# ISSN 0016-853x Академия наук СССР ТНОТНИКА КАДЕМИЯ НАУК СССР

.

# 1

### ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1982

#### АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

журнал основан в 1965 году

выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

Nº 1, 1982

#### СОДЕРЖАНИЕ

Брюханов В. Н., Буш В. А., Елович Е. Л., Иконников Ю. Н., Кознцкая М. Т., Ко-	
телков Р. П., Лебедев С. П., Посошкова Н. С. Линейные и кольцевые струк-	
туры (по данным дешифрирования космических снимков)	3
Ильин А. В. К вопросу о формировании структурного рельефа в рифтовых зонах	
океана	14
Гафт Д. Е. О морфологии и локализации дополнительных складок (Беломориды)	23
Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Постофиолитовые вулкано-плутонические ассоциации,	
Упала)	9E
Ротарат И.А. Самыгин С.Г. Грепонико F.А. Кейльман Г.А. Милеев В.С.	55
переток Алтор	.,
	<u>44</u>
котельников Б. И. Альпииские тектонические покровы Рифско-Бетской дуги (За-	
падное Средиземноморье) и их возможное происхождение	60
терзляков В. М., Герехов М. И., Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф. Тектоника	
Омолонского массива	74
Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем	
Me3030e	86
Пейве А. А. Офиолиты Корякского хребта	<b>10</b> 2
Тулнани Л. И. О соотношении общей структуры Японских островов с мощностью	
литосферы	115
Рецензии	

Нагибина М. С. Рецензия на книгу Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбина «Формации	
в тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области».	123

Ν

Издательство «Наука», «Геотектоника», 1982 г.

#### ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

## GEOTECTONICS

JANUARY --- FEBRUARY

MOSCOW

Nº 1, 1982

#### CONTENTS

Bryukhanov V. N., Bush V. A., Elovich E. L., Ikonnikov Yu. N., Kozitskaya M. T.,	
Kotelkov R. P., Lebedev S. P., Pososhkova N. S. Linear and ring structures	
(data from decoding of cosmic photographs)	3
Ilyin A. V. Concerning the formation of structural relief in the rift zones of an	
ocean	14
Gaft D. E. Morphology and localization of additional folds (the Belomorides)	23
Yazeva R. G., Bochkarev V. V. Postophiolite volcano-plutonic associations, their che-	
mistry, metallogeny and techonic position (e. g. the Polar Urals)	35
Rotarash I. A., Samygin S. G., Gredyushko E. A., Keylman G. A., Mileev V. S., Per-	
fil'yev A. S. Devonian active continental margin of the southwestern Altai	44
Kotelnikov V. I. Alpine tectonic sheets of the Riph-Betic arc (the western Medi-	
terannean region) and their probable origin	60
Merzlyakov V. M., Terekhov M. I., Lychagin P. P., Dylevskiy E. F. Tectonics of	
the Omolon massif	74
Mazarovich A. O. Paleozoic-Early Mesozoic tectonic development of the South Ma-	
ritime Region	86
Peive A. A. Ophiolites of the Koryak Ridge	102
Tuliani L. I. On relationship of the general structure of the Japan islands and	
thickness of lithosphere	115

#### REVIEWS

Nagibina M. S. Review of the book by G. L. Kirilova and M. T. Turbi	in «Formation	
and tectonics of the Dzhagda Range, Mongol-Okhotsk folded re	egion» 1	23

1982 г.

УДК 551.243(47+57)

#### БРЮХАНОВ В. Н., БУШ В. А., ЕЛОВИЧ Е. Л., ИКОННИКОВ Ю. Н., КОЗИЦКАЯ М. Т., КОТЕЛКОВ Р. П., ЛЕБЕДЕВ С. П., ПОСОШКОВА Н. С.

#### ЛИНЕЙНЫЕ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ (по данным дешифрирования космических снимков)

В статье рассматриваются основные принципы построения Космогеологической карты линейных и кольцевых структур территории СССР масштэба 1:5000000 и некоторые тектонические проблемы, возникающие при ее анализе.

Констатируется, что некоторые типы структур (системы секущих разломов, крупнейшие кольцевые структуры) не находят себе места в рамках развиваемых сегодня геотектонических теорий. Поставлена задача построения структурного глобуса планеты на основе данных дешифрирования космических снимков континентов и данных морфологии и геофизики дна океанов.

Широкое использование разнообразных материалов космических съемок в последние годы позволило установить, что они несут богатую и интересную информацию о геологической структуре территорий [7]. Эти новые данные, с одной стороны, позволяют уточнить положение и строение известных геологам образований, а с другой — указывают на существование новых, до сих пор еще не установленных наземными методами тектонических и геологических структур. Тщательная проверка данных дешифрирования путем изучения и переинтерпретации под новым углом зрения уже известных геолого-геофизических сведений, в том числе с помощью полевых геологических, геофизических, геохимических и гидрогеологических наблюдений в большинстве случаев подтверждает реальность существования обнаруживаемых из космоса структур. Более того, осуществляемые с помощью материалов космических съемок регионально-геологические и структурные построения позволяют зачастую иначе ориентировать направление поисковых работ на различные виды минерального сырья.

Наибольшее количество новых данных приносят, как это показал опыт, космические снимки, отличающиеся значительной обзорностью и генерализацией изображения. Из снимков «континентального уровня генерализации» [2] с предельным пространственным разрешением на местности в 1-3 км и оригинальным масштабом 1:10 000 000-1: : 15 000 000 в СССР наибольшее употребление получили снимки, полученные телевизионным и фотосканерным устройствами с автоматических спутников серии «Метеор». Достаточная надежность дешифрирования геологических структур и большой объем новой геологической информации на этих снимках позволили поставить задачу создания для территории СССР мелкомасштабной космогеологической основы с отображением на ней геологических структур наиболее крупных рангов, дешифри-руемых на космических снимках. Такая карта в масштабе 1:5000000 была составлена во Всесоюзном научно-производственном объединении «Аэрогеология» и вышла из печати в 1979 г. [4]. Краткой характеристике этой карты и некоторым проблемам тектоники, вытекающим из первичного ее анализа, и посвящена настоящая статья.

Карта линейных и кольцевых структур составлена по данным дешифрирования космических снимков континентального уровня генерализации. Материалы других видов космосъемок при составлении карты не использовались. Дешифрирование велось раздельно в четырех зонах спектра с многократным (в 7—8 раз) перекрытием территории снимками, сделанными в разные годы и сезоны, что повысило надежность дешифрирования.

При разработке легенды карты наиболее реальными представлялись два пути. Первый путь ограничивается анализом самого изображения: его элементы разделяются по геометрическим особенностям, надежности опознавания, способам отражения элементов изображения в рельефе, ландшафте и т. д. Второй путь интерпретационный: выделяются опознанные на снимках те или иные элементы геологического райони. рования или структур в традиционном их толковании, как, например, это сделано на Космофототектонической карте Арало-Каспийского региона [5]. Оба пути построения легенды в данном случае не подходили: первый по причине построения легенды по формальным признакам и недостаточной ее геологической содержательности; второй из-за того, что для карты всей территории СССР такая легенда в основных своих чертах неизбежно повторила бы легенды тектонических карт, лишь пропущенные через некий «фильтр», определяемый возможностями дешифрирования.

При составлении рассматриваемой карты была сделана попытка избежать недостатков обоих подходов. На карте показаны обнаруженные на космических снимках элементы изображения, геологическая природа которых установлена путем сопоставления с имеющимися геологическими материалами или предполагается по аналогии (так называемые космогеологические объекты) в их взаимоотношениях друг с другом. Таким образом, дана только геологическая информация, полученная по космическим снимкам, и карта в этом отношении является «фактологической основой» и может быть использована при различных геологических, тектонических, минерагенических и других построениях.

На карте выделяются три основных группы космогеологических объектов: площадные объекты («выделы» различных рангов), линейные и кольцевые объекты, которые опознаются по комплексам дешифровочных признаков, отражающих особенности строения рельефа, орографии, гидрографии, характера и интенсивности растительного покрова, влажности почв и др. В результате проведенного анализа и согласно имеющимся литературным данным было установлено, что линейные космогеологические объекты представляют собой разломы или зоны разломов, различные по своему характеру и глубине заложения и проявления. Кольцевым космогеологическим объектам обычно соответствуют геологические объекты и структуры с центральной симметрией, разнородные по генезису, масштабу и форме проявления на поверхности Земли и в геологической структуре. Интерпретация площадных космогеологических объектов неоднообразна.

#### площадные космогеологические объекты

Площадные космогеологические объекты поддаются геологической интерпретации со значительными затруднениями. Сейчас можно лишь предварительно утверждать, что на космических снимках высокого разрешения (крупных масштабов) эти объекты отвечают структурно-вещественным ассоциациям горных пород, а на космических снимках низкого разрешения (мелких и сверхмелких масштабов) — участкам земной коры с определенным типом, интенсивностью и общей направленностью тектонических и (главным образом) неотектонических движений. Поскольку границы площадных космогеологических объектов обычно имеют разломную природу, эти объекты следует рассматривать как геоблоки, отражающие в совокупности современную многоуровенную иерархическую блоковую структуру верхних горизонтов литосферы. Разработать типологическую классификацию этих блоков оказалось невозможно вследствие слабой устойчивости дешифровочных признаков. Поэтому на карте в виде врезки дано только индивидуальное районирование территории СССР с выделением космогеоструктурных провинций, областей, регионов и блоков.

