и редкие прослои черных трещиноватых кремней. Ближе к кровле четкость ритмов исчезает, они становятся более крупными . . . 7 м

2. Ритмичное переслаивание светло-зеленых кремней и бежевых алевролитов (первые 0,05—0,07, вторые — 0,01—0,02) . . . . . 5 м
3. Кремни бежевые, плитчатые с единичными прослоями бежевых алевролитов . . . . . 7 м
4. Кремни пестрых окрасок . . . . . 10 м
- Общая видимая мощность части разреза толщи ленточных кремней достигает 30 м.

Все породы содержат большое количество перекристаллизованных остатков радиолярий и обломки конодонтов бурого цвета. Из средней части 2-го слоя при помощи плавиковой кислоты нами были выделены радиолярии, определенные Б. Б. Назаровым как *Ephaeroidae* и *Entacti-miidae* *gev. et sp. indet.*, дающие средне- и позднедевонский возраст. Однако позже из этих же отложений были выделены радиолярии *Pantanellum* *sp.* и *Tripocyelia* *sp.*, населярии и конодонты *Neoprioniodus* *sp.* (определение В. А. Аристов). Приведенный комплекс радиолярий, по мнению Н. Ю. Брагина, свидетельствует о несомненном мезозойском возрасте толщи, а совместное нахождение населярий и конодонтов указывает на то, что возраст ее не моложе триаса, поскольку конодонты вымирают в конце этого периода. Остатки же девонской микрофауны являются, очевидно, перетолженными.

Переход от кремнистой толщи к вышележащим черным сланцам можно видеть в верховьях Козьего Лога. Здесь нижняя часть склона сложена высыпками серых кремней, содержащих большое количество радиолярий. Постепенно вверх по склону они сменяются серыми, зелеными и оливковыми мелкозернистыми песчаниками, которые сильно рассланцованы. Они образуют пачки мощностью до 1 м, переслаивающиеся с горизонтами темных кремней и иногда с алевролитами. Подобный переход хорошо обнажен в верховьях ключа Масленникова, а также в районе с. Польшиха.

Толща черных сланцев (терригенные части самаркинской, тудовакской и маляновской свит) наиболее широко распространена в пределах исследуемого района. Она является наиболее молодым образованием из всех вышеописанных. Эти части разреза самаркинской свиты были охарактеризованы как олистострома, содержащая большое количество олистолитов разнообразного состава [16]. В долине р. Польшиха, западнее ключа Герасимова, обнажена рассланцованная толща черных, серых и зеленоватых глинистых сланцев, местами с характерным пепельным оттенком. В них заключены глыбы (до 2—3 м) серовато-зеленоватых неслоистых мелкозернистых песчаников. Восточнее нашего района в олистостроме встречаются олистолиты гранитов, кристаллических сланцев, габброидов и известняков. Последние ассоциируют со спилитами, которые включают в себя глыбы известняков. Диаметр глыб известняков достигает 15 м [17]. Возможно, что это фрагменты пород эффузивной толщи. Кроме того, в глинистых сланцах имеются глыбы ленточных кремней (левобережье р. Усури, выше Саратовки и др.). Принимая возраст кремней как позднетриасовый, можно предполагать послетриасовый возраст глинистых сланцев. Это подтверждается и находками перемытых известняков с кораллами позднетриасового возраста [6]. Скорее всего возраст толщи является юрским, чему не противоречат находки позднетриасовых — раннеюрских радиолярий в глинистых сланцах из более северных районов [6].

Для толщи характерна сильная фациальная изменчивость, подчеркиваемая резкой сменой по разрезу и по латерали алевролитов, кремней, эффузивов основного состава, гравелитов и песчаников. Наибольшее количество гравелитов и песчаников отмечается на правом борту урочища Садовка.

В левом борту долины р. Садовка в искусственных выемках обнажается толща (аз. пад. СЗ 320  $\angle$  20—40°) серых, чаще черных глинистых



будинированных сланцев, заключающих в себе 2—3-метровые прослои черных дислоцированных кремней. Последние либо переслаиваются с черными сланцами, либо образуют тонкоплитчатое переслаивание с кремнистыми аргиллитами. Нормальное напластование нарушается крутопадающим разломом (до 60°). Породы в его зоне мионитизированы, среди них отмечаются блоки кремней, смятых в мелкие складки. Вышеописанные образования падают под пластину ленточных кремней.

Толща глинистых сланцев вскрыта в районе с. Самарка. Здесь она сильно тектонизирована и основной фон ее создается черными глинистыми сланцами и алевролитами, среди которых имеются тонкослоистые светло-серые, реже коричневатые кремни. В мелких обломках эллипсоидальной формы встречаются серые песчаники, порфириды, кремнистые сланцы. В районе ключа Широкий отмечается градационная слоистость в гравелитах черного цвета. Здесь на расстоянии 20 м гравелиты переходят через прослой светлых песчаников в тонкозернистые алевролиты. Мощность градационнослоистых пачек достигает 30—40 м. В районе горы Сергеевская видно, что в толще имеются пачки тонкого переслаивания светло-серых, зеленоватых алевролитов с тонкозернистыми песчаниками. Прослой неровные, невыдержанные по простиранию. Иногда отмечается резкое поглубление материала вплоть до гравелитовой размерности. Количество гравелитов, как уже отмечалось, увеличивается к р. Садовка.

Характерной чертой толщи являются линзовидные прослои трещиноватых кремней, порфиритов и их туфов мощностью до 10—15 м. В ряде мест отмечались силлы сильно мионитизированных и брекчированных габброидов. Как отмечалось выше, основной фон толщи создается глинистыми сланцами и алевролитами, в которых имеется местами большое количество окатанных вытянутых обломков пород разнообразного состава. Количество обломков может заметно изменяться. Иногда они практически исчезают, а иногда слагают до 30% разреза. В частности, на левом берегу р. Садовка среди обломков имеются трещиноватые кремни, прокварцованные песчаники, черные плотные алевролиты. Размер обломков достигает 1—20 см. В устье Козьего Лога в глыбах отмечаются градационнослоистые песчаники и алевролиты. В толще имеются также глыбы известняков, размеры которых достигают 40×130 м [3]. В дорожных выемках глыбы перекристаллизованных известняков имеют вытянутую форму с длиной до 1 м. Средний размер 2—3 м. Общая мощность толщи глинистых сланцев достигает 2500 м.

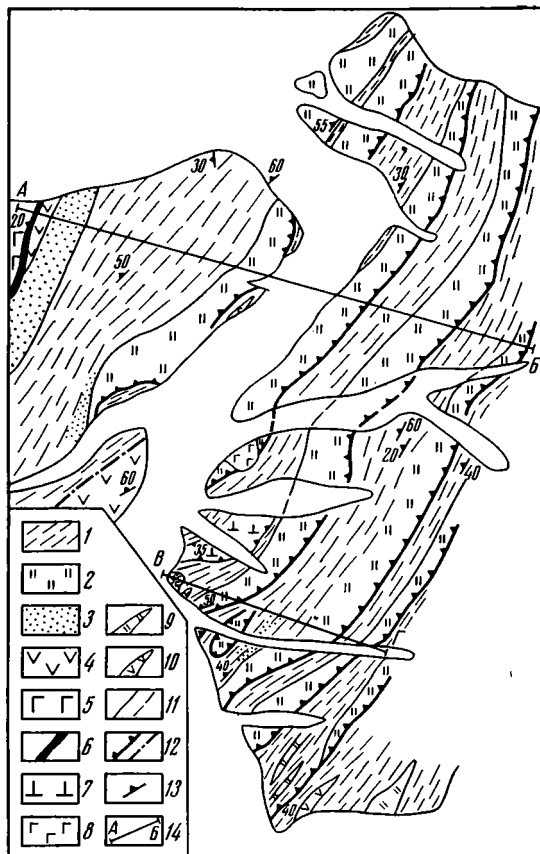
## ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Описываемый район с тектонической точки зрения представляет собой псевдомоноклиналь, образованную толщей ленточных кремней и черных сланцев, а восточнее — толщей песчаников и эффузивов с глыбами известняков (рис. 2, 3). Общее падение «моноклинали» северо-западное. Она представлена серией наклоненных пластин, сложенных всеми перечисленными толщами, а также габброидами, находящимися в аллохтонном залегании. Для всего района характерна сильная тектонизация пород, которая подчеркивается будинажем, трещиноватостью, брекчированностью, рассланцованностью и мионитизацией.

Наиболее сильно перемяты ленточные кремни. Красные, коричневатокрасные и пестрые кремни в долине р. Кокшаровка несут на себе большое количество зеркал скольжения, которые иногда имеют изогнутые поверхности. Толща сильно перемята в складки, отличающиеся разнообразием форм и размеров. Наиболее крупные из них достигают ширины до 300 м и при высоте 60—70 м, складки второго порядка имеют размах крыльев от 4—5 до 1,5—2 м. Последние нередко осложняются мелкой складчатостью. Размер складок в последнем случае достигает

Рис. 2. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Уссури

1 — толща черных сланцев ( $J_{1-2}$ ), 2 — толща ленточных кремней ( $T_3k-p$ ), 3 — толща песчаников (MZ), 4 — толща эффузивов с глыбами известняков ( $P_2-MZ$ ), 5 — габброиды Самаркинского массива, 6 — серпентинитовый меланж, 7 — ультраосновные породы Кокшаровского массива, 8 — силлы и интрузии габброидов, 9 — линзы кремней, 10 — прослои эффузивов, 11 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые, 12 — тектонические нарушения: а — надвиги, б — крутопадающие разломы, 13 — элементы залегания, 14 — линии профилей



20 см. Нам представляется, что складки имеют различный генезис — часть из них (наиболее мелкие) образовались еще на диагенетической стадии, другие, очевидно, собственно тектонические. Складки часто разбиваются разрывами, кливажированы. Мелкая складчатость наблюдается и в маломощных прослоях кремней, заключенных в сланцы юрского возраста.

Все многообразие тектонических проявлений фиксируется в дорожных выемках севернее с. Уборка.