Территория СССР по данным дешифрирования космических снимков разделена на две космогеоструктурные провинции: равнинно-платформенную Северо-Евразиатскую и горно-складчатую Центрально-Евразиатскую. Первая разделяется на две космогеоструктурные области: западную (Европейско-Западно-Сибирскую), где преобладают низкие аккумулятивные и денудационные равнины, и восточную (Восточно-Сибирскую), где доминируют высокие денудационные равнины и плато. Центрально-Евразиатская провинция разделяется на три космогеоструктурные области: Европейско-Западноазиатскую, Центрально-Азиатскую и Восточно-Азиатскую, различающиеся по возрасту, вещественному составу складчатого субстрата, характеру и плану неотектонических структур.

Космогеоструктурные области разделяются на регионы, отвечающие в первом приближении основным платформам (Восточно-Европейской, Туранской, Западно-Сибирской, Среднесибирской) и горным странам. Регионы в свою очередь распадаются на космогеоструктурные блоки, которые в платформенных областях соответствуют выступам фундамента (щитам), антеклизам, синеклизам, впадинам. В орогенических областях космогеоструктурные регионы отвечают крупным горным странам. В регионах мезозойско-кайнозойских орогенических областей космогеоструктурные блоки обычно соответствуют антиклинориям и синклинориям (Большой Кавказ, Рионо-Куринская впадина, Копетдаг, Сетте-Дабан). Однако в поясе возрожденных гор Средней Азии и юга Сибири космогеоструктурные блоки представляют собой современные горст-антиклинали, сводовые поднятия, впадины различного типа, рифтовые зоны и другие неотектонические структуры, дискордантные внутреннему строению субстрата.

В связи с неразработанностью типологической классификации площадных космогеологических объектов на карте показаны только их границы с целью выявления связей между линейными и площадными их типами. Основное внимание на карте уделено демонстрации линейных и кольцевых космогеологических объектов, которые более определенно интерпретируются геологически.

#### ЛИНЕЙНЫЕ КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Линейные космогеологические объекты в зависимости от их структурной роли и значения в геологическом строении разделены на три крупные группы. К первой группе отнесены системы сопряженных разломов трех рангов, разграничивающие соответственно космогеоструктурные области, регионы и блоки (см. схему). Вторую группу образуют разломы, занимающие секущее положение по отношению к космогеоструктурным областям и регионам. В третью группу объединены разломы, подчеркивающие внутреннее строение и тектоническую напряженность отдельных регионов и не выходящие существенно за их границы.

Граничные разломы. Линейные структуры, ограничивающие площадные космогеологические объекты, достаточно тесно связаны с группой секущих структур. Первая группа явно приспосабливается ко второй, используя фрагменты последних в качестве ограничений площадных космогеологических объектов различных рангов. Анализ известных геологических данных указывает на значительную разнородность систем граничных разломов по периметру площадных космогеологических объектов с точки зрения их места и роли в геологическом строении, возраста заложения и активизации отдельных их звеньев. Как единые замкнутые структуры эти разломы имеют смысл только в современной структуре, на современном этапе тектонической эволюции.

В пределах Северо-Евразиатской равнинно-платформенной провинции сеть граничных разломов достаточно четко сопоставляется с границами разновозрастных платформ и их внутренних структурных элементов (щитов, плит, кряжей, перикратонных опусканий, антеклиз, синеклиз, впадин, прогибов и т. д.), а также крупных неотектонических морфоструктур (поднятий и депрессий). В Центрально-Евразиатской горно-



складчатой провинции граничные разломы также нередко наследуют границы складчатых областей и систем и их структурных элементов (срединных массивов, антиклинориев, синклинориев, наложенных впадин, вулканических поясов, структурно-формационных зон и т. д.). Однако здесь чаще наблюдаются случаи дискордантного по отношению к структуре субстрата поведения границ площадных космогеологических объектов, отражающих прежде всего новейшую структуру. Здесь же гораздо выше общая плотность сети граничных разломов, что объясняется как более интенсивной раздробленностью субстрата, так и более активной современной тектонической жизнью. Таким образом, вырисовывается устойчивая связь характера сети граничных разломов с внутренним строением верхних горизонтов литосферы, особенно гранитно-метаморфического и осадочного ее слоев,

Пространственное положение разломов, разделяющих космогеоструктурные области, в значительной мере совпадает с положением давно установленных картированием крупных глубинных и региональных разломов. Таковы фронтальная зона надвигов Карпат, Предкопетдагский, Южно-Гиссарский разломы, Северо-Памирский фронт надвигов, Бирюсинский, Байкало-Патомский, Северо-Алданский, Западно-Верхоянский, Нельканский и другие разломы. На некоторых отрезках границы проходят по второстепенным разломам, особенно там, где они следуют поперек структур субстрата (Южный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Кузнецкий Алатау, хребет Черского, Чукотка).

Разломы, ограничивающие космогеоструктурные регионы, хорошо сопоставляются с сетью известных разрывных дислокаций или сопутствующих им структурных форм (флексур, резких ундуляций шарниров, замыканий складок, цепочек локальных структур, зон выклинивания или резкого воздымания толщ и т. д.). Среди линейных структур, разделяющих космогеоструктурные блоки (особенно на платформенных территориях), заметно возрастает количество разломов, впервые установленных при дешифрировании космических снимков. Однако во многих случаях присутствие скрытых под поверхностными образованиями разломов предполагалось рядом исследователей по косвенным (структурным и фациально-палеогеографическим) признакам или же разломы картировались фрагментарно.

Глубинная характеристика граничных разломов по данным глубинного сейсмозондирования показывает, что часть их имеет мантийное или внутрикоровое заложение, а также отражена в строении фундамента плит. Многие разломы нуждаются в изучении их геофизическим зондированием.

Таким образом, сеть граничных разломов разного ранга, установленная при дешифрировании, существенно дополняет общую картину разломов территории СССР, но не вносит в нее принципиально нового.

Секущие разломы. Сеть секущих разломов территории СССР на рассматриваемой карте выделена впервые (см. схему). От сети граничных разломов она отличается регулярностью своих простираний и примерно одинаковой плотностью по территории. По направлениям среди секущих разломов легко различаются ортогональные (меридиональные и широтные) и диагональные (северо-западные и северо-восточные) структуры, простирания которых обусловлены современным положением оси вращения Земли и совпадают с сетью региональной трещиноватости [3, 6].

Схема крупнейших линейных и кольцевых структур территории СССР. Составлена по Космогеологической карте линейных и кольцевых структур территории СССР [4]

<sup>1—3 —</sup> граничные разломы: 1 — разделяющие космогеоструктурные области, 2 — разделяющие космогеоструктурные регионы, 3 — разделяющие космогеоструктурные блоки, 4 — важнейшие секущие разломы трансконтинентального ранга; 5 — важнейшие внутрирегиональные структуры; 6—8 — крупнейшие кольцевые структуры: 6 — пликативные, 7 — инъективные (ультраметаморфические и магматогенные), 8 — неустановленного генезиса

Рассмотрим, например, линейные структуры меридионального простирания. Они следуют вдоль меридианов с интервалом в 5-7°, сходясь в северном направлении и расходясь к экватору, и являются следами плоскостей, секущих земной шар параллельно оси его вращения. На территории СССР таких структур насчитывается 20. Почти каждая из них на отдельных отрезках своего протяжения используется разновозрастными геологическими структурами стратисферы и верхов гранитно-метаморфического слоя. Таковы (с запада на восток). Оршанский авлакоген Русской плиты, меридиональный транскавказский разлом Н. С. Шатского, Уральская складчатая система, докембрийские структуры Улутау, Пурско-Тазовский тафроген, меридиональные отрезки Верхоянской складчатой системы, структуры Сахалина и т. д. Меридиональные разломы наиболее отчетливо дешифрируются в пределах этих отрезков, но могут быть легко прослежены к северу и югу от них. Во многих случаях имеются геологические и геофизические данные, позволяющие установить существование погребенных меридиональных структур и за пределами дешифрируемых их фрагментов. Так, в Сырдарьинской синеклизе на южном продолжении Улутау сейсмическими данными установлен меридиональный грабен в кровле фундамента; меридиональный разлом в верхнем течении р. Нижней Тунгуски продолжается цепочкой мощных аномалий магнитного поля.

Сеть секущих разломов широтного простирания, представляющих собой следы плоскостей, перпендикулярных оси вращения, развита на территории СССР неравномерно. Наиболее четко они проявлены на востоке, где отстоят друг от друга на 3—4° (или на 300—500 км). Западнее линии, соединяющей Тиман и Джалаир-Найманскую зону в Казахстане, широтные структуры проявлены слабо. Геологическое выражение широтных структур в ряде случаев достаточно четкое. Таковы неотектонические поднятия Сибирских увалов в Приобье, южное ограничение Анабарского щита, широтный отрезок Верхоянской складчатой системы, Тукурингрский разлом. Для ортогональных секущих структур характерно, что они относительно редко получают отражение в рельефе поверхностей Конрада и Мохоровичича.

Диагональные секущие линейные структуры развиты на территории СССР более равномерно, чем ортогональные. Они отстоят друг от друга на 300—500 км и достаточно часто отражены в смещениях поверхностей Конрада и Мохоровичича. С диагональными секущими структурами совпадают такие образования, как тектонический шов южного склона Большого Кавказа, Днепровско-Донецкий авлакоген и вал Карпинского, Рязано-Саратовский авлакоген, Тиманский кряж, Пай-Хой (северо-западные структуры), юго-восточное ограничение Балтийского щита, осевой авлакоген Московской синеклизы, Пальмиро-Апшеронский линеамент и др. (северо-восточные структуры). В Средней Азии и Казахстане особенно четко выражены северо-западные структуры (Копетдагский и Таласо-Ферганский разломы, Джалаир-Найманская зона, зоны смятия Рудного Алтая и др.).

Простирание секущих структур диагональной сети не остается постоянным на всем их протяжении. Одни из них в северном направлении испытывают сближение, формируя пучки, как бы исходящие из одной точки. Другие структуры к северу, наоборот, выполаживаются и меняют свое простирание на широтное, а далее — на противоположное, описывая на карте пологие дуги. Эти структуры представляют собой следы плоскостей, наклонных к оси вращения Земли. К их числу принадлежат, например, линия Карпинского, принимающая широтное простирание в районе Чешского массива; северо-западное продолжение Таласо-Ферганского разлома, принимающее широтное простирание в районе Самарской луки и некоторые другие.

Многие из структур секущей сети разломов пересекают весь континент Евразии и выходят в океанические пространства, являясь, таким образом, трансконтинентальными структурами. К числу наиболее ярких трансконтинентальных меридиональных структур принадлежат разломы Урало-Оманской зоны, прослеживаемые в Индийском океане трансформными разломами вплоть до о. Мадагаскар; меридиональный разлом, выходящий на Обскую губу, прослеженный через Тянь-Шань и Памир к западному берегу Индостана, где он смыкается с океаническим разломом Чагос; разлом вдоль р. Енисей прослежен через восточное окончание Таримской плиты и Тибет к устью Ганга, где он смыкается с океаническим «разломом 90-го градуса». Наконец, меридиональный разлом, пересекающий Чукотку вдоль 170° в. д., переходящий в Беринговом море в вулканический хребет Ширшова, пересекает с правосторонним сдвиговым смещением зону субдукции Алеутской гряды и смыкается с северным окончанием Гавайского вулканического хребта.

К числу диагональных трансконтинентальных разломов принадлежит линия Закарпатский разлом — Восточный Понт — Загрос — юго-западный континентальный склон Индостана; линия Шантарские острова — низовья Брахмапутры — юго-восточный эскарп Индостана; линия от низовьев Колымы на Алданский щит — Хангай-Хэнтейский синклинорий — Алтын-таг — Джеламский клин — широтное колено Сулеймановых гор — п-ов Оман. Такого же рода разломом является Пальмиро-Апшеронский линеамент (один из первых, обнаруженных на космических снимках), который протягивается от Северной Африки вплоть до Барабинских увалов.

Таким образом, секущие разломы оживляются в разные отрезки геологической истории от протерозоя до современной эпохи разными своими фрагментами, работающими в самых различных геодинамических условиях: как структуры сжатия складчатых систем, как структуры растяжения (авлакогены, тафрогены, современные рифты), сдвига (посторогенные сдвиги, трансформные разломы) или надвига (зоны субдукции). На природу линейных структур секущей сети может пролить свет наложенное ее положение по отношению к граничным структурам. Это явление свидетельствует о более глубоком заложении сети секущих разломов, чем космогеоструктурных блоков и связанной с ними сети граничных разломов. Поскольку последние имеют, как известно, коровое или во всяком случае надастеносферное заложение, остается предполагать, что сеть секущих структур связана с более глубокими геосферами, видимо, с внутренней структурой верхней мантии. О большой глубине заложения структур секущей группы свидетельствует также жесткая связь их с осью вращения Земли (особенно четкая для меридиональных разломов), фиксированной в подастеносферной части планеты, по отношению к которой смещаются в латеральном направлении литосферные плиты. Косвенным свидетельством глубины заложения секущих структур является также устойчивое среднее расстояние между ними (300-500 км).

Прочие разломы. Последнюю группу линейных структур образуют разломы, обусловливающие внутреннее строение космогеоструктурных регионов (внутрирегиональные разломы). Значительная часть таких разломов совпадает с хорошо известными крупными разломами, выделенными по геолого-геофизическим данным. Однако дешифрирование космических снимков дает большой объем новой информации о разрывной тектонике регионов; особенно это относится к равнинно-платформенным территориям. Эти линейные структуры часто находят отражение в отдельных чертах геологической структуры: контролируют размещение интрузивных, эффузивных и стратифицированных разновозрастных образований, совпадают с определенными структурными или палеогеографическими элементами; к ним приурочены зоны трещиноватости, флексуры, пликативные структуры разных порядков и т. д. Такие разломы могут быть отнесены к категории скрытых разрывных нарушений. Иным же линейным структурам до сих пор не удалось подобрать соответствующих элементов геологического строения.

Основные черты плана разрывных структур регионов равнинноплатформенных областей определяются развитием систем двух-трех направлений на фоне мозаичной блоковой структуры. Они, как правило, параллельны протяженным секущим зонам и часто прослеживаются по простиранию в смежных регионах горно-складчатых областей. Для древних платформ характерно унаследованное развитие элементов структуры, и поэтому значительная часть линейных структур пространственно связывается с разрывными нарушениями фундамента или чехла. Для молодых платформ характерны сложные взаимоотношения древнего и современного структурного плана; так, на Западно-Сибирской плите, за исключением сети меридиональных разломов, соответствующих тафро-генным структурам, современный план имеет поперечное, наложенное по отношению к главным структурам плиты направление.

Внутрирегиональные разломы горно-складчатых областей отличаются прежде всего линейным характером своей сети. Разломы продольного простирания субпараллельны границам регионов и блоков и коррелируются с простиранием складчатых структур. По своей кинематической характеристике они относятся обычно к взбросам или крутым надвигам. Исключение составляют рифтовые разломы Байкало-Станового региона. Поперечные разломы складчатых областей занимают перпендикулярное или диагональное положение к складчатым структурам и часто прослеживаются по простиранию в смежных регионах равнинно-платформенных областей. Они, как правило, являются сбросами или сдвигами, но характер перемещений по ним устанавливается лишь в единичных случаях.

Отдельные регионы горно-складчатых областей отличаются различными соотношениями древних и современных структур. Практически полное их совпадение характерно для регионов молодой складчатости (Кавказский, Верхояно-Чукотский, Корякско-Камчатский). Наиболее сложные взаимоотношения отмечаются в регионах с древним складчатым субстратом (Тянь-Шаньский, Байкало-Становой). Большая часть внутрирегиональных разломов имеет относительно неглубокое заложение и лишь некоторые, по данным ГСЗ, имеют мантийный характер (Центральный шов Сихотэ-Алиня, линия Николаева и др.).

#### КОЛЬЦЕВЫЕ КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Кольцевые космогеологические объекты, отражающие геологические структуры с центральной симметрией<sup>4</sup>, классифицируются в соответствии с их геологическим происхождением на две основные группы: эндогенные (преобладающие численно) и экзогенные. Генетическая природа кольцевых космогеологических объектов устанавливалась в каждом конкретном случае сопоставлением с имеющимися геологическими и геофизическими данными. Эндогенные структуры разделены на две подгруппы: пликативные и инъективные, причем последняя подгруппа разделяется на ряд типов и подтипов. Вместе с тем генезис некоторой части кольцевых структур на данном этапе исследований не мог быть определен, в связи с чем они отнесены к группе кольцевых и дуговых элементов ландшафта, не коррелируемых с известными геологическими образованиями.

Пликативные структуры. Эти структуры распространены преимущественно в равнинно-платформенных областях и имеют в плане изометричную или близкую к ней форму. Сопоставление с геолого-геофизическими материалами показало, что чаще всего им соответствуют поднятия поверхности фундамента плит или горизонтов осадочного чехла (Астраханский, Каракумский, Бузачинский своды, поднятия Кызылкумских возвышенностей и др.). Реже они соответствуют отрицательным структурам (впадинам, мульдам и т. д.). Диаметр их колеблется от 70—80 до 150 км.

Инъективные структуры. Кольцевые структуры этого типа широко развиты, наоборот, в горно-складчатых областях и на Сибирской платформе. Они разделяются на магматогенные (нерасчлененные), плутони-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Кольцевые космогеологические структуры правильнее было бы называть «структуры центрального типа», однако в литературе уже закрепился первый термин.