В районе слияния рек Огородная и Уссури вдоль дорожных выемок обнажается тектоническая зона, сложенная передробленными алевролитами, кремнями, габброидами и спилитами. В начале дорожной выемки виден выход вишневых, реже темно-зеленых сильно рассланцованных спилитов, в которых иногда отмечаются отдельности, похожие на шаровую. Эффузивы несут в себе малочисленные глыбы метаморфизованных известняков, а также блок ( $50 \times 100$  м) ожелезненных, прокварцованных кремней светло-серого цвета с отдельными горизонтами сургучных тонкополосчатых яшм. Спилиты, относящиеся, видимо, к низам разреза района, являются тектоническим отторженцем. Внутреннее строение его отличается большой сложностью, что подчеркивается развитием будинированных темно-зеленых, бордовых, пестрых динамосланцев, в которых также заключены удлиненные тела известняков. Мощность сланцев изменяется от первых метров до 50 см. С динамосланцами тесно ассоциируют тела сильно хлоритизированных зеленых милонитизированных габброидов. Описанный блок через мощные зоны дробления сменяется рассланцованными и будинированными алевролитами с глыбами и причудливо изогнутыми прослоями песчаников. Среди алевролитов находятся тела кремней, контакты которых в настоящее время являются тек-

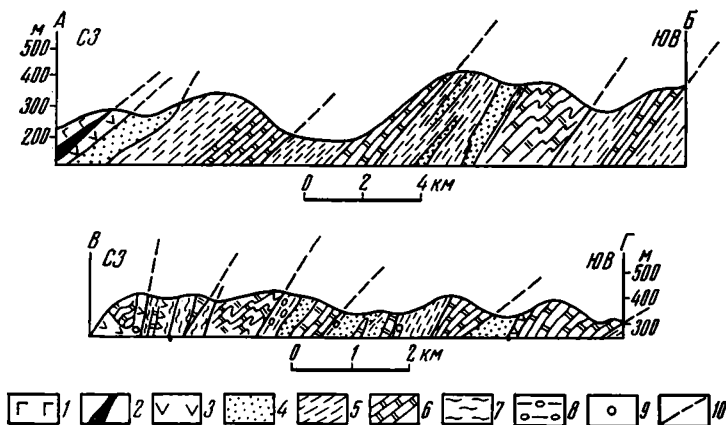


Рис. 3. Геологические профили по линиям А — Б и В — Г  
 1 — габброиды Самаркинского массива, 2 — серпентинитовый меланж, 3 — эффузивы основного состава, 4 — песчаники, 5 — алевролиты, 6 — ленточные кремни, 7 — милонитизированные породы, 8 — будинированные породы, 9 — находки глыб известняков, 10 — тектонические нарушения

тоническими и представлены зонами милонитизации, дробления и трещиноватости. Кремни дислоцированы и имеют мощность выхода порядка 3 м. Юго-восточнее в рассланцованном алевролитовом цементе залегает блок (до 50 м) зеленых спилитов с глыбами мраморизованных известняков, граничащих через зоны милонитизации с голубовато-серыми кремнями. После задернованного интервала рассматриваемая зона представлена брекчированными, рассланцованными черными алевролитами, переслаивающимися со светло-зелеными аргиллитами. Все породы пронизаны большим количеством даек лампрофиров, первичный материал которых практически полностью изменен в вермикулит. Последним заполняется пространство между угловатыми, довольно крупными трещиноватыми глыбами прокварцованных алевролитов. Ясно видны изогнутые зеркала скольжения. Далее, практически вплоть до пересечения дороги с р. Огородная обнажается мощная зона смятия, сложенная развальцованными алевролитами с тектоническими клиньями кремнистых сланцев. В районе упомянутого пересечения видно, как алевролиты черного и зеленого цветов сменяются выше по склону рассланцованными глинистыми сланцами с глыбами черных кремней. Цемент представлен глинисто-слюдистой массой. В шлифах наиболее свежих разностей можно видеть крупные кристаллы керсутита и зональные кристаллы биотита. На описываемом отрезке дорожных выемок часто видно, как тонкоплитчатые кремни теряют свою сплошность, слои постепенно изгибаются, края обломков размываются и кремни постепенно переходят в серию будин, оси которых вытягиваются вдоль сланцеватости. Реже происходит разворот обломков на 90°. При кажущейся хаотичности, отмечаются северо-западные падения с углами порядка 50°.

Несколько южнее р. Огородная вновь вскрывается сильно дислоцированная и разбитая многочисленными разломами толща ленточных кремней. Здесь можно наблюдать многочисленные зеркала скольжения, осложняющие общую структуру — запрокинутую к юго-востоку складку. Характерной особенностью кремней является наличие межпластовых зеркал скольжения, развивающихся по тонким прослоям кремнистых аргиллитов, перетертых до состояния милонита. Кремнистая толща в ряде мест прорывается интрузивными телами, сложенными слюдыстым агрегатом. На контактах с ними кремнистая порода приобретает темно-коричневый цвет.

Южнее, после крупных зон милонитизации и дробления в выемке обнажаются сильно брекчированные и рассланцованные алевролиты, спилиты с глыбами известняков, туфоалевролиты с обломками разнообразных пород — кремней, песчаников, известняков, перекрывающихся выше по склону тектонической пластиной дислоцированных кремней. Толща юрских пород прорывается дайками сильно измененных щелочных пород. Вскрытая дорожными выемками часть нижнемезозойских пород завершается в районе Козьего Лога, где в сильно тектонизированной зоне развиты огромные разнонаправленные зеркала скольжения. Вдоль их плоскостей имеются рыхлые брекчии, также несущие на себе зеркала скольжения. Брекчии и зеркала скольжения развиваются по зоне милонитизированных алевролитов, кремней, гравелитов. Нижняя часть обнажения сложена вермикулитом. Зона протягивается на расстояние 100 м, и несколько севернее в ней появляется большое количество обломков эффузивов основного состава.

Для всей зоны характерны трещины и разрывы, направленные навстречу друг другу. Она представляет собой мощный тектонит, сходный по генезису с меланжем [13], но в отличие от последнего серпентиниты в виде связующей массы здесь отсутствуют.

Важным элементом в строении района является Самаркинский массив катаклазированных габброидов и кортландитов, обнаженных в долине р. Польшиха. На западе массив перекрыт толщей кристалло- и литокластических туфов, левобрекчий и лав липаритового состава позднемелового возраста [4]. Толща сильно передроблена и наклонена на северо-запад под углами 50—55°. Внутри Самаркинского массива имеются зоны апогарцбургитовых серпентинитов. При приближении к краевым частям массива увеличивается степень рассланцевания и катаклаза габброидов. В районе ключа Лемзинского обнажаются рассланцованные, будинированные габброиды с многочисленными слабонаклоненными и субгоризонтальными зеркалами скольжения. Ниже находятся голубовато-зеленые массивные, трещиноватые серпентиниты, среди которых встречаются округлые реликты массивных пироксенитов с полосчатой текстурой. Видимая мощность этих серпентинитов около 40 м. Они подстилаются рассланцованными милонитизированными серпентинитами (аз. пад 310  $\angle$  20—30°) с округлыми глыбами (0,3—0,5 м) апогарцбургитовых серпентинитов. Последние имеют пестрые окраски от красных до зеленых. Ближе к краю массива серпентиниты превращаются в милониты. Общая их мощность достигает 30 м. Описанная зона отчетливо прослеживается на космоснимках в долину ключа Правый Мгистый, в 2 км от устья которого обнажена зона рассланцованных ожелезненных серпентинитов (аз. пад. СЗ 310  $\angle$  20—30°). Серпентиниты имеют черный цвет, в них погружены сильнотрещиноватые глыбы (от 5—7 до 1 м) пироксенитов, сосюритизированных и амфиболитизированных габброидов, эпидозитов. Из-за сильного выветривания в редких случаях удается увидеть гладкие края глыб. Исходя из приведенных фактов автор предлагает трактовать описанную зону как маломощный серпентинитовый меланж, подстилающий Самаркинский массив. Углы падения меланжа меняются от 20 до 70°. Ширина зоны незначительна и достигает первых десятков метров. Меланж перекрывает спилиты, сургучные тонкополосчатые яшмы и кремнистые алевролиты эффузивной толщи, тектонически перекрывающие в свою очередь толщу песчаников. Последние по надвигам граничат с черными сланцами, которые прорываются дайками лампрофиров, полностью замещенных вермикулитом. Дайки представляют несколько тел, имеющих мощность от 25—60 см до 2 м. На контакте с ними вмещающие сланцы приобретают белесоватый оттенок, часто брекчируются. Характерной особенностью внутреннего строения даек является наличие «шаровой» отдельности, по которой развивается вермикулит. Эти части даек обычно имеют скорлуповатую отдельность.

Прежде чем приступить к истории тектонического развития района, следует коротко остановиться на раннемезозойских отложениях других районов Южного Приморья.

Триасовые образования в районах Амурского и Уссурийского заливов представлены полным разрезом от индского до норийского яруса [9]. В основании триасовых отложений прослеживается горизонт базальных конгломератов мощностью от 5 до 150 м, который несогласно ложится на поверхности размыва гранитов позднепермского возраста, на верхнепермские отложения с флорой, осадочно-вулканогенные брекчии верхнего палеозоя. Триасовые образования представлены существенно терригенными породами морского, мелководного генезиса — песчаниками, алевролитами с линзами известняков с фауной и микрофауной. Мощность нижнего триаса достигает 200—250 м. Среднетриасовые отложения представлены песчаниками, реже алевролитами и линзами известняков. Для терригенных пород характерна слоистость, волноприбойные знаки. Мощность меняется от 1100 до 1700 м. Верхний триас с конгломератами в основании представлен песчаниками, алевролитами, углистыми сланцами. В разрезе имеются многочисленные прослои каменного угля. Мощность верхнего триаса достигает 1500 м.

В Арсеньевской зоне отложения раннетриасового возраста известны только к юго-востоку от г. Спасска, где они представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами мощностью до 1500 м. На остальной территории зоны встречены только верхнетриасовые отложения. Для них характерна сильная фациальная изменчивость. Здесь встречаются как песчаники с углистыми прослоями, так и морские терригенные отложения с конгломератами в основании.

Севернее, в бассейне р. Малиновка обнажены сильно тектонизированные кремнисто-сланцевые толщи, сложенные песчаниками, порфиритами, кремнистыми породами и черными сланцами и имеющие поздне-триасовый — раннеюрский возраст [6].

Наконец, триасовые образования широко распространены в Кавалеровском и Дальнегорском районах. Здесь они представлены алевролитами, кремнистыми породами и известняками. По данным Г. Б. Нарбута, в рассланцованных алевролитах района Кавалерова имеются глыбы известняков пермского возраста.

Юрские отложения наиболее хорошо изучены в пределах Южно-Приморской зоны [1, 10, 11]. Здесь выделены все три отдела юры, сложенные в основном песчаниками, реже гравелитами мощностью до 2000 м. Существенно иные образования отлагались в более восточных районах. В центральных частях Сихотэ-Алиня к средне-верхнеюрским образованиям отнесены породы погской свиты — туфы щелочных базальтоидов, туфобрекчии и туфоконгломераты. Мощность свиты достигает 250 м [17]. Щелочные меланократовые породы юрского возраста распространены и на севере Сихотэ-Алиня, где образуют пластовые тела и потоки, содержащие включения ультраосновных пород [19].

В восточных районах Приморья юрские отложения представлены кремнисто-вулканогенными толщами — кремнистыми сланцами, спилитами, кремнистыми брекчиями, мощностью до 1200—2000 м [5, 7, 20, 21].

Приведенный фактический материал показывает большое разнообразие и сложность типов нижнемезозойских разрезов в Южном Приморье. В центральных районах был сформирован своеобразный комплекс пород, наиболее нижние части которого сложены вулканитами, по своим петрохимическим особенностям относящимися к абиссальным толеитам. Среди вулканитов встречаются глыбы известняков или известняковых брекчий, обломки в которых разновозрастны, но в целом древнее вмещающих пород. Образование толщи происходило под водой в условиях

растяжения. При этом происходило (в подводных условиях) изливание лав, в которые попадали обломки субстрата, верхние части которого представляли собой карбонатный чехол. Вместе с тем растяжение не затронуло более глубокие части разреза. Толща эффузивов с известняками протягивается полосой от с. Бреевка до бассейна р. Ореховка, фиксируя, видимо, древнюю зону проницаемости, совпадающую с зоной крупного нижнемезозойского разлома. После формирования вулканитов в бассейн стал поступать терригенный обломочный материал, сформировавший толщу песчаников. В карнийско-норийское время начала образовываться толща мощных ленточных кремней. Генезис этой толщи не совсем ясен. Известно, что, во-первых, отложение огромного количества кремнезема происходило в условиях высокой биологической продуктивности. На это обстоятельство указывает множество остатков радиолярий, образующих часто прослой радиоляритов, а также конодонты. Во-вторых, происходило импульсивное поступление в бассейн терригенного тонкозернистого материала, благодаря чему толща приобрела ритмичность. В-третьих, образование толщи шло ниже линии карбонатной компенсации, что, видимо, подтверждается отсутствием карбонатов в разрезе. Кремни часто содержат растительный детрит, сносимый с прилегающих к бассейну седиментации территорий, скорее всего с запада. Наконец, иногда в кремнях имеются «косослоистые» текстуры и мелкие складки, сформированные на конседиментационной стадии. Некоторые исследователи полагают, что образование подобных толщ происходило благодаря действию турбидитных потоков [23].