ческие и вулкано-плутонические, вулканические и ультраметаморфогенные. Генезис структур устанавливается при сопоставлении с геологическими данными.

Магматогенные нерасчлененные кольцевые структуры совпадают с проявлениями магматизма в форме интрузий, субвулканических тел и эффузивных покровов, объединенных одним кольцевым контуром. Диаметр их варьирует в широких пределах — от 50 до 200 км.

Плутонические и вулкано-плутонические структуры на карте разделены в соответствии с составом приуроченных к ним магматических пород — кислым и (или) средним и основным. Оттенками соответствующих цветов показаны структуры, сопровождаемые вскрытыми или невскрытыми в современном эрозионном срезе магматическими образованиями: последние устанавливались преимущественно по геофизическим данным. Структуры обоих типов в рельефе выражаются обычно в виде неотектонических поднятий (куполов), сопровождаемых кольцевой или радиально-кольцевой гидросетью.

Вулканические кольцевые структуры также интерпретированы по составу приуроченных к ним эффузивных пород: кислых и (или) средних и основных. Первый подтип характерен для вулканических поясов и зачастую представляет собой депрессии в рельефе, располагающиеся в вулкано-тектонических мульдах. Второй подтип получил развитие преимущественно в трапповых полях Сибирской платформы, причем непосредственная связь таких структур с установленными геологической съемкой вулканическими аппаратами установлена пока лишь в отдельных случаях. Так же, как и в предыдущем случае, вулканические кольцевые структуры могут быть вскрытыми и погребенными.

В качестве ультраметаморфогенных интерпретируются кольцевые структуры, лежащие в пределах древних щитов и совпадающие с дуговыми и кольцевыми контурами рассланцевания метаморфических толщ, подчеркнутыми современной гидросетью. Диаметр их редко превышает 100 км (лишь на Алданском щите установлены структуры с поперечником более 200 км).

Экзогенные кольцевые структуры представлены двумя предполагаемыми астроблемами: Попигайской и Эльгыгытгынской. Остальные известные астроблемы на карте не отражены ввиду незначительного их размера.

Значительная часть кольцевых структур, отдешифрированных на космических снимках, не коррелируется с известными геологическими элементами, хотя и выражена в особенностях рельефа и гидросети. Эти структуры показаны на карте особым знаком. Часто они дешифрируются фрагментарно, незамкнутыми контурами. Для них характерны значительные вариации размеров — от 50 до почти 500 км.

В целом кольцевые космогеологические структуры распределены по территории СССР примерно с равной плотностью. Однако различные их генетические типы локализуются в определенных районах. Так, пликативные структуры расположены преимущественно на Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Туранской плитах; структуры, связанные с основным вулканизмом, — на территории Сибирской платформы; плутонические и магматические структуры занимают территории Забайкалья и Верхояно-Чукотской областей; ультраметаморфогенные структуры тяготеют к территориям древних щитов.

В ряде случаев отмечается четкая пространственная связь линейных и кольцевых космогеологических структур. Наиболее яркие примеры серия магматогенных кольцевых структур вдоль Монголо-Охотского разлома на протяжении 500 км или цепочка плутонических структур на протяжении 900 км вдоль Сихотэ-Алиньского разлома. Параллельно последней с востока протягивается цепь вулканических кольцевых структур. Иногда кольцевые структуры располагаются тесно сближенными группами, образуя своего рода узлы, лежащие на пересечении двух или трех трансконтинентальных разломов. Таковы Газимурский и Муйский узлы в Забайкалье, Учуро-Майский узел Алданского щита, Верхнеколымский узел в Верхояно-Чукотской складчатой области. Опыт составления «Космогеологической карты линейных и кольцевых структур территории СССР» м-ба 1:5000000 показал:

1. Космические снимки со спутников типа «Метеор» благодаря присущей им высокой обзорности и генерализации позволяют определить наиболее существенные черты структурного плана континентальных блоков земной коры.

2. Впервые осуществлена попытка провести при космогеологическом картировании ранжирование и классификацию линейных структур (разломов) с точки зрения их места и роли в общей блоковой структуре литосферы, выявленной при дешифрировании космических снимков и сопоставлении результатов дешифрирования с геологическими данными.

3. Разделение разломов на внутрирегиональные, граничные и секущие, видимо, отражает определенные генетические различия разрывных дислокаций, принадлежащих к различным глубинным уровням.

4. Секущие разломы имеют наиболее глубинное заложение и образуют в совокупности особую систему, закономерно ориентированную по отношению к современному положению оси вращения планеты. Они характеризуются регулярным расположением в пространстве (т. е. разломам определенного ранга присущ определенный шаг) и создают особый тектонический каркас, который лишь частично, на определенных отрезках геологического пространства и времени используется геологическими структурами литосферы.

5. Продолжение многих трансконтинентальных секущих линейных структур в океаны (по данным геофизики и геоморфологии морского дна) свидетельствует о связи секущих линейных структур с единой глобальной системой разломов. Эта сеть нуждается в специальном изучении с точки зрения современных геодинамических представлений с целью увязки в рамках единой системы взглядов как «жесткого скелета» глобальных разрывных структур, так и неопровержимо доказанных в последние годы больших горизонтальных перемещений крупных блоков (плит) литосферы [6].

6. Граничные разломы, отражающие современную блоковую структуру литосферы, не имеют упорядоченного расположения по отношению к фигуре Земли. Они связаны с общей структурой базальтового и гранитно-метаморфического слоев и определяют тектоническое и неотектоническое районирование континента.

7. По отношению граничных и секущих разломов с геологическими структурами на территории СССР выделяется центральная часть континента, где ведущую роль в строении геологических структур играет сеть ортогональных линеаментов (Уральский, Западно-Сибирский и Среднесибирский регионы). К Атлантическому и Тихому океанам прилегают периферические части континента, где ведущее значение переходит к диагональному структурному плану (Восточно-Европейский, Альпийско-Карпатский, Кавказско-Копетдагский, Байкало-Становой, Колымский и Корякско-Камчатский регионы). Для южной части Урало-Монгольского складчатого пояса (Казахский, Тянь-Шаньский, Алтае-Саянский регионы) характерны взаимное положение и интерференция ортогонального и диагонального структурного планов. Значение этих различий остается пока неясным.

8. Внутрирегиональные и внутриблоковые разломы характеризуют строение верхов гранитно-метаморфического и осадочного слоев литосферы и в значительной мере совпадают с сетью наиболее крупных разломов, отраженных на известных геологических, тектонических и структурных картах.

9. Структуры центрального типа (кольцевые структуры) широко распространены на территории СССР, являются непременным атрибутом ансамбля геологических структур континентов и присущи всем выходящим на поверхность структурно-вещественным комплексам (кристаллическим, геосинклинально-складчатым, орогеническим, платформенным).

10. Закономерности пространственного распределения кольцевых структур в зависимости от характера и строения субстрата позволяют выдвинуть предположение о существовании вертикальных эволюционных рядов дислокаций центрального типа в слоистых структурах литосферы. Так, ультраметаморфогенные структуры могут сменяться во времени магматогенными, а над обоими типами структур в платформенном чехле могут формироваться пликативные структуры.

11. Значительная часть геологических структур центрального типа легко сопоставляется с уже известными геологическими объектами и структурами, однако многие из них до сих пор не получили однозначного истолкования и, более того, не «предусматриваются» основными конкурирующими сейчас теоретическими представлениями. Одновременно необходимо подчеркнуть, что крупнейшие структуры центрального типа могут отражать такие интереснейшие геологические явления, как следы первичной структурной делимости нашей планеты [1], аналогичные крупнейшим структурам центрального типа планет земной группы (Меркурий, Луна, Марс).

12. Успешность прямого картирования основных черт структуры континентов, продемонстрированная на примере рассмотренной карты, позволяет поставить очередную научную задачу: составление общей структурной карты Земли или, что будет правильнее, структурного глобуса нашей планеты. Такой глобус, отражающий глобальный характер современных геологических исследований, можно будет создать с использованием для территории континентов космических снимков высоких уровней генерализации, геологических и геофизических карт, а для океанов основываясь на геоморфологических и геофизических картах океанических пространств. Изучение глобальной структуры земного шара, видимо, поможет решению многих актуальных проблем геологической теории.

#### Литература

- 3. Ероменко В. Я., Каттерфельд Г. Н. Использование космических снимков при изучении региональных и глобальных систем линеаментов Земли. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10, с. 23—29.
- Исомогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР.
   М.6 1:5000000/Гл. ред. Щеглов А. Д., научный руководитель Брюханов В. Н., авторы-составители: Буш В. А., Елович Е. Л., Иконников Ю. Н., Козицкая М. Т., Котелков Р. П., Лебедев С. П., Посошкова Н. С. Ленинградская картфабрика, 1980, 4л.
- 5. Космофототектоническая карта Арало-Каспийского региона. М.б. 1:2500000/Ред. Брюханов В. Н., Еременко Н. А. авторы составители: Волчегурский Л. Ф., Воробьев В. Т., Галактионов А. Б., Козлов В. В., Оруджева Д. С., Ромашов А. А. Москва: ГУГК, 1978, 1 л.
- 6. Шульц С. С. (мл.) Тектоника плит, планетарная трещиноватость и линеаменты на космических снимках Земли.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 12, с. 23-25.
- 7. Сидоренко А. В., Хаин В. Е. Основные направления и задачи развития космических методов геологических исследований.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 12, c. 3-5.