В результате активизации тектонических процессов кремненакопление было «подавлено» поступающим терригенным материалом. Последний приносился мутьевыми потоками, на что, в частности, указывает градиционно-слоистый характер отдельных пачек. Весь процесс образования пород раннемезозойского возраста происходил на фоне общего погружения региона, что также являлось следствием растяжения. На последнее обстоятельство могут указывать горизонты эффузивов основного состава, силлы габброидов. Одним из следствий растяжения явилось образование подводно-оползневых отложений, а также формирование конседиментационных покровов кремнистых пластин. Одновременно в бассейн со сложным рельефом поступали блоки пород уже сформированного разреза — эффузивов с глыбами известняков, песчаников, ленточных кремней, еще более древних известняков и реже габброидов. Весь процесс происходил на фоне вулканических извержений и локального кремненакопления. Чернсланцевая толща имеет много черт сходства с олистостромой, формирование которой протекало при движении аллохтонных пластин габброидов и других пород [16]. Вместе с тем в олистостроме количество олистолитов габброидов исчезающе мало. Это трудно объяснимо, так как габброидные массы аллохтонов занимают значительные площади в Приморье. Движение их непременно должно сопровождаться разрушением лобовых частей покровов и поставкой обломочного материала в сферу седиментации, чего не наблюдается. Вместе с тем в олистостроме имеется большое количество глыб палеозойских известняков, пластины которых в исследуемом и более западных районах не обнаружены.

На наш взгляд, более вероятным представляется образование этих толщ в результате движения крупных подводно-оползневых масс и турбидитных потоков с континентального склона в бассейн, формирующийся в ходе растяжения участка земной коры (деструкции), фундаментом которого являлись габброиды, слагающие в настоящий момент крупные аллохтонные пластины [14]. Этот фундамент был перекрыт верхнепалеозойскими — триасовыми образованиями, глыбы и блоки которых в результате гравитационного соскальзывания оказались захороненными в толще черных сланцев. При таком растяжении основной срыв, вероят-

но, был приурочен к подошве чехла. Именно поэтому его фрагменты в первую очередь попадали в сферу седиментации, давая основные массы обломков. Лишь в отдельных случаях, когда в подводно-оползневые массы вовлекались фрагменты фундамента, могли формироваться толщи по облику, сходные с офиолитокластовыми олистостромами.

На границе средней и поздней юры режим регионального растяжения сменился сжатием<sup>1</sup>, которое привело к деформации подводно-оползневых масс. В результате дифференцированных горизонтальных подвижек по поверхностям срывов внутри чехла начала формироваться чешуйчатая структура района еще на этапе растяжения. Сжатие привело к ее усложнению, результатом чего явилось перекрытие черносланцевой толщи пластинами пород, слагавших верхнюю часть чехла (толща эффузивов с глыбами известняков, толща песчаников и ленточных кремней; см. выше).

Процесс окончательного формирования чешуйчатой структуры района завершился в позднем мезозое, когда в результате сжатия произошло становление офиолитовых аллохтонов Приморья. Но до этого времени в поздней юре — раннем мелу был еще один этап растяжения, который привел к становлению массивов ультраосновных пород с карбонатитами (Кокшаровский массив) и несколько позже — к внедрению даек ультраосновных щелочных пород, а также базальтоидов погской свиты. Зона этого щелочного магматизма протягивалась вдоль западных отрогов хребта Сихотэ-Алинь от Ариадного до Бреевки [22].

Таким образом, все многообразие тектонических процессов, протекавших в триасе, юре и раннем мелу, обусловило исключительно сильную тектоническую переработку пород района, которая происходила на фоне незначительных (первые десятки км) горизонтальных перемещений.

Описанная тектоническая ситуация и определяемая ею геоморфологическая картина (сложный рельеф, совмещение мелководных и глубоководных отложений) напоминает районы современного калифорнийского бордерленда — области сложнопостроенного морского дна, расположенной мористее шельфа.

Бордерленд был сформирован в условиях сложной тектонической истории, на фоне доминирующего регионального растяжения, охватившего не только Приморье, но и районы восточного Китая, Корею, возможно, Сахалин и Японию. Процесс общего растяжения, деструкции палеозойских окраин неоднократно сменялся сжатием, вызвавшим региональную тектонизацию пород и усложнение чешуйчатой структуры.

#### Литература

1. *Бакланова Л. С., Бурий И. В., Коновалова И. В., Мудров А. М.* Структура зоны мезозойских впадин.— В сб.: Геологическое строение мезо-кайнозойских впадин Южного Приморья. Л., 1971, с. 38—172.
2. *Белянский Г. С., Никитина А. П.* О возрасте самаркинской и себучарской свит в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.— В кн.: Стратиграфия палеозоя Дальнего Востока: Тез. докл. регионального совещания. Владивосток: ПТГУ, 1977, с. 40—41.
3. *Белянский Г. С., Никитина А. П.* Самаркинская и себучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край).— В кн.: Биостратиграфия Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 23—35.
4. Геология СССР. Т. XXXII, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 695.
5. *Гурулев Ю. Т., Пальгуева М. Ф.* Новые данные о юрских отложениях Тетюхинского района.— Инф. сб. ПГУ НТО горное, 1964, № 5, с. 27—31.
6. *Елисеева В. К., Липман Р. Х., Святогорова Н. Н.* Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз., 1976, № 11, с. 30—43.
7. *Жамойда А. И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972, с. 243.
8. *Иванов Б. А.* Центральный Сихотэ-Алинский шов. Владивосток Дальневосточное книжное изд.-во. 1972, с. 114.

<sup>1</sup> Это время соответствует проявлению регионального несогласия на территории юга Дальнего Востока [12].

9. *Кипарисова Л. Д.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. М.: Недра, 1972, с. 190.
10. *Коновалова И. В.* Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений Южного Приморья.— В кн.: Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 53—65.
11. *Коновалов В. П., Коновалова И. В.* К стратиграфии верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений Приморского края.— В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 78—86.
12. *Косыгин Ю. А., Майборода А. А., Соловьев В. А.* Предверхнеюрское несогласие в мезозоидах юга Дальнего Востока и проблема ранних и поздних мезозоид.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 164—167.
13. *Мазарович А. О.* Серпентинитовый меланж Южного Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 1, с. 181—184.
14. *Мазарович А. О.* Офилитовые аллохтоны Приморья.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 3, с. 676—679.
15. *Мельников Н. Г.* О возрасте и условиях формирования пород самаркинской и удековской свит междуручья Журавлевки — Павловки (Сихотэ-Алинь).— В кн.: Стратиграфия палеозоя юга Дальнего Востока. Тез. докл. регионального совещания. Владивосток: ПТГУ, 1977, с. 42.
16. *Мельников Н. Г., Голозубов В. В., Олейник Л. М.* О возрасте маянговской и самаркинской свит Приморья.— Тез. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 85.
17. *Мельников Н. Г., Голозубов В. В.* Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 95—106.
18. *Олейник Л. М.* Новые находки остатков радиолярий в самаркинской свите.— Тез. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 132.
19. *Приходько В. С., Абрамова Е. Е., Романенко И. П.* Ультраосновные включения и мегакристаллы амфибола в юрских базальтоидах Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 4, стр. 931—934.
20. *Ростовский Ф. И., Ростовская Н. Е.* Мезозойская кремнисто-вулканогенная формация Тетюхинского рудного района.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов (Матер. XVIII научн. конф. геол. ф-та ДВПИ). Владивосток: ДВПИ, 1968, с. 37—38.
21. *Сахно В. Г., Михайлов М. А.* О раннемезозойском вулканизме юга Дальнего Востока.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока.— Тр. 1-го Дальневост. петрографического совещ. Владивосток, 1971, стр. 67—78.
22. *Щека С. А.* Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, стр. 444—447.
23. *Folk R. L., McBride E. F.* Radiolarites and their relation to the subjacent «oceanic crust» in Liguria, Italy.— J. Sediment. Petrol., 1978, v. 48, № 4, p. 1069—1102.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
21.X.1980



УДК 551.242.2(264)

ЗАХАРОВ М. В.

## ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА КИТОВОГО ХРЕБТА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА)

На основании совместного анализа сейсмических, магнитных, гравиметрических и сейсмологических данных в статье решается вопрос о геологической природе асейсмичного поднятия Китового хребта. Показано, что хребет имеет основное тело, состоящее из горстообразных блоков, и вулканогенное обрамление, расположенное западнее, у флангов Срединно-Атлантического хребта. Это позволило сделать вывод о взаимодействии двух процессов, тектонического и вулканического, в конечном счете сформировавших Китовый хребет. Предполагается, что тектонический процесс обусловлен динамикой и пространственными ундуляциями Срединно-Атлантического хребта, а вулканический — пересечением тектонического линеамента асейсмичного поднятия с шовной зоной между срединным хребтом и глубоководными котловинами.

На современном этапе развития геологической науки, который характеризуется острой дискуссией о глобальных механизмах геотектогенеза, особое значение приобретают исследования границы океан — континент, которая несет в себе свидетельства ранней истории взаимодействия этих двух крупнейших структур Земли. В связи с этим важную роль приобретает изучение асейсмичных поднятий дна Мирового океана, пересекающих зону перехода от континента к океану и свидетельствующих об особом локальном геодинамическом режиме взаимодействия океана и континента на протяжении всей истории их существования или ранних ее этапов. Восстановление геологической истории таких поднятий может дать ключ к решению многих вопросов, связанных со структурой и формированием переходной зоны.

Такая задача и была поставлена при исследовании Китового хребта — крупного линейного асейсмичного поднятия в южной Атлантике, протягивающегося с восточного склона Срединно-Атлантического хребта до шельфа южной Африки и диагонально пересекающего переходную зону между Африканским материком и океаном.

Как показывают детали батиметрические карты [5, 8], хребет состоит из 6 блоков (рис. 1), расположенных, иногда со взаимным смещением, с северо-востока от хребта Фрио (блок I) на юго-запад до блока VI, объединяющего несколько возвышенностей разного размера.

Такое ступенчатое в плане блоковое строение хребта определяется, судя по анализу линейных элементов рельефа дна, сложной сетью разломов, среди которых преобладают разломы субширотного и северо-восточного простираний (рис. 1). Замечено [2], что для юго-западной части хребта (блоки V и VI) в отличие от всех прочих блоков формообразующая роль разломной тектоники уменьшена и в общей рисовке поднятий преобладают дуговые и округлые элементы, не связанные скорее всего с разломами.

Внутренняя структура Китового хребта в отличие от морфологии непосредственно отражает как особенности процесса его образования, так

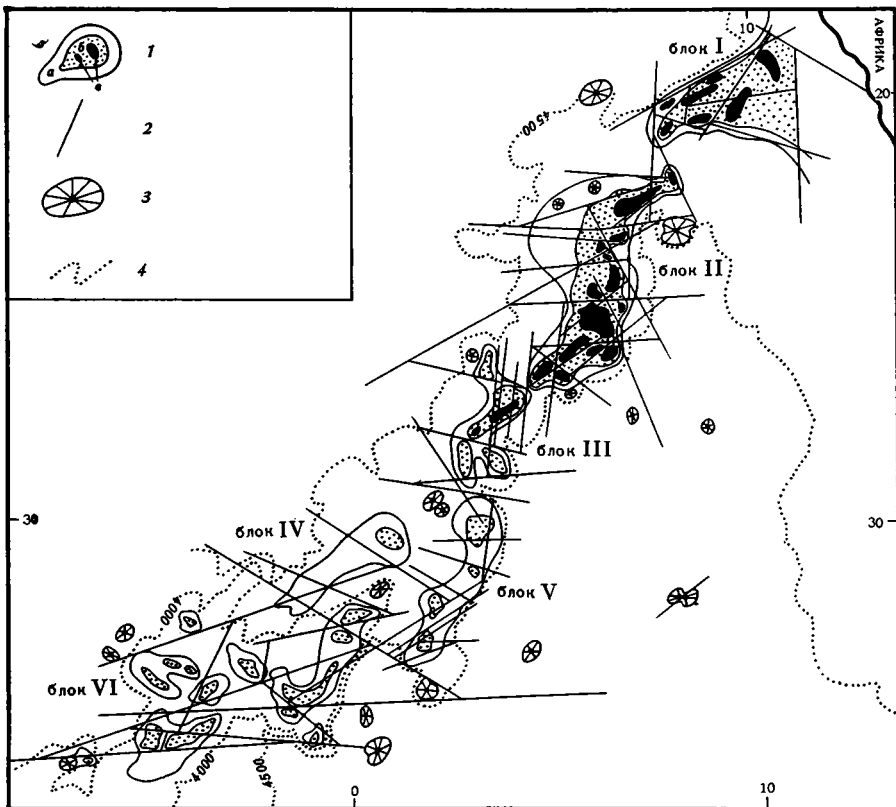


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема акустического фундамента Китового хребта  
 1 — структурные элементы: а — склон, б — вершинное плато, в — локальные выступы; 2 — главные разломы; 3 — подводные горы; 4 — изобаты подножия хребта

и последующую геологическую историю. Анализ материалов непрерывного сейсмического профилирования (НСП), проведенного в районе Китового хребта в 20-м рейсе НИС «Академик Курчатов» [9] и 1-м рейсе г/с «И. Киреев» [6], а также различными зарубежными экспедициями [14, 16, 17], показал, что в пределах хребта можно выделить три структурно-тектонические зоны [2].

Структуры первой зоны (блоки I—IV) скорее всего являются тектоническими глыбовыми поднятиями типа горстов или односторонних горстов. Структуры второй зоны (блоки V, VI) наиболее вероятно являются вулканотектоническими, т. е. тектонически измененными вулканами или цепочками вулканических сооружений. Структуры третьей зоны, по-видимому, представляют собой постройки недавно действовавших глубоководных вулканов.

Кроме описанных пространственных вариаций структурно-тектонических признаков были выделены [3] вариации скоростных свойств акустического фундамента и осадочного чехла в пределах блока I и части блока II. Скоростная неоднородность осадочного покрова, по-видимому, отражает взаимодействие в этом районе двух процессов осадконакопления: пелагического и шельфового. Вариации граничной скорости по акустическому фундаменту свидетельствуют скорее всего о смене в акустическом фундаменте кристаллических пород на уплотненные осадочные породы в субширотном направлении.

Для решения вопроса о природе акустического фундамента Китового хребта важную информацию можно получить при анализе аномального геомагнитного поля. Анализ имеющихся профилей  $\Delta T_a$  показывает, что поле над хребтом заметно отличается по пространственному распределению как от поля окружающих хребет глубоководных котловин, так и от поля континентальной окраины [1]. Аномальное магнитное поле хребта имеет ярко выраженную трехмерность, сильно неоднородно и обнаруживает мозаичную структуру. Оно состоит из большого количества аномалий разного порядка, которые, по-видимому, близки к изометричным, но иногда намечается их слабая вытянутость вдоль простирания отдельных блоков, которая усиливается в юго-западной части хребта. Выделяемые различными исследователями океанические и континентальные линейные магнитные аномалии [19] на Китовом хребте не прослеживаются.

В магнитном поле района Китового хребта выделяются аномалии трех порядков. Аномалии высокого порядка — очень высокочастотные (период 5—10 км) и малоамплитудные ( $<100\gamma$ ), являются своеобразным магнитным «шумом», возможно, связанным с мелкими шероховатостями акустического фундамента. Аномалии среднего порядка встречаются наиболее часто, это среднечастотные (период 20—50 км) аномалии умеренной (300—600  $\gamma$ ) амплитуды, скорее всего связанные с выступами, грядами, бровками и ступенями акустического фундамента. Аномалии низкого порядка отличаются ураганными (до 1000  $\gamma$ ) значениями амплитуд при средних периодах (20—40 км). Эти аномалии могут быть обусловлены либо латеральными вариациями намагничивания пород, либо локализованными магнитовозмущающими телами, расположенными существенно глубже поверхности акустического фундамента. Учитывая структурное положение Китового хребта, первое предположение, возможно, более вероятно.

В целом выражение структуры Китового хребта в магнитном поле неоднозначно. Для его северо-восточных блоков в магнитном поле чаще всего выражены в виде разделенных пространственно аномалий (рис. 2, профиль А) какие-то отдельные детали внутреннего строения (выступы, гряды, ступени и т. п.). Средняя часть хребта (блоки III, IV и часть блока II) выражена в поле  $\Delta T_a$  совокупностью подобных аномалий, сближенных пространственно и образующих единый сложный магнитный «импульс» (рис. 2, профиль Б). Юго-западные блоки Китового хребта, как показала площадная съемка в 20-м рейсе НИС «Академик Курчатов», выполненная под руководством Г. М. Валяшко (рис. 3), удовлетворяют модели локализованного латерально однородного магнитовозмущающего тела, у которого соотношение ширины и мощности заметно превосходит единицу.

Приведенные факты показывают, что магнитоактивный слой земной коры Китового хребта, во-первых, должен принципиально отличаться от магнитоактивного слоя окружающих котловин и, во-вторых, сам по себе обнаруживает существенную пространственную неоднородность, что проявляется как разный характер выраженности этого поднятия в поле  $\Delta T_a$ . Эта неоднородность, заключающаяся в делении хребта на два региона с резко различным магнитоактивным слоем, дополняет структурно-тектоническое районирование и подтверждает естественность выделения зон тектонических и вулкано-тектонических структур.

Наиболее важные с генетической точки зрения различия между Китовым хребтом и окружающими океаническими котловинами можно установить, изучая глубинное строение земной коры, ее физические свойства и их вариации с глубиной и в пространстве. При отсутствии достаточно глубинных сейсмических зондирований данные о литосферной структуре Китового хребта можно получить из гравиметрических и сейсмологических наблюдений. По данным различных исследователей [4,

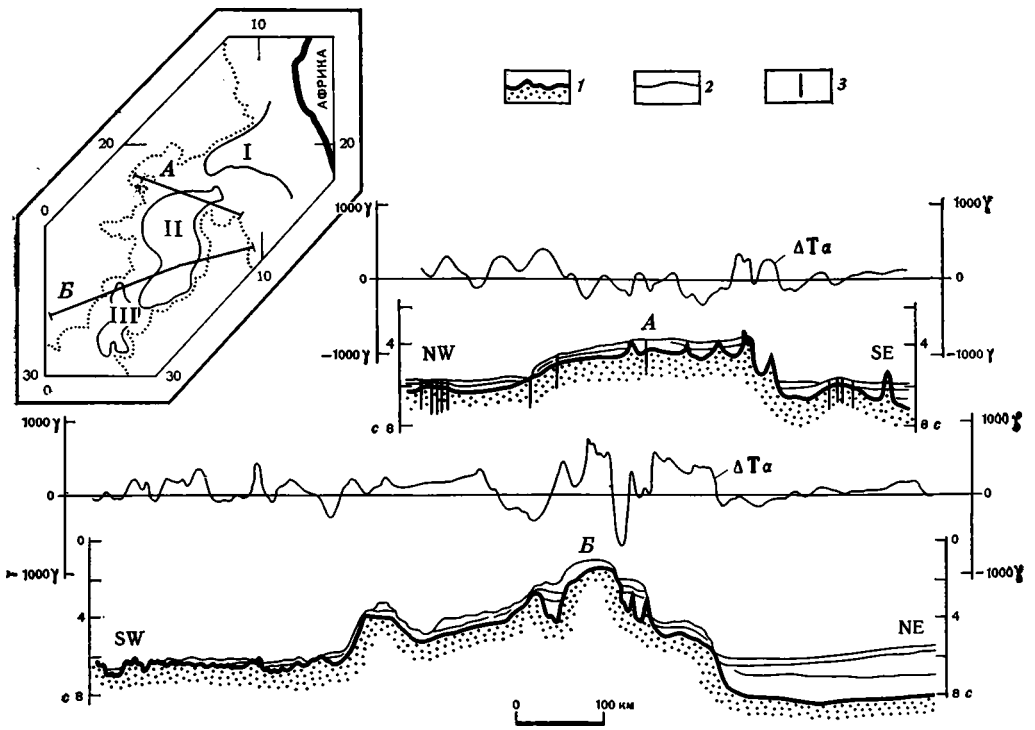


Рис. 2. Магнитное поле северо-восточной части хребта  
 1 — акустический фундамент; 2 — опорные отражающие границы; 3 — разломы. На врезке показано расположение профилей относительно блоков хребта

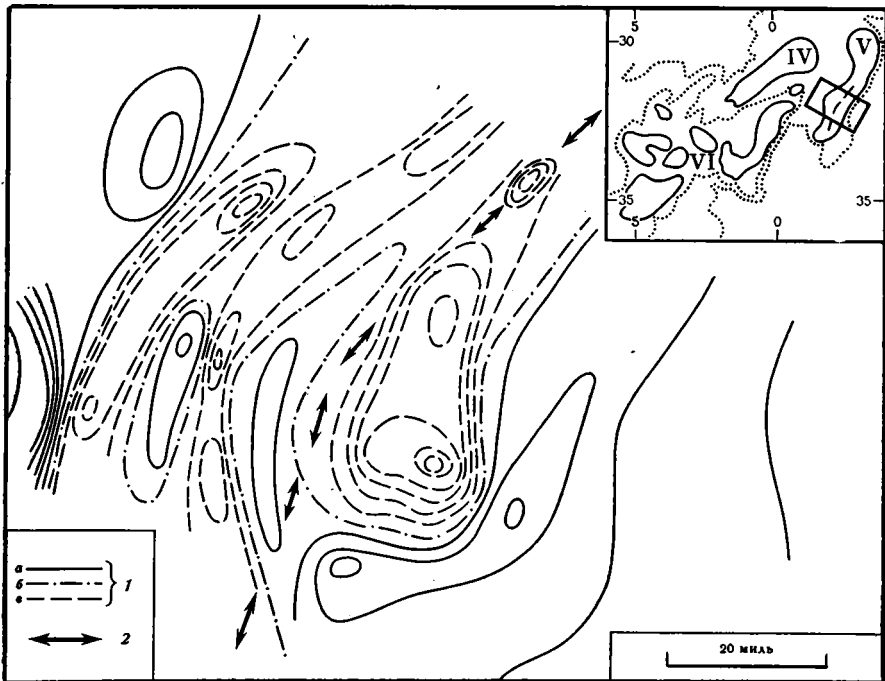


Рис. 3. Магнитное поле юго-западной части хребта (блок V)  
 1 — изолинии: а — положительных значений  $\Delta T_{\alpha}$ , б — нулевые, в — отрицательных значений; 2 — простирание гребня хребта. Изолинии проведены через 50γ