Центральная космоаэрогеологическая экспедиция

Поступила в редакцию 8.XII.1980

1982 г.

УДК 551.24.01(551:248.2)551.46

#### ИЛЬИНА: В.

#### К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРНОГО РЕЛЬЕФА В РИФТОВЫХ ЗОНАХ ОКЕАНА

В статье рассмотрены современные модели формирования структурного рельефа в рифтовых зонах океана. Выявлено несоответствие реальной морфоструктуры рифтовых зон некоторым моделям тектоники плит. Происхождение рельефа осевых зон срединных хребтов связывается с развитием нормальных сбросов в процессе формирования тектонических сводов.

За последние два десятилетия представления о генезисе рельефа: дна океана развивались ускоренными темпами. Обобщение многочисленных данных о подводной топографии привело в 60-х годах к разработке морфографических и генетических классификаций рельефа дна [2, 3]. Содержание классификаций указывало на значительное разнообразие типов и форм подводного рельефа. Морские карты и атласы, подготовленные на базе генетических классификаций, утверждали представление о гетерогенности морфоструктуры океанического дна.

В 70-х годах в науках о Земле видное место заняла новая глобальная тектоника, или тектоника литосферных плит. Краеугольным камнем этой концепции является тезис о непрерывном формировании новой земной коры в осевых частях срединно-океанических хребтов. Излияние базальтовой магмы и внедрение интрузий верхней мантии происходит в результате раздвижения литосферных плит. По мере их взаимного удаления все новые порции вещества поступают из глубин Земли и становятся частью земной коры океана. Новая земная кора поровну распределяется между двумя плитами, обеспечивая симметрию океанической морфоструктуры во времени и пространстве. Осевая зона срединных хребтов, морфологически выраженная глубокой рифтовой долиной, состоит из отдельных секций. По простиранию хребтов секции смещены относительно друг друга. Смещение происходит вдоль поперечных разломов, разбивающих срединные хребты на отдельные блоки. Сочетание отрезков рифтовой долины с поперечными или трансформными разломами образует в плане характерный ступенчатый рисунок гребня хребта. Рифтовые долины и трансформные разломы служат границами литосферных плит, вдоль которых осуществляется движение и происходят основные деформации земной коры.

В своей канонической форме концепция литосферных плит упростила представления о происхождении рельефа дна океана. Весь структурный каркас подводного рельефа рассматривается как следствие процессов спрединга в осевой зоне срединного хребта. Согласно постулату жесткости тектоники плит, все, что создано в центре спрединга, переносится на периферию океана без существенных изменений. Другими словами, океаническая морфоструктура в целом представляется унаследованной и генетически однообразной.

В настоящее время для подтверждения указанной концепции данных недостаточно. Но с точки зрения имеющегося фактического материала тезис о латеральной преемственности океанической морфоструктуры не очевиден. Уже давно известно, что в пределах срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов выделяется ряд характерных морфологических зон — рифтовые долины, рифтовые горы, высокое раздробленное плато, структурные ступени, области холмистого рельефа глубоководных котловин (рис. 1). Перечисленные зоны существуют попарно и располагаются в общем симметрично по отношению к оси хребта. По мере удаления от рифтовой долины эти зоны закономерно сменяют одна другую, что указывает на существование эволюционного ряда океани-

**№** 1

ческой морфоструктуры и зональности структурного рельефообра-Последовательная смезования. на зон во времени и пространстве противоречит принципу унаследованности, предписанному морфоструктуре дна океана новой глобальной тектоникой. Уникальвыполненный ный эксперимент, по программе Феймос в 70-х годах, позволил выделить более дробные субмеридиональные зоны в самом центре спрединга. Было установлено, что рельеф рифтовой долины на 100% дна представлен структурно-вулканическими формами, а рельеф склонов долины - структурно-тектоническими [4, 10]. Другими словулканические поднятия, вами, возникшие в центре спрединга, уже на склонах рифтовой долины трансформируются сбросовыми уступами, и от их первоначальной формы остаются лишь фрагменты.

Еще более сложные изменения рельефа совершаются за пределами рифтовой долины — в зоне рифтовых гор. Здесь характерными формами рельефа являются высокие горные хребты и глубоководные долины. Превышения рельефа достигают 1000 м и более. В зоне гребня шириной до 220-240 миль средняя глубина составляет расчленения 400-660 м (рис. 2, профили I, III, V, VII). Рельеф склонов рифтовой долины и рифтовых гор на указанных профилях в значительной степени генерализован. Это связано с особенностями регистрации рельефа дна типовыми эхолотами. При акустическом зондировании дна с надводных судов склоны крутизной более 20° обычно не регистрируются. В резульвпечатление, что тате создается подводный рельеф характеризуется сравнительно пологими углами наклона. Вместе с тем новейшие исследования с применением узколучевых эхолотов, буксируемых над дном, показали, что «пологие» склоны представляют не что иное, как обобщенный образ лестничной структуры склонов, образованных серией крутых ступенчатых сбросов. Падение отдельных сбросов составляет 50-



Рис. 1. Морфотектонические зоны Срединно-Атлантического хребта



Рис. 2. Профили структурного рельефа дна Срединно-Атлантического хребта и зон холмистого рельефа

60°, а плоскости падения обращены внутрь долины. Другими словами, каждая долина в зоне рифтовых гор представляет собой тектонический грабен.

Существование тектонических грабенов в рифтовых горах противоречит постулату жесткости новой глобальной тектоники и представлению об унаследованности структурного рельефа, поскольку превращение внешнего склона рифтовой долины с односторонним падением в систему тектонических грабенов с двусторонним падением невозможно предста. вить без коренной тектонической перестройки земной коры. Судя по тому, что на внешнем склоне центральной рифтовой долины и смежном склоне соседней долины рифтовых гор падение сбросовых блоков прямо противоположно, первоначальный рельеф, созданный на склонах центрального рифта, полностью аннулируется при переходе в первый тектонический грабен рифтовых гор. Но поскольку область рифтовых гор представляет собой совокупность долин, подобная трансформация рельефа со сменой падения сбросовых блоков должна происходить многократно. Представить подходящий глубинный процесс для такого преобразования земной коры в рифтовых горах довольно трудно. Тем не менее для объяснения указанного явления уже предложен ряд моделей [9].



Рис. 3. Схематические модели формирования структурного рельефа в рифтовых зонах срединных хребтов

А, В, С — характер предполагаемой трансформации рельефа рифтовой долины при переходе в зону рифтовых гор; а, b, с — характер изменения кумулятивных смещений по сбросам; I — кумулятивные смещения по сбросам, обращенным к рифтовой долине; О кумулятивные смещения по сбросам, обращенным в противоположную сторону от рифтовой долины; T — кумулятивный наклон сбросовых блоков [9]

С точки зрения тектоники плит наиболее естественной представляется модель регионального вращательного поворота внешнего склона рифтовой долины вокруг воображаемой горизонтальной оси, расположенной в области сочленения указанного склона и рифтовых гор (рис. 3, *A*).

Эта модель должна наиболее полно отвечать представлению о перманентном существовании (steady-state) рифтовой долины в осевой зоне срединного хребта в течение всего периода расширения дна океана [5]. Постоянное воспроизводство рифтовой долины сопровождается воздыманием блоков новообразованной земной коры с формированием склонов долины.

Поднятие блоков земной коры на периферии рифтовой долины обеспечивается развитием обратных сбросов или надвигов [6, 7, 11, 12, 15]. Сопоставление указанной модели с реальными тектоническими нарушениями склонов — нормальными сбросами — показало, однако, что предполагаемое региональное вращение склона рифтовой долины не согласуется с балансом кумулятивных смещений по сбросам, имеющим падение как в сторону рифтовой долины, так и в противоположном направлении. Как видно на рис. 3, *а*, количество смещений, обращенных в сторону рифтовой долины (1), в такой модели максимально, а смещения с противоположным падением (0) фактически отсутствуют. Вместе с тем в реальной морфоструктуре рифтовых гор смещения обоих типов распределяются между собой едва ли не поровну.

Вторая модель превращения крутого склона рифтовой долины в относительно низкогорный рельеф рифтовых гор предусматривает своеобразный коллапс сбросовых блоков при переходе из центрального рифта в смежную долину рифтовых гор. Этот коллапс достигается развитием обратного сбросообразования, нивелирующего первоначальный рельеф (рис. 3, B). Недостаток модели заключается в том, что она требует сжатия земной коры, в то время как реальное распределение стрессов земной коры в зоне гребня свидетельствует о ее растяжении. Кроме того, эта модель не объясняет существования рельефа хребтов и долин в рифтовых горах и не согласуется с реальным распределением смещений посбросам, имеющим на встречных склонах противоположное падение (рис. 3, b).