# Строение и физические свойства литосферы района Китового хребта

## Литосфера Китового хребта

Шкала глубин	Слой земной коры	[17]	[4]	[14]		[11]	[11]
		восточная часть	западная часть	восточная часть	западная часть	среднее по хребту	среднее по хребту
0	Кора	0—3 2,1		2 2,7	2 2,7		
		1—5 2,65	3—10 2,8				
5		7—20 2,95	2—4 2,9		10—13 2,9	10—16 3,0	
10		3,4	13—20 2,9		3,4		
15 км	мантия	3,4		3,4		3,4	$V_p=7,0$ км/с $V_s=3,9$ км/с $\sigma_n=0,27$ $E=1,2 \cdot 10^{12}$ дин/см <sup>2</sup>
				3,4			$V_p=8,0$ км/с $V_s=4,26$ км/с $\sigma_n=0,30$ $E=1,6 \cdot 10^{12}$ дин/см <sup>2</sup>

## Литосфера океанических котловин

0	Кора	0,5—2 2,1	2—4 2,8	2 2,7			
		0,5—2 2,65					
		2—4 2,95	1—3 2,9	3—5 2,9		5—7 2,9	
5 км		мантия	3,4	3,4			
		3,4		3,4		3,4	$V_p=6,7$ км/с $V_s=3,65$ км/с $\sigma_n=0,29$ $E=1 \cdot 10^{12}$ дин/см <sup>2</sup>
				3,4			$V_p=8,0$ км/с $V_s=4,4$ км/с $\sigma_n=0,28$ $E=1,7 \cdot 10^{12}$ дин/см <sup>2</sup>

*Примечание:* 1) параметры слоев коры: числитель — пределы изменения мощности (км); знаменатель — плотность (г/см<sup>3</sup>); 2) параметр мантии — плотность (г/см<sup>3</sup>); 3) прочие параметры пояснены в тексте.

11, 14, 17] составлена таблица, в которой собраны все опубликованные сведения о строении и физических свойствах коры Китового хребта в сопоставлении с корой океанических котловин. Несмотря на то что гравиметрические оценки чувствительны к априорному выбору значений плотности слоев, а сейсмологические наблюдения имеют плохую горизонтальную разрешающую способность, основные параметры коры, определенные разными авторами, сходятся довольно хорошо. Таблица показывает, что кора Китового хребта утолщена относительно коры котловин на 15—20 км в северо-восточной и на 5—7 км в юго-западной частях.

Опираясь на приводимые А. Чейвом (Chave) значения скорости распространения в коре продольных и поперечных волн ( $V_p$  и  $V_s$ ), можно по известным формулам рассчитать значения таких упругих параметров, как коэффициент Пуассона и модуль Юнга. Как выяснилось, коэффициент Пуассона  $\sigma_n$  четко отражает отличия упругих свойств коры и мантии под хребтом, где  $\sigma_n$  составляет 0,27 для коры и 0,30 для мантии, и в котловинах, где коэффициент Пуассона равен соответственно 0,29 и 0,28. Отметим, что повышенное против нормального значение  $\sigma_n$  в мантии под Китовым хребтом свидетельствует о том, что это асейсмичное поднятие является, по-видимому, отражением неоднородностей большого масштаба и глубокого заложения. В пользу такого предположения свидетельствуют и выводы А. Чейва [11], отметившего пониженную скорость поперечных волн в мантии под хребтом и предложившего объяснять этот факт не частичным плавлением, а композиционной слоистостью верхней мантии в этом районе.

Рассчитанный из сейсмологических определений скорости модуль Юнга  $E$  имеет значения порядка  $10^{12}$  дин/см<sup>2</sup> и не обнаруживает заметных изменений ни при переходе от коры к мантии, ни от структуры к структуре. Это примечательное постоянство значения  $E$  скорее всего подтверждает предположение об отсутствии частичного плавления мантийного вещества под Китовым хребтом, поскольку в случае частичного плавления модуль Юнга должен был бы скачком уменьшаться при переходе от коры в мантию, что, очевидно, дало бы другое распределение сейсмических скоростей и плотностей.

Указанную оценку  $E$  для Китового хребта, несмотря на ее существенное пространственное осреднение, можно использовать, привлекая данные М. Г. Когана [4] по изгибной жесткости  $D$  литосферы хребта, для оценки эффективной мощности литосферы  $T$ , поскольку  $D = ET^3/12$ . Приводимые М. Г. Коганом для юго-западной части хребта значения  $D = (2-8) \cdot 10^{28}$  дин·см удовлетворяют вышеприведенной оценке  $E$  при величине  $T$  порядка 10 км. Поскольку эффективная мощность литосферы — это мощность слоя, компенсирующего нагрузку топографии хребта путем упругих деформаций, то эту оценку  $T$  следует отнести к моменту становления нагрузки, т. е. к моменту образования юго-западной части хребта, или, точнее, блоков V и VI, для которых сделаны оценки  $D$ . Так как сейчас мощность литосферы под Китовым хребтом составляет по

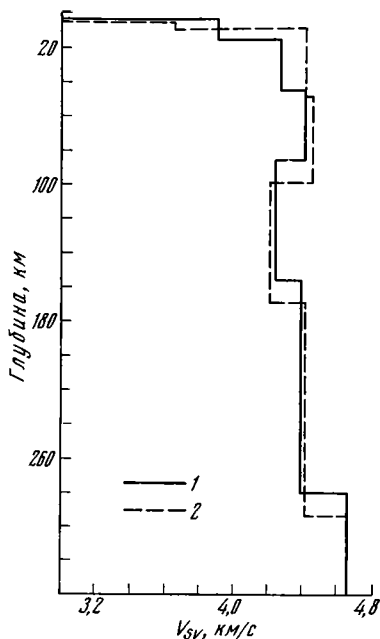


Рис. 4. Скоростная сейсмологическая модель [12] коры и верхней мантии района Китового хребта. Скоростные кривые: 1 — для Китового хребта, 2 — для Капской котловины

сейсмологическим данным около 80 км (рис. 4), то можно считать, что блоки V и VI были сформированы на тонкой (не более 20 км) литосфере, компенсировавшей возникшую нагрузку за счет упругости, и с течением геологического времени литосфера увеличивалась в мощности скорее всего благодаря упрочнению верхов астеносферы и погружению ее кровли.

Для северо-восточной части Китового хребта аналогичные оценки невозможны ввиду принципиально отличного от юго-западной части характера равновесного состояния структуры. Как показывают региональные [4, 17] и обобщающие [14] исследования гравитационного поля Китового хребта, изостатическое состояние приматериковой и центральной части хребта наилучшим образом удовлетворяет гипотезе Эри, а его юго-западное окончание — гипотезе региональной или флексурной компенсации. Граница между этими двумя зонами выражена довольно четко при имеющейся сети наблюдений и проходит между блоками III и V. Недостаток данных не позволяет однозначно определить характер изостазии блока IV, не более вероятно, что он уравновешен по гипотезе Эри.

Итак, возвышенность Китового хребта во всех его частях компенсирована утолщением коры на величину 7—20 км. Тот факт, что хребет находится в равновесии, свидетельствует, очевидно, об отсутствии быстрых глубинных динамических процессов под хребтом и зрелости этого асейсмичного поднятия. Однако принципиальная неоднозначность изостатической компенсации в юго-западной и северо-восточной частях хребта является, на наш взгляд, свидетельством его тектонической неоднородности и никак не может быть объяснена с позиций единственной в каждом случае гипотезы образования этого асейсмичного поднятия, как это пытаются сделать некоторые исследователи [14].

Вышеизложенные факты показывают, что для Китового хребта характерны существенные пространственные вариации различных геологоструктурных, тектонических и геофизических признаков, которые в комплексе однозначно указывают на принципиальное отличие северо-восточной и юго-западной частей Китового хребта. Это отличие, на наш взгляд, отражает глубокую тектоническую и генетическую разнородность указанных частей хребта, обусловленную, по-видимому, различиями в их пространственном и структурном положении.

Совместный анализ вышеприведенных фактов позволяет провести районирование хребта с точки зрения геологической природы его цоколя, т. е. покрытого осадочным чехлом ядра кристаллических пород, существующего в себе следы активной фазы формирования хребта, которые частично были скрыты и переработаны в последующий период истории асейсмичного поднятия. На наш взгляд, цоколь северо-восточной части хребта представляет собой скорее всего поднятые по разломам блоки океанической коры, и в этом смысле он имеет тектоническую природу, а цоколь юго-западной части несет в себе все признаки вулканического происхождения. В пользу тектонической природы цоколя блоков I—IV свидетельствуют: 1) изостазия типа Эри; 2) отражение в магнитном поле как совокупности разнообразных магнитоактивных тел; 3) утолщение коры за счет увеличения мощности третьего слоя; 4) сплошное развитие мощного (до 4,0 км в карманообразных впадинах) осадочного покрова, имеющего отчетливую тонкослоистую структуру; 5) заметная асимметрия и ступенчато-блоковая структура многих участков блоков I—IV; 6) определяющая роль разломной тектоники в формировании рельефа и внутреннем строении.

Следовательно, Китовый хребет имеет, по-видимому, основное тело, представляющее собой совокупность горстообразных поднятий океанической коры и протягивающееся диагонально к материковой окраине, и вулканогенное обрамление, лежащее западнее и ближе к Срединно-Атлантическому хребту. Можно предположить, что такая генетическая

разнородность отражает действие двух процессов, в конечном счете сформировавших Китовый хребет.

Основная тектоногенная часть Китового хребта была, очевидно, сформирована тектоническими движениями, явившимися выражением региональной релаксации сжимающих и скалывающих напряжений, возникающих в литосферной плите, зажатой между стабильным континентальным массивом Африки и активным Срединно-Атлантическим хребтом, постепенно меняющим простирание с субмеридионального на субширотное. Конечно, это предположение нуждается в специальном исследовании напряженного состояния литосферы и тектонофизики этого района.

Юго-западная часть Китового хребта наиболее вероятно была образована вулканическим процессом, возможно, многоактным, и только к этой части можно в принципе применить гипотезу «горячей точки» [14, 15, 21], избыточного вулканизма [18] или модель погружения асейсмичных хребтов [13]. Однако в свете современных представлений о глобальной тектонической неоднородности дна океанов [7], юго-западное окончание Китового хребта, вероятно, лежит на внешней границе области перехода океан — континент, в шовной зоне между глубоководными котловинами и рифтогенным Срединно-Атлантическим хребтом. Поэтому можно считать, что тектонические движения, сформировавшие основную часть Китового хребта, воздействуя на эту ослабленную шовную зону, пронизываемую для магматических расплавов, вблизи предполагаемого [7] мантийного диапира — глубинного магматического очага, создали весьма благоприятные условия для бурного развития здесь вулканического процесса. Это объяснение подтверждается обилием подводных гор на указанном участке и не требует привлечения гипотетических мантийных динамических процессов или случайной пространственной неоднородности Срединно-Атлантического хребта.

Исходя из изложенного, можно предположить, что указанные конструктивные процессы, тектонический и вулканический, не являются независимыми. Судя по всему, тектонический процесс не охватывал в момент зарождения всю тектоническую зону хребта, а постепенно, хотя и достаточно быстро в геологическом смысле продвигался по простиранию хребта. На это указывают предварительные оценки возраста базальтового фундамента в скважинах 525, 527, 528 и 530 Проекта глубоководного бурения [12]. Связанное с тектоническим процессом нарушение сплошности и механической устойчивости коры вблизи мантийного очага, очевидно, явилось спусковым механизмом вулканического процесса, действовавшего дальше в соответствии с развитием мантийного диапира.

Таким образом, предложенная модель образования Китового хребта позволяет полагать, что сначала сформировалась тектоногенная часть хребта, а вулканогенная — несколько позже и как косвенное следствие достаточно зрелой стадии тектонического процесса. Данные глубоководного бурения [10, 12, 20] показывают, что приматериковая и центральная части хребта древнее его юго-западного окончания, что свидетельствует в пользу данного предположения.

Хотелось бы подчеркнуть, что, на наш взгляд, нет оснований считать Китовый хребет или какую-то его часть отколотым блоком континентальной коры (микроконтинентом). Наоборот, наши данные позволяют предполагать, что хребет сформировался на океанической коре после образования впадины южной Атлантики и Срединно-Атлантического хребта. Китовый хребет, по нашему мнению, в конечном счете является продуктом процессов, обусловленных естественным ходом развития океанической впадины, и сложен из материала океанического происхождения, поэтому его следует признать вторичной океанической структурой.

Итак, как можно видеть из изложенного, асейсмичное поднятие Китового хребта объединяет в себе две части, принципиально различные по



геолого-геофизическим характеристикам и существенно разные генетически. Этот факт, учитывая важное структурное положение хребта, делает дальнейшие исследования по разработке механизмов образования хребта и поиску глубинных корней этих механизмов задачей первостепенной важности.

#### Литература

1. *Захаров М. В.* Сейсмические исследования акустического фундамента и осадочного покрова района Китового хребта (юго-восточная Атлантика).— Тез. докл. Республиканской научн.-техн. конф. молодых геофизиков. Ленинакан, май 1980 г. Ереван: Ин-т геофиз. и инж. сейсмол. АН АрмССР, 1980, с. 99—102.
2. *Захаров М. В.* Структурно-тектоническая неоднородность Китового хребта по сейсмическим данным.— Океанология, 1981, № 3, с. 489—494.
3. *Захаров М. В.* О геологической природе осадочного чехла и акустического фундамента северо-восточной части Китового хребта по данным сейсмического зондирования.— Океанология, 1981, № 4, с. 651—657.
4. *Коган М. Г.* Гравитационное поле океанических глыбовых хребтов.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1976, № 11, с. 32—43.
5. Мировой океан. Батиметрическая карта масштаба 1 : 10 000 000. Главное упр. навиг. и океаногр. МО СССР, 1977.
6. *Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф.* 1-й рейс г/с «Иван Киреев» по программе Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР.— Океанология, 1978, № 6, с. 1132—1135.
7. *Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М.* Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан — континент.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 13—26.
8. *Удинцев Г. Б., Литвин В. М., Марова Н. А., Буданова Л. Я., Руденко М. В.* Морфоструктура юго-западной части Китового хребта.— Океанология, 1976, № 2, с. 266—272.
9. *Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. П.* 20-й рейс НИС «Академик Курчатов».— Океанология, 1975, № 5, с. 931.
10. *Bolli H. M., Ryan W. F. B. et al.* Initial reports of the deep sea drilling Project. V. 40, Washington (U. S. Government printing office), 1978.
11. *Chave A. D.* Lithospheric structure of the Walvis Ridge from Rayleigh wave dispersion.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B12, p. 6840—6848.
12. Deep sea drilling Project Site summaries, Leg 74, Leg 75.— JOIDES J., 1980, v. VI, № 3, p. 39—42.
13. *Detrick R. S., Sclater J. C., Thiede J.* The subsidence of aseismic ridges.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, № 2, p. 185—196.
14. *Detrick R. S., Watts A. B.* An analysis of isostasy in the world's oceans: 3. Aseismic ridges.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B7, p. 3637—3653.
15. *Dietz R. S., Holden J. C.* Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, Permian to present.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 26, p. 4939—4956.
16. *Emery K. O., Uchupi E., Bowin C. O., Phillips J., Mascle J.* Continental margin off western Africa, Angola to Sierra-Leone.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1975, v. 59, № 12, p. 2209—2265.
17. *Goslin J., Sibuet J. C.* Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: deep structure.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, № 12, p. 1713—1724.
18. *Kumar N.* Origin of «paired» aseismic rises: Cêara and Sierra-Leone rises in the equatorial and the Rio-Grande and Walvis Ridge in the South Atlantic.— Marine Geol., 1979, v. 30, № 3/4, p. 175—191.
19. *Rabinowitz P. D., LaBrecque J.* The Mesozoic South Atlantic and evolution of its continental margins.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B11, p. 5973—6002.
20. *Supko P. R., Perch-Nielsen K. et al.* Initial reports of the deep sea drilling Project. V. 39. Washington (U. S. Government printing office), 1977.
21. *Wilson J. T.* Submarine fracture zones, aseismic ridges and the ICSU line: proposed western margin of the East Pacific Rise.— Nature, 1965, v. 207, № 4995, p. 907—911.

Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта АН СССР,  
г. Москва

Поступила в редакцию  
22.X.1980

УДК 551.242.3(45)

**БОГАТИКОВ О. А., БОГДАНОВ Н. А., ДОБРЕЦОВ Н. Л.,  
КНИППЕР А. Л., ХАИН В. Е., ШАРАСЬКИН А. Я.****ОФИОЛИТЫ АПЕННИНСКОГО ПОЛУОСТРОВА  
(VI ПОЛЕВАЯ ОФИОЛИТОВАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ, КОЗЕНЦА,  
ФЛОРЕНЦИЯ, ТУРИН, 18 ИЮНЯ — 5 ИЮЛЯ 1980 г.)**

Офиолиты Апеннинского полуострова, где они и были впервые выделены А. Броньяром и Г. Штейнманном, в течение многих лет изучаются большой группой ученых из многих университетов Италии. В настоящее время итальянскими геологами детально описаны офиолитовые комплексы как юга, так и севера полуострова; ими проведено подробное и всестороннее изучение метаморфических пород южной части Альп, и они по праву считаются одними из лучших знатоков офиолитов Средиземноморского региона. Поэтому проект № 39 «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов» МПГК предусмотрел в своей научной программе, составленной еще в 1974 г., проведение своей последней полевой офиолитовой конференции именно в Италии, где сопоставление офиолитов складчатых поясов континентов с породами океанической коры глубоководных впадин окраинных морей и срединно-океанических хребтов проводится наиболее убедительно.

Материалы, собранные во время предыдущих офиолитовых конференций, проведенных в 1975 г. в Иране, в 1976 г. — в рейсе № 17 НИС «Дмитрий Менделеев», в 1977 г. — в Канаде и США, в 1978 г. — на Полярном Урале, в 1979 г. — на Кипре, опубликованы в таких международных изданиях, как «Офиолиты Северной Америки», «Офиолиты Урала и Аппалач», «Геология дна Филиппинского моря», «Международный атлас офиолитов», «Труды офиолитового симпозиума на Кипре», в специальном выпуске журнала «Геотектоника», а также в многочисленных индивидуальных публикациях — монографиях и статьях.

Специально к VI полевой офиолитовой конференции итальянскими геологами был издан прекрасный путеводитель, а также приурочен выход двух томов журнала «Офиолиты», в котором участниками проекта были описаны офиолитовые комплексы Средиземноморья. Выходом этих книг и великолепным показом полевых объектов при путешествии через весь Апеннинский полуостров — от Калабрии до Альп — итальянские геологи продемонстрировали прекрасную подготовленность к проведению полевой офиолитовой конференции.

Породы офиолитового комплекса Италии по своему геологическому положению могут быть расчленены на три группы. К первой из них относятся офиолиты Альп, которые повсеместно подвергнуты сильному метаморфизму, тесно ассоциируют в пространстве и разрезе с «блестящими сланцами» (*Calcescisti con pietre verdi* или *Schistes lustrés*) и повсеместно надвинуты на край Восточно-Европейской плиты. К этой же группе относятся и офиолиты Корсики.

Ко второй группе относятся офиолиты Северных Апеннин, которые практически не метаморфизованы, тесно связаны в пространстве и разрезе с верхнемеловым и палеогеновым флишем и шарьированы на обрам-

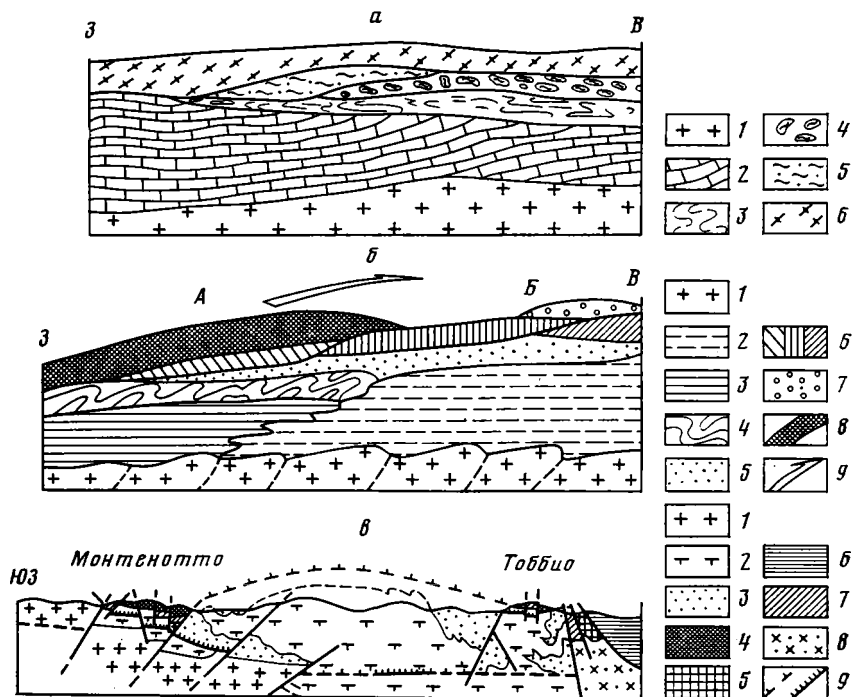


Рис. 1. Схематические разрезы, иллюстрирующие положение покровов с офиолитами. *а* — Калабрия: 1 — кристаллический герцинский фундамент Апеннинской платформы; 2 — карбонатный субплатформенный чехол (Т—К<sub>1</sub>); 3 — лавсонит-глаукофансланцевый комплекс Фридо; 4 — верхний офиолитовый комплекс, слабо метаморфизованный; 5 — формация Бани, 6 — кристаллические породы, сходные с диорит-кинцигитовой формацией Альп. *б* — Лигурийский пояс, Северные Апеннины: 1 — кристаллический герцинский фундамент; 2 — умбрийский миогеосинклинальный разрез; 3 — тосканский миогеосинклинальный разрез (слабо метаморфизованный); 4 — тосканский разрез в параавтохтоне; 5 — серия Канетоло; 6 — олигостромовые толщи Антола (*а*), Казанова (*б*), Кайо (*в*), 7 — серия Баганза и хаотический комплекс; 8 — надгруппа Вара; 9 — четвертичные андезиты. *в* — массив Волтри, Альпы: 1 — герцинский фундамент Европейской платформы; 2, 3 — массив Волтри, аполоероцитовые серпентиниты с телами эклогитов (2) и блестящие сланцы (3); 4 — покров Монтенотто; 5 — покров офиолитов лигурийского типа; 6 — офиолиты и осадочные толщи Лигурийских Апеннин; 7 — зона осевого разлома; 8 — предполагаемая кора Апеннинской платформы; 9 — границы покровов

ление Африканской плиты. Офиолиты этой группы слагают как крупные покровы, занимающие верхнее положение в сложной покровно-складчатой структуре Северных Апеннин, так и относительно небольшие олигостолиты, заключенные в олигостромовых и флишевых толщах. К третьей группе относятся офиолиты южной части Луканских Апеннин и Калабрии, которые объединяют в себе черты, характерные для офиолитов первой и второй групп. Здесь присутствуют как метаморфизованные, так и неметаморфизованные офиолиты, которые сочетаются в разрезах как с блестящими сланцами, так и с флишевыми осадками. Покровы, сложенные офиолитами, шарьированы в пределы Африканской плиты.