Согласно третьей модели, на склоне рифтовых гор, смежном с рифтовой долиной, развиваются нормальные сбросы обратного падения. Эти сбросы могут быть либо новообразованными, либо реактивированными, первоначальные смещения по которым были незначительными. Такая модель, как видно на рис. 3, C, отвечает кумулятивному распределению. сбросовых смещений в зоне рифтовых гор и реальным стрессам земной коры в осевой зоне срединного хребта. Эта модель предусматривает тектоническую перестройку рельефа лишь в узкой зоне перехода от внешнего склона рифтовой долины к рифтовым горам. Распространение подобной перестройки рельефа на более широкую зону потребовало бы ответа на вопрос о том, почему в рифтовых горах не проявляется современная сейсмическая активность. Известно, что большинство эпицентровземлетрясений приурочено к склону рифтовой долины. Но если в рифтовых горах тектонического преобразования земной коры не происходит, то как объяснить существование рельефа хребтов и долин и многократную смену падения сбросовых блоков, связанную с переходом от одногосклона к другому и из одного тектонического грабена в другой. Как видно, и этот вариант модели, развиваемый в рамках тектоники плит, оставляет нерешенными основные вопросы генезиса структурного рельефа срединных хребтов.

Необходимо отметить, что многие межгорные долины в зоне рифтовых гор по своим морфометрическим параметрам приближаются к центральной рифтовой долине (см. рис. 2). Значит, энергия рельефообразования периферийных долин на гребне хребта в ряде случаев равноценна энергии, создающей осевую рифтовую долину. Этот факт также нелегко согласовать с принятой в тектонике плит моделью формирования рифтовой долины. Как уже упоминалось, согласно этой модели, внешние склоны или стены рифтовой долины образуются в результате изостатического поднятия земной коры. Предполагается, что осевой вулканический канал вследствие вязкости лавы закупоривается прежде, чем достигается гидравлическое равновесие в центре спрединга. Это подтверждается региональным минимумом поля силы тяжести над рифтовой долиной срединных хребтов. Чтобы его компенсировать, восстанавливающая сила действует на боковые блоки земной коры и выталкивает их наверх. Так достигается изостатическое равновесие земной коры в рифтовых горах и создаются склоны рифтовой долины. Но если центральная рифтовая долина имеет такое происхождение, то каким образом формируются соизмеримые с ней периферические долины?

Напомним, что рифтовые долины океанов по своему строению сходны с материковыми грабенами — Рейнским, Байкальским, Африканским, для которых горизонтальные перемещения в стиле тектонических плит не установлены. Эти грабены сформировались на сводовых поднятиях в результате развития нормальных сбросов. Сбросы же в свою очередьявились следствием расширения земной коры, которое сопровождает образование сводового поднятия. Известно, что на широких сводах расширение коры достигает 2—3 км. По-видимому, такое расширение и служит импульсом для опускания блоков земной коры по плоскостям сбросов. Не исключено, что тектонические грабены срединных хребтов сформировались на обширных сводах океанической земной коры. Яркая сбросовая структура гребней хребтов с прямолинейными и протяженными уступами лучше всего отвечает нормальному сбросообразованию, развивающемуся под действием силы тяжести. Если рифтовую долину рассматривать как обычный тектонический грабен, то поавитационный минимум над ним может быть результатом простого погружения относительно легкой океанической коры на глубину, равную превышению внутреннего края рифтовых гор над дном рифтовой долины. Уменьшение силы тяжести вызывается также базальтовыми расплавами, заполняющими промежуточные магматические камеры под центрами сводов. Известно, что такие камеры располагаются под осевой зоной срединных хребтов в 2—3 км от поверхности дна, имеют глубину 4—5 км и ширину порядка 10 км [8].

Вопрос о сводовой природе срединных хребтов и их морфоструктуре еще более проясняется при сопоставлении рельефа этих хребтов с рельефом океанических котловин. Глубоководные котловины характеризуются так называемым холмистым рельефом. Амплитуды рельефа на гребнях срединных хребтов по крайней мере в 2 раза превышают амплитуды рельефа холмистых зон (см. рис. 2). А на 16° с. ш. эти различия достигают трехкратного размера. Конечно, прямое сравнение рельефа срединных хребтов и холмистых зон можно проводить лишь с известными оговорками, поскольку структурный рельеф в холмистых зонах существенно завуалирован донными отложениями. Однако если учесть, что мощность осадочной толщи там не превышает 100 м, истинные соотношения рельефа океанического фундамента сопоставляемых зон искажаются несущественно.

С позиции унаследованного развития морфоструктуры дна океана различия амплитуд рельефа в 2—4 раза представляются необъяснимыми. Если же сопоставления проводить с точки зрения сводовой природы хребта, то морфометрические различия представятся вполне закономерными. Можно предположить, что формирование тектонического свода происходило на коре океанического типа, аналогом которой является современная зона холмистого рельефа. Не исключено, что создание первичной земной коры океана могло происходить и в условиях спрединга. Но формирование срединных сводовых поднятий существенно деформировало океаническую земную кору.

Морфометрические данные находятся в хорошем соответствии с результатами сейсмических исследований срединных хребтов. В последние годы было установлено, что верхняя часть земной коры срединноокеанических хребтов состоит из трех слоев — 2A, 2B и 2C. Слой 2Aпредставлен на 40—70% смесью рыхлых осадков с раздробленными вулканическими породами. Мощность слоя на гребне хребта достигает 1,5 км и максимальна именно в пределах дна рифтовой долины [13]. Скорость продольных волн составляет в среднем 2,8 км/с. На изохроне 60 млн. лет, т. е. в районе подножия хребта, слой 2A сокращается до 100 м. Именно здесь начинается зона холмистого рельефа, и слой 2A замещается слоем 2B. Этот слой представлен массивными базальтовыми породами со скоростями упругих волн 5 км/с.

Глубоководное бурение также выявило дробление земной коры в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. Керны из скважин, пробуренных в коре с возрастом от 1 до 20 млн. лет, раздроблены более чем на 50%. Иногда верхняя часть разреза на 75% состоит из смеси обломков вулканических пород и рыхлых осадков. В то же время на Бермудском поднятии (скв. 417, 418) выход ненарушенного керна составил примерно 70%. На гребне хребта количество базальтовой брекчии достигает 70%, а в удаленных от осевой зоны районах снижается до 20% и менее.

Тезис об унаследованности морфоструктуры дна океана от центров спрединга еще более подвергается сомнению при сопоставлении структурных направлений рельефа. Известно, например, что в районе исследований по программе Феймос рифтовая долина имеет направление 17°. Среднее отклонение от этого направления составляет 6°. Следовательно, поле тектонических напряжений довольно стабильное. Если же отойти от осевой зоны на расстояние, эквивалентное возрасту земной коры — 6 млн. лет, то направления структурного рельефа резко меняются. Здесь преобладают глубокие троги, простирающиеся в направлении 65—70°.

2\*



Рис. 4. Соотношение направлений структурного рельефа в районе Феймос. Сплошные линии — отрезки рифтовой долины, пунктирные линии — трансформные разломы. Изолиниями показаны мощности донных осадков, заполняющие структурные троги [14]

Некоторые авторы объясняют изменения структурных направлений тектонических дислокаций переменой направлений спрединга [14]. Подтверждением такой позиции могли бы послужить данные о постепенном переходе древнего структурного плана к более молодому. При этом в структуре дна должны были бы обозначиться промежуточные направления рельефа. Имеющиеся данные свидетельствуют, однако, лишь о двух направлениях — начальном и конечном. Отчетливо видны диагональные хребты и троги с простиранием 65-70° и собственно рифтовая зона с преобладающим направлением 17°. Другими словами, современная рифтовая зона «по живому месту» сечет более древнее структурное направление (рис. 4). Эта зона представляется структурой, наложенной на более древний структурный план. К новому структурному плану приурочено большинство землетрясений, известных в районе Феймос. Важно отметить, что эпицентры землетрясений тяготеют в основном к рифтовой долине и лишь отдельные точки выходят за ее пределы. Этот факт меньше всего свидетельствует в пользу предположения о постоянной тектонической перестройке морфоструктуры в зоне рифтовых гор. Отметим также, что смена структурных планов рельефа на гребне Срединно-Атлантического хребта никак не отражается на генеральном направлении трансформных разломов, которое остается неизменным.

Если отвлечься от построений плитовой тектоники, то рассогласование структурных направлений рельефа на гребне срединного хребта в районе Феймос можно представить как последовательный переход от одного тектонического этапа развития дна океана в этом районе к другому. На первом из них была структура, в которой видное место занимали глубокие троги с простиранием 65-70°. На втором этапе осевая зона современного хребта подвергалась интенсивным тектоническим деформациям, которые преобразовали прежнюю структуру и создали новый структурный план. Несомненно, что детализация исследований в других районах выявит новые направления структурного рельефа и подтвердит представления о большом разнообразии структуры срединноокеанических хребтов.

Современные данные о морфоструктуре свидетельствуют о том, что срединно-океанические хребты обособлены от примыкающих к ним зон глубоководного дна и не имеют с ними генетической связи. Известно, что полоса максимальных глубин Атлантического океана проходит посередине зоны холмистого рельефа [3]. Если учесть, что в этой зоне мощность осадков незначительна (50-100 м) и практически не искажает соотношений структурного рельефа, то полоса максимальных глубин может рассматриваться как линейная тектоническая депрессия, отделяющая фланги срединных хребтов от пологих склонов океанического фундамента, поднимающихся в сторону материков. Недавно получены непоили шовной средственные данные о существовании такого прогиба структуры в южной Атлантике [1]. Другими словами, срединные хребты — это сводовые понятия земной коры, структурно изолированные от смежных тектонических зон. Развитие тектонических сводов сопровождалось возникновением интенсивных разломов земной коры вдоль осей сводов, дроблением вулканических базальтов и перемешиванием их с рыхлыми отложениями. На флангах свода указанные процессы проявились менее интенсивно и первоначальная структура оказалась здесь менее нарушенной.

Подводя итоги, отметим, что концепция унаследованности океанической морфоструктуры не отвечает имеющимся данным о морфоструктуре дна океана и не может быть принята в качестве руководящей идеи при дальнейших исследованиях океана. Рельеф рифтовых гор скорее представляет собой результат единовременных, нежели перманентных, тектонических дислокаций. Современная вулканическая и тектоническая активность рифтовых долин не противоречит этому выводу, поскольку подобное развитие свойственно и другим рифтам, не претерпевшим в течение десятков миллионов лет существенных горизонтальных перемещений.

#### Литература

- 1. Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М. Структурная неоднородность дна океа-нов и проблема границы океан континент. Геотектоника, 1980, № 2, с. 13—27.
- 2. Физико-географический атлас мира. М., 1964. 298 с.
- 3. Хейзен Б. Ч., Юинг М., Тарп М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 146 с.
- 4. Ballard R. D., Van Andel T. H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50' N on the Mid-Atlantic Ridge.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 507-530.
- 5. Deffeyes K. S. The axial valley: a steady-state feature of the terrain.- In: The Megatectonics of Continents and Oceans/Eds Johnson H., Smith B. L. New Brunswick. N. Y.: Rutgers University, 1970, p. 194. 6. Harrison C. G. A. Tectonics of mid-ocean ridges.— Tectonophysics, 1974, v. 22,
- b. 301—310.
- 7. Harrison C. G. A., Stieltjes L. Faulting within the median valley.- Tectonophysics,
- 1977, v. 38, p. 137. 8. Kerr R. A. How is New Ocean Crust formed? Science, 1979, v. 205, p. 1115—1118. 9. Macdonald K. C., Atwater T. M. Evolution of rifted ocean ridges.— Earth and Pla-
- net. Sci. Letters, 1978, v. 39, p. 319-327.

- Mcdonald K. C., Luyendyk B. P. Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge crest near lat 37° N.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 621—636.
   Needham H. D. and Francheleau J. Some characteristics of the rift valley in the Atlantic ocean near 36°48' North.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1974, v. 22,

- Atlantic ocean near 36'48' North.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1974, v. 22, p. 29-43.
  12. Osmaston M. F. Genesis of ocean ridge median valleys and continental rift valleys.— Tectonophysics, 1971, v. 11, p. 387.
  13. Poehls K. A. Seismic Refraction on the Mid-Atlantic Ridge at 37° N.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, № 23, p. 3370-3373.
  14. Ramberg I. B., Gray D. F., Raynolds R. G. H. Tectonic evolution of the Famous area of the Mid-Atlantic Ridge, lat 35°50' N.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 609-620 620.
- 15. Sleep N. H. Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 542.

Акустический институт AH CCCP

ι

Поступила в редакцию 16.I.1981

Январь — Февраль

1982 г.

УДК 551.243.3(470.22)

#### ГАФТД. Е.

#### О МОРФОЛОГИИ И ЛОКАЛИЗАЦИИ Дополнительных складок (беломориды)

На примере одного из хорошо обнаженных и детально закартированных участков обсуждается зависимость морфологии и локализации дополнительных складок разных порядков от главных складок и от характера предшествующей складчатости в условиях наложенной деформации в глубоко метаморфизованных и мигматизированных породах.

В метаморфизованных толщах, для которых обычны неоднократно наложенные деформации, широко распространены дополнительные складки — мелкие, осложняющие главные, более крупные [6-8]. Именно такая мелкая (и малая) складчатость оказывается нередко основным источником информации ввиду большей сохранности, лучшей обнаженности и доступности для наблюдений. За последние два десятилетия усилиями многочисленных отечественных и зарубежных исследователей удалось рассеять ранее широко бытовавшее представление об интенсивной беспорядочной мелкой складчатости, осложняющей простые крупные структуры в метаморфических толщах. В обобщающих работах по структуре метаморфических толщ [10, 12] этот вопрос обсуждается подробно. Оказалось, что крупные и мелкие складки одной и той же системы не только в большинстве своем закономерно ориентированы в пространстве, но для них обычно некоторое подобие форм поперечного сечения, соблюдающееся в большей или меньшей степени. Установление основных закономерностей морфологии дополнительных складок, а также причин неравномерности в их распространении имеет немаловажное значение для определения возраста складок и расшифровки складчатого строения.

Для дополнительных складок, осложняющих разные генерации наложенных складчатых деформаций, остаются в силе многие закономерности, установленные для складок одноактной деформации, — например, зависимость формы и размеров дополнительных складок от деформационных свойств сминаемой породы и вмещающих ее пород, от расположения в тех или иных частях главных складок и от степени сжатия. Однако на особенности распространения и форму дополнительных складок оказывают, по-видимому, не меньшее влияние характер структуры, образовавшейся во время предыдущего эпизода деформации, общее направление деформации (субгоризонтальное или субвертикальное), а также особенности преобразования вещества — как сопровождающие деформацию, так и предшествующие ей.

Эти вопросы рассматриваются ниже на примере хорошо обнаженной торы Седловатой (рис. 1), в рельефе которой преобладают крутые уступы, чередующиеся с более ограниченными по площади пологими склонами. Участок расположен на юго-западе Кольского полуострова в бассейне р. Канды к северо-западу от г. Кандалакши.

На горе Седловатой в системы складок, последовательно наложенных друг на друга, изгибаются гнейсы и амфиболиты беломорского комплекса, в разной степени преобразованные процессами ультраметаморфизма в мигматиты и, реже, гранитизированные породы. Для гнейсов типичны минеральные ассоциации: глиноземистых пород (плагиоклаз + кварц + биотит ± гранат ± кианит ± мусковит), пород, богатых кальцием (плагиоклаз + кварц + амфибол ± биотит ± гранат), принадлежащие амфиболитовой фации метаморфизма.



Рис. 1. Схема геологического строения участка г. Седловатой

1-3 - гнейсы и мигматиты (1 - кианит-гранат-биотитовые; 2 — мусковит-биотитовые: 3 — амфибол-биотитовые и амфиболовые); 4 — амфиболиты: 5 — лейкократовые породы поздней гранитизации: глиноземистые (а) и богатые кальцием (б); 6 — ранние мигматиты; 7 — лейкократовые породы ранней гранитизации; 8-12следы осевых поверхностей складок самых крупных — второго порядка IIF<sub>2</sub> П-главная поперечная складка, И — главный поперечный изгиб (a) и IIF<sub>1</sub>, ЦС — Центральная синформа (б); 9 — малых IIF<sub>2</sub>; 10 — малых IIF<sub>1</sub> антиформ (а) и синформ (б); 11-малых IF<sub>3</sub> антиформ (а) и синформ (б); 12 — малых IF<sub>2</sub>; 13 — элементы залегания: сланцеватость и полосчатость пологопадающая — до 45° (а) и крутопадающая — до 85° (б); шарниры мелких складок (в): 14 - границы пород разного состава (а) и разрывы (б); 15 — зарисовки обнажений на рис. 3; А, Б, В — Северная, Средняя и Южная зоны

Структурные соотношения позволяют выделить пять эпизодов (генераций) складкообразования, соотношения которых с процессами ультраметаморфизма служат основой для объединения их в два этапа деформации: ранний — IF (состоящий из эпизодов IF<sub>1</sub>, IF<sub>2</sub>, IF<sub>3</sub>) и поздний — IF (с эпизодами IIF<sub>1</sub> и IIF<sub>2</sub>). Наложенный характер трех более молодых генераций складок (IIF<sub>2</sub>, IIF<sub>1</sub> и IF<sub>3</sub>) определяется непосредственно по изгибанию осевых поверхностей предыдущих складок последующими. Складки более древних эпизодов устанавливаются, исходя из анализа некоторых косвенных структурных соотношений (IF<sub>2</sub>) или выделяются предположительно (IF<sub>1</sub>), что более подробно рассмотрено ниже.