Во время геологической экскурсии, продолжавшейся 16 дней, ее участникам были показаны все три группы офиолитовых разрезов.

Экспедиция началась в Калабрии и смежной с ней части Луканских Апеннин, где офиолиты входят в состав двух тектонических единиц (покровов), нижняя из которых носит название комплекса Фридо, а верхняя известна под названием Верхнего офиолитового комплекса (рис. 1, *а*). Оба этих покрова шарьированы на карбонатные разрезы миогеосинклинального обрамления Апулийского «кратона». Возраст этих карбонат-

ных пород, располагающихся на герцинской коре, — от среднего — верхнего триаса до нижнего миоцена включительно.

Комплекс Фридо сложен главным образом осадочными породами, среди которых в нижней части выделяются метапелиты, метаизвестняки и кварциты (так называемый «флиш с кварцитами»), которые в просторанстве тесно ассоциируют с хризотил-лизардитовыми серпентинитами ( $\pm$ актинолит), возникшими по лерцолитам, гарцбургитам и вебстеритам, а также с metabазитами, которые возникли по толеитам срединно-океанического типа. Fe-габбро известны лишь в виде обломков в metabрекчиях. Единый, ненарушенный разрез офиолитового комплекса в комплексе Фридо отсутствует: все члены этой ассоциации отделены друг от друга, впрочем, как и от пород «флиша с кварцитами», тектоническими контактами. Выше этой части комплекса Фридо располагается собственно формация Фридо нижнемелового возраста, сложенная карбонатными сланцами и филлитами («блестящие сланцы»), которые имеют нормальные стратиграфические контакты лишь с metabазальтами. Все породы комплекса Фридо метаморфизованы в условиях глаукофановой фации. Для metabазитов характерны следующие метаморфические ассоциации минералов: лавсонит, глаукофан + кроссит, пумпелиит,  $\pm$ жадеит или жадеит-эгирин,  $\pm$ арагонит. Для осадочных пород формации Фридо характерна арагонит-анкеритовая ассоциация. На этот комплекс минералов высокого давления наложен зеленосланцевый метаморфизм, следы которого становятся все более заметными в северном направлении.

Местами комплекс Фридо (Луканские Апеннины) превращен в серпентинитовый меланж, содержащий блоки роговиков, амфиболитов, габбро и диабазов. Серпентинитовый цемент меланжа возник по лерцолитам, реже по дунитам и гарцбургитам. Последние породы имеют хорошо выраженную структуру тектонитов.

Верхний офиолитовый комплекс Калабрии и южной части Луканских Апеннин сложен главным образом толеитами и реже Mg-габбро, содержащим редкие диабазовые дайки. Базальты петрологически и геохимически сходны с базальтами срединно-океанических хребтов. Как базальты, так и габбро метаморфизованы в условиях от хлорит-пумпелиитовой до лавсонит-актинолитовой субфаций. Этот метаморфизм носит пятнистый характер и в целом возрастает с севера на юг и юго-запад. Во многих местах базальты Верхнего офиолитового комплекса перекрываются радиоляритами и кальпионелловыми известняками титона — берриаса, что роднит офиолиты Южной Италии с офиолитами Лигурии.

Оба офиолитовых комплекса перекрываются покровом, сложенным в значительной своей части метаморфическими породами. Нижняя тектоническая единица (комплекс Бани) сложена филлитами, метааренитами, metabазитами, которые перекрываются конгломератами типа Веррукано, радиоляритами, доломитами и окремненными известняками. Возраст всего этого разреза — дотриас — нижний мел. Средняя тектоническая единица (комплекс Кастанья) сложен дотриасовыми породами и состоит из очковых гнейсов, парагнейсов, мраморов и амфиболитов. Верхняя тектоническая единица (комплекс Поля-Копанелло) по составу в целом отвечает высокоглиноземистой диорит-кингитовой серии Альп и состоит из гранат-силлиманитовых гнейсов, роговиков, амфиболитов и метасульфидитов гарцбургитового типа, интродуцированных пермо-карбонатами гранодиоритами, гранитами и мигматитами.

Покровная структура запечатывается конгломератами, песчаниками и глинами тортона, которые и определяют верхний предел становления покровов в современной структуре этой части Италии.

В Северных Апеннинах (Лигурийские Апеннины и Тоскано-Эмилийские Апеннины) наиболее полные разрезы офиолитового комплекса приурочены к основанию разреза надгруппы Вара, породы которой слагают систему самых верхних покровов в сложном покровно-складчатом соору-

жении этой части Италии (рис. 1, б). Автохтоном для мощного пакета покровов северных Апеннин служат разрезы миогеосинклинального типа, располагающиеся на континентальной коре, возникшей в конце палеозоя. Эти миогеосинклинальные разрезы имеют двучленное строение: их нижняя часть сложена карбонатными отложениями, а верхняя — флишем. Возрастная граница между этими двумя типами пород постепенно омолаживается по направлению с запада на восток — от позднего мела до раннего миоцена, в результате чего флишевые прогибы как бы «накатываются» из более внутренних зон на внешние. По времени появления флишевых осадков, мощности и степени глубоководности карбонатного комплекса в миогеосинклинальном автохтоне выделяются два типа разрезов: умбрийский (внешний) и тосканский (внутренний).

При этом еще более внутренние части тосканского разреза сорваны со своего основания и формируют серию покровов, разделяющих отложения автохтона, и покровы, сложенные породами надгруппы Вара.

Как уже говорилось выше, породы офиолитового комплекса встречаются в северных Апеннинах в двух геологических ситуациях: во-первых, они слагают непрерывные разрезы в основании надгруппы Вара (Внутренние Лигуриды) и, во-вторых, содержатся в виде олистолитов в олистостромах и флише миогеосинклинальной зоны (Внешние Лигуриды).

Офиолитовый комплекс Внутренних Лигурид в своем основании сложен шпинелевыми лерцолитами, в которых в том случае, когда они слабо серпентинизированы, обнаруживается четкая деформационная ориентировка минералов. Габброидный комплекс, первичные магматические контакты которого с лерцолитами еще не найдены, представлен кумулятами, возникшими при кристаллизации толеитового расплава в условиях срединно-океанического хребта. Кумулятивный комплекс сменяется массивными Mg-габбро, взаимоотношения которых с Fe-габбро остаются неясными. Последние породы секутся плагиогранитами. Все габброиды прорваны диабазовыми дайками, которые, однако, не образуют «комплекса параллельных даек», столь характерного для Восточного Средиземноморья.

Как лерцолиты, так и габбро с дайками перекрываются офиолито-кластовыми брекчиями, часть которых подстилает базальты (офикальциты типа Россо ди Леванто), а другая часть прослаивает как базальты, так и радиоляриты (кремни Монте-Альпе), перекрывающие базальты. В зависимости от состава офиолитовых обломков в брекчиях они делятся на несколько типов: чисто серпентинитовые, сложенные Mg-габбро, сложенные Fe-габбро и смешанные по составу.

По мнению итальянских геологов, эти брекчии представляют собой склоновые образования, возникшие в зоне трансформных разломов в процессе движений вдоль них, сочетающихся с подъемом мантийного диапира.

Массивные и подушечные базальты располагаются с перерывом на лерцолитах, габбро и дайках. Базальты возникли в результате фракционной кристаллизации из толеитовой магмы и по своим петрохимическим и геохимическим особенностям очень близки к толеитам Срединно-Атлантического хребта.

Выше титон-берриасовых кремней (яшм) Монте-Альпе в разрезе надгруппы Вара располагаются нижнемеловые кальпионелловые известняки, сланцы Паломбини и предфлиш (сланцы Лаванья). Венчается разрез мощной турбидитной серией верхнего мела — палеоцена (песчаники Готтеро).

Офиолитовый комплекс Лигурии в целом пережил три этапа метаморфизма (не считая океанского), которые, последовательно накладываясь друг на друга, вовлекали в этот процесс все больший и больший круг пород офиолитового разреза. Первый из этих этапов, протекавший

в условиях высоких температур и относительно низких давлений (600° С, 2—3 кбар), сопровождался пластическими деформациями и протекал до внедрения даек. Второй этап, проходивший в условиях зеленосланцевой фации, охватил уже и дайки, и офикальциты. Метаморфизм пренит-пумпелиитовой фации, проявленный уже во всех породах офиолитового комплекса, связан со временем его становления в современной структуре.

Породы офиолитового комплекса во Внешних Лигуридах заключены в виде крупных олистолитов и олистостром внутри флишевых осадков, возраст которых варьирует от позднего мела до палеоцена во внутренней части Внешних Лигурид и от позднего мела до эоцена во внешней их части. Интересно, что эти отторженцы офиолитового комплекса не обнаруживают прямой связи с офиолитами Внутренних Лигурид. В частности, лерцолиты здесь немного менее истощены, а базальты менее дифференцированы. Большая степень истощенности (деплетированности) лерцолитов фиксируется уменьшением содержания СаО и соответственно клинопироксена (от 10—12 до 6—8%), а также уменьшением Ti и Na в клинопироксене.

Офиолиты Западных Альп и массива Волтри, который расположен сразу к западу от Генуи, принадлежат к протяженной системе Пьемонтского офиолитового покрова, входящего в систему Пеннинских шарьяжей (рис. 1, в). Эта система покровов повсеместно надвинута на варисское обрамление Европейской плиты и перекрывает комплексом периода, слагавших некогда северное обрамление Африканской плиты (система Южных Альп). Австро-Альпийская система покровов (зона Сезия-Ланцо и сложный покров Дан Еланш), занимающая промежуточное положение между Пеннинской и Южноальпийской системами покровов, по всей видимости, возникла из микроконтинента (осколка Африканской плиты), располагавшегося в мезозое внутри Пьемонтского океанического бассейна.

Для пород офиолитового комплекса Пьемонтской зоны, как и для перекрывающих его осадочных пород, характерен длительный и многократный метаморфизм с преобладанием режима высоких давлений и низких температур. Наиболее ранним (не считая океанского) этапом метаморфизма, устанавливаемым лишь в редких реликтах, был метаморфизм лавсонит-глаукофановой фации, сопоставимый с калабрийским этапом метаморфизма (120—140 млн. лет). Следующий крупный этап метаморфизма — эклогит-глаукофан-сланцевый (~100 млн. лет) — подразделяется на два подэтапа (эклогитизация без деформаций и эклогитизация с интенсивными деформациями). Для третьего этапа (80—90 млн. лет) типичны хлоритид-гранат-граукофановые ассоциации. Четвертый этап (30—40 млн. лет) характеризуется интенсивным зеленосланцевым диафторезом.