Складчатые формы каждой генерации (эпизода) образуют систему дополнительных складок разных порядков. По своим размерам складки подразделяются на три группы, близкие к принятым исследователями региональной структуры беломорид [5, 6, 9]. Самые большие в пределах рассматриваемого участка складки с шириной от сотен метров до 1— 1,5 км для беломорид являются средними (так как осложняют крупные складки) и относятся к складкам второго порядка. Складки с шириной от первых сотен метров до десятков метров (третьего порядка) ниже именуются малыми. К мелким складкам относятся формы меньшего размера, непосредственно наблюдаемые в обнажениях. Среди них преобладают складки с шириной от нескольких метров до нескольких сантиметров, образующие структуры пятого, шестого и более высоких порядков. Однако к ним отнесены также и складки четвертого порядка, некоторые из которых достигают первых десятков метров.

Западная и восточная части горы Седловатой разделены Главным разломом, представленным системой сопряженных субпараллельных разрывных нарушений, между которыми располагается субмеридиональный выход будинированного амфиболитового тела. Упомянутые части г. Седловатой различаются преобладающей ориентировкой сланцеватости и простирания границ пород: субмеридиональной на востоке и субширотной на западе. Такое различие связано с особенностями морфологии и локализации наложенной складчатости, в результирующей структуре которой наибольшее отражение и повсеместное распространение получил поздний этап складчатости, и особенно эпизод IIF<sub>1</sub>, который может использоваться в качестве структурного репера, по отношению к которому выделяются последующие и предыдущие эпизоды складкообразования. На востоке складчатые формы IIF, представлены преимущественно субмеридиональными складками с субвертикальными осевыми поверхностями. Отсюда преобладание субмеридиональных простираний границ пород и сланцеватости в этой части участка. На западе те же субмеридиальные складки IIF, менее сжаты. Они в большинстве своем пологие открытые, изгибают более ранние лежачие складки IF<sub>3</sub>, и сквозь них как бы «просвечивают» последние, в связи с чем здесь шире проявляются субширотные простирания границ пород и сланцеватости. Остановимся более подробно на особенностях морфологии и локализации складок разного возраста и причинах, которые могли обусловить эти особенности.

#### поздний этап складчатости IIF

Наложенные структуры принято рассматривать от более поздних к более ранним. Однако из двух эпизодов позднего этапа складкообразования ранний эпизод IIF<sub>1</sub> оказал более существенное влияние на результирующую структуру, а наложенные на IIF<sub>1</sub> деформации IIF<sub>2</sub> менее значительны и легко могут быть «сняты». В связи с этим внутри этапа IIF остановимся вначале на раннем эпизоде IIF<sub>1</sub>.

Складки IIF<sub>1</sub>. Эти складки разного размера до наложения на них деформации IIF<sub>2</sub> имели, видимо, северо-восточное, близкое к меридиональному простирание и крутопадающие осевые поверхности. На востоке и западе г. Седловатой морфология этих складок несколько различается, поэтому ниже рассмотрим их раздельно.

На восточной половине г. Седловатой расположена самая крупная (второго порядка) Центральная синформа, занимающая целиком всю



Рис. 2. Разрезы к схеме геологического строения участка г. Седловатой (условные обозначения и линии разрезов на рис. 1)

эту часть участка. Ядро синформы подчеркивается выходами глиноземистых и мусковит-биотитовых гнейсов среди преобладающих здесь амфибол-биотитовых (см. рис. 1). По направлению к юго-западу складка становится более сжатой, что особенно четко выявляется в особенностях строения осложняющих ее складок более высокого порядка, к рассмотрению которых переходим ниже.

Малые складки IIF<sub>1</sub>, осложняющие крылья Центральной синформы, образуют систему субмеридиональных складок, расположенных к востоку и западу от ядра Центральной синформы. Являясь складками следующего — третьего порядка, они отличаются асимметричным строением с зеркальноотраженным рисунком на западном и восточном крыльях осложняемой ими структуры. Например, если у малых синформ на западном крыле Центральной синформы левые крылья широкие и пологие, осложняемые мелкими флексурообразными формами, а правые — тесносжатые и нарушенные разрывами, то у малых синформ на восточном крыле Центральной синформы, наоборот, правые крылья шире левых (рис. 2, разрез II). В направлении с востока на запад синформы становятся все более тесно сжатыми, а антиформы осложняются разрывами иногда до полного замещения ими. В результате малые складки на восточном крыле Центральной синформы оказываются менее интенсивно сжаты и нарушены, чем на западном. Так, если на востоке друг друга сменяет ряд открытых малых складок, то на западном крыле хорошо прослеживается только одна синформа (см. рис. 1), а смежные с ней антиформы сохранились лишь в виде фрагментов между разрывами (рис. 2). Еще западнее усиление нарушенности Центральной синформы происходит из-за расположенного здесь Главного разлома. Интенсивность субмеридио-нальной малой складчатости IIF, усиливается также вдоль простирания синформы к юго-западу. В связи с этим как на восточном, так и на западном крыле Центральной синформы малые складки прослеживаются более четко на севере, а на юго-западе они тесно сжаты и почти не различимы в однообразном северо-западном падении сланцеватости. При этом ширина синформы сокращается примерно на 30% за счет уменьшения мощности всех тел, изогнутых в синформу. В частности, мощность амфиболитов становится здесь в 2-3 раза меньше, чем на севере. Соответственно сокращается расстояние между разрывными нарушениями, составляющими Главный разрыв, что видно из сравнения разрезов II и III (см. рис. 2).



Рис. 3. Примеры морфологии мелких и малых складок IIF<sub>2</sub> и IIF<sub>1</sub> *а* — в субширотные открытые мелкие складки IIF<sub>2</sub> изогнута мелкая тесно сжатая складка IIF<sub>1</sub>; *б* — в замке сильно сжатой складки IIF<sub>1</sub> взломанный прослой амфиболита; *в* — на крутых субвертикальных крыльях изоклинальных складок IIF<sub>1</sub> развиваются мелкие субширотные симметричные складки IIF<sub>2</sub>, а на пологих участках — асимметричные; *г* свод малой складки IIF<sub>2</sub> осложняется более симметричными мелкими складками, чем крылья.

і — гнейсы амфибол-биотитовые и биотитовые; 2 — гнейсы амфиболовые; 3 — амфиболиты; 4 — гнейсы кианит-гранат-биотитовые и биотитовые; 5 — гнейсы мусковит-биотитовые; 6 — ультраметаморфиты ранние; 7 — ультраметаморфиты поздние; 8 — разломы

Мелкие складки IIF, характеризуются шарнирами, погружающимися к северо-востоку под углами от 15 до 30°. Кроме зависимости формы мелких складок от того, в какой части осложняемых ими малых складок они расположены, выражающейся в том, что на крыльях последних они асимметричны (ступенчаты или флексурообразны), а на сводах более симметричны (см. рис. 1), степень сжатия мелких складок зависит также от степени сжатия малых складок. С усилением последней с востока на запад становятся более сжатыми и мелкие формы. В этом плане интересно сравнить отношения ширины некоторых мелких складок к их амплитуде. Если на восточном крыле самой восточной из малых синформ ширина осложняющих ее мелких складок в 5—8 раз превышает амплитуду (см. рис. 2, разрез II), то на западном крыле самой западной из малых синформ — только в 3—4 раза (см. рис. 1). Степень сжатия мелких складок усиливается также к югу и юго-западу, и (примерно от широты разреза 2) они постепенно приближаются к изоклинальным, иногда сжатым до взламывания отдельных прослоев в замках (рис. 3,  $\delta$ ). Мелкие складки оказываются также наиболее интенсивно сжатыми вблизи разрывов, осложняющих складки, и особенно в зоне Главного разлома. Здесь тесно сжатые формы IIF<sub>1</sub> (рис. 3, *a*) наблюдаются, например, на той же широте, где в удалении от разрыва прослеживаются только открытые флексурообразные формы (см. рис. 1).

На западной половине г. Седловатой, как и на восточной, складки IIF<sub>1</sub> становятся более тесно сжатыми в двух направлениях: с приближением к Главному разлому (т. е. с запада на восток) и с севера на юг. Последнее позволяет разделить западную половину г. Седловатой на три зоны: Северную, Среднюю и Южную (см. А, Б, В на рис. 1). При переходе из одной зоны в другую складки иногда настолько изменяют свою форму, что в некоторых случаях их бывает трудно проследить.

Малые складки IIF<sub>1</sub>, попадающие в пределы всех трех зон, менее сжаты на западе. Самые западные синформа и антиформа в южной зоне. открытые симметричные с шириной, примерно равной амплитуде. В средней зоне они превращаются в пологие коленообразные изгибы, а в Северной зоне становятся еще более пологими слабыми волнами. Остальные складки, расположенные восточнее, ближе к Главному разлому, более сжаты и более нарушены по сравнению с обнажающимися западнее. Поскольку при этом сохраняется и усиление степени деформации в направлении с севера на юг, то в результате наиболее интенсивно сжатыми оказываются формы, расположенные на юго-востоке западной половины г. Седловатой, где малые складки превращаются в запрокинутую к юго-востоку ложную моноклиналь. В Средней зоне степень сжатия тех же складок много меньше. Они здесь представлены системой субмеридиональных отчетливо выраженных анти- и синформ