На стадиях 2 и 3 в Пеннинских покровах давления достигали 10—12 кбар при температуре около 500° С. Строение Пьемонтского офиолитового покрова местами очень сложное (например, гора Монвизо в Западных Альпах), а местами относительно простое. Так, например, в долине р. Аосты, в районе Вультурнаша, Пьемонтский офиолитовый покров делится на две тектонических единицы — Цермат-Заас и Комбен.

В нижней единице — Цермат-Заасе наблюдается полный разрез офиолитового комплекса, в котором его основание сложено тектонизированными перидотитами, серпентинизированными в разной степени и прорванными деформированными дайками родингитизированных габбро. Выше располагается метагаббро, возникшее по полосчатому комплексу и прорванное дайками метадиабазов. Как ультраосновные породы, так и метагаббро перекрываются мощным разрезом метабазальтов, в которых местами сохраняются реликтовая подушечная отдельность, прослой пиллоу-брекчий и гиалокластитов. Этот разрез венчается обо-

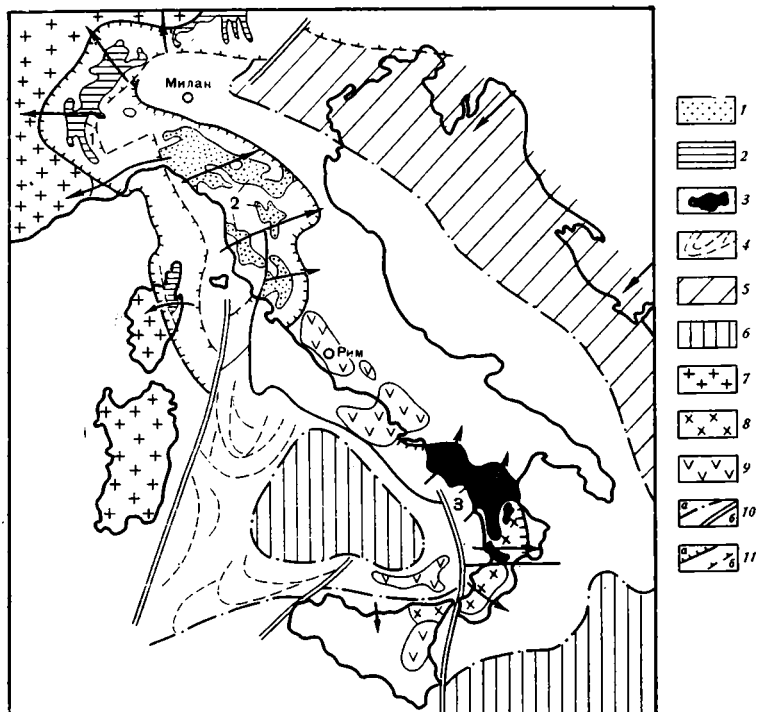


Рис. 2. Положение офиолитов Италии в структуре Центрального Средиземноморья по Э. Аббате и его соавторам. Покровы с офиолитами: 1 — лигурийские (Северные Апеннины); 2 — альпийские; 3 — калабрийские (Южные Апеннины); 4 — предполагаемые зоны деформаций вокруг Тирренского моря; 5 — динариды; 6 — глубоководные котловины Тирренского и Ионического морей с океанической корой; 7 — эпигерцинская Европейская платформа; 8 — кристаллические породы (покровы) Калабрии и Сицилии; 9 — ареалы плиоцен-четвертичного вулканизма; 10 — границы крупных блоков (а) и крупные сдвиги (б); 11 — внешняя граница надвигов и офиолитовых поясов (а), осевой разлом — продолжение Инсубрийской линии (б)

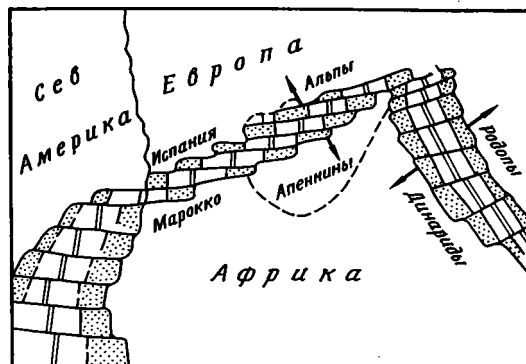
гашенными марганцем кварцитами (метарадиоляритами). Как видно, этот разрез после снятия метаморфизма весьма напоминает разрез Лигурийских Альп. Гораздо более сложно строение офиолитового комплекса в Западных Альпах. Здесь, на горе Монвизо закартированы шесть чешуй (снизу вверх): 1) антигритовые аплерцолитовые серпентиниты; 2) смарагдитовые Mg- и Fe-метагаббро со слоями эклогитов; 3) метабазалты; 4) омфацитовые метагаббро и эклогиты, тектонически включенные в серпентиниты; 5) клинопироксеновые, иногда с оливином метагаббро, метабазалты, кварцево-сланцевые сланцы; 6) эклогиты по метабазалтам.

Довольно сложно построен и массив Волтри, где выделяются три покрова. Интересно отметить, что верхний покров метаморфизован очень слабо и его офиолиты явно шарьированы из Лигурийской области (рис. 2).

Переходя к палинспастическим построениям, можно считать, что офиолитовые комплексы Италии представляют собой реликты бассейна с корой океанического типа, начало возникновения которого (рифтовая стадия) связано с ранним триасом, а полное замыкание произошло в позднем мелу и эоцене. Этот бассейн, который можно назвать Лигурийско-Пьемонтским (рис. 3), в раннем мезозое отделял Европейскую плиту от Африканской. Вплоть до верхов поздней юры — начала раннего мела история развития этого бассейна протекала одинаково. Начиная с конца раннего мела осадконакопления в нем начинают различаться.

В его западной части происходит накопление «блестящих сланцев», в то время как в его восточной части накапливаются терригенные и флишевые толщи. Замыкание этого бассейна с корой океанического типа началось, по всей видимости, в позднем мелу и закончилось в среднем эоцене. Процесс закрытия Лигурийско-Пьемонтского океана связан со сложной геодинамической обстановкой, господствовавшей в этом районе Средиземноморья в меловое время. Процесс общего движения Африканской плиты к северу осложнялся открытием Атлантического океана, которое началось в поздней юре — раннем мелу. Связанные с этим процессом движения были направлены на восток, что привело к формированию сдвиговой составляющей по границе сближающихся Африканской и Европейской плит. Это привело в свою очередь к откалыванию сопри-

Рис. 3. Палеорекострукция континентов и срединно-океанических хребтов (двойная линия) в юрское время по Э. Аббате и его соавторам. Точками показана внешняя (более древняя) часть новообразованной океанической коры



касающихся частей плит и их вращению против часовой стрелки. В результате Апулийский кратон (выступ северного борта Африканской платформенной плиты) с его мезозойским миогеосинклинальным чехлом как бы раздавливал мезозойскую океаническую кору Тетиса и поддвигался под Лигурийско-Пьемонтский бассейн. Вращение против часовой стрелки привело к большей величине шарьирования покровов в Лигуридах и меньшей — в Калабрии. Одновременно с запада этот бассейн подвергался воздействию варисских кристаллических массивов Корсики и Сардинии, отколовшихся от варисских складчатых сооружений юга Франции, вращение которых против часовой стрелки, с одной стороны, способствовало закрытию Лигурийской части бассейна, а с другой — привело в конце концов к возникновению впадины Лигурийского моря (Лигурийский сфеночазм). Эта сложная картина движений привела к развитию обдукционных процессов, направленных в сторону Африканской плиты и ее осколков, и субдукции океанической коры в северном направлении, под краевые части Европейской плиты. Именно здесь и происходил глубокий метаморфизм пород, некогда слагавших дно Лигурийско-Пьемонтского бассейна. Позднепалеогеновые и раннемиоценовые движения, сопровождавшиеся ростом в эоцене Лепонтинского термального купола, значительно исказили и без того уже сложную картину строения Альп и привели к образованию системы ретрошарьяжей, зеленосланцевому метаморфизму и др.

Приведенные палеорекострукции объясняют многие вопросы строения и метаморфизма офиолитовых покровов Апеннинского полуострова и Альп, хотя многие детали остаются еще дискуссионными или неясными.

Экспедицией по офиолитам Италии был закончен важный этап исследований, проводившихся в рамках проекта «Офиолиты» Международной программы геологической корреляции. Успешной разработке проекта немало способствовали совместные полевые работы, которые ежегодно проводила Международная рабочая группа в различных районах зем-



ного шара. Эти исследования привели ученых разных стран к пониманию реальной сложности строения офиолитов, их разнотипности и разной тектонической истории, что согласуется с фактами существенных различий сегментов с «океанической» корой в океанах, окраинных морях и рифтах. Большинство офиолитов, включенных в континентальную кору, соответствуют как коре окраинных и средиземных морей или островных дуг, так и срединно-океанических хребтов и открытых океанов.

По мнению участников проекта, мы находимся на половине пути, начатого в конце 60-х — начале 70-х годов исследованиями А. В. Пейве, Р. Колмана, Ф. Рокси и их учеников. Понимание реальной сложности и многогранности проблемы ведет к новому этапу исследований, где необходимо объединение геологов, работающих на континентах и в океанах, петрологов, геофизиков и экспериментаторов.

ИГЕМ АН СССР  
Институт литосферы АН СССР  
Геологический институт Бурятского  
филиала АН СССР  
Геологический институт АН СССР  
Институт геохимии им. Вернадского АН СССР

Поступила в редакцию  
17.XI.1980

#### К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

С 1 января 1982 г. цена за экземпляр нашего журнала устанавливается в размере 1 р. 40 к. Стоимость годовой подписки 8 р. 40 к. Это связано с увеличением стоимости бумаги для печати, затрат на полиграфическое исполнение журнала, расход на подготовку рукописей и художественно-графическое оформление издания.

#### *Редакционная коллегия*

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

#### *Адрес редакции*

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

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

---

Сдано в набор 07.07.81	Подписано к печати 14.08.81	T-09075	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отг. 20,8	Уч.-изд. л. 10,8
	Тираж 1902 экз.	Зак. 5478	Бум. л. 3,5

---

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

Б-113

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42

МАКАРИЧЕВУ Г И

70228

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

7

## НОВЫЕ КАРТЫ

### КАРТЫ ЭПОХ РЕГИОНАЛЬНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРЕРЫВОВ

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АТЛАС СССР. Главный редактор академик А. В. Сидоренко, отв. редактор С. К. Горелов. 1982 г., 60 карт. Ориентировочная стоимость 6 р.

На картах атласа впервые даны комплексные характеристики рельефа, коррелятных ему рыхлых отложений различного генезиса и состава и экзогенных месторождений полезных ископаемых для различных по времени эпох древних континентальных перерывов на территории СССР, включая эпоху становления современного рельефа суши и дна моря. Приведены карты палеогеоморфологических условий распространения ряда полезных ископаемых (бокситы, россыпи, нефть и газ и др.). Атлас сопровождается пояснительным текстом.

Издание рассчитано на геологов, геоморфологов, палеогеографов, литологов, тектонистов и др. специалистов. Может быть использовано преподавателями и студентами геологических и географических факультетов.

Заказы направлять по адресу: 101890 Москва, Кривоколенный пер., 10. Специализированная книжная контора «Геолкнига» МИНГЕО СССР.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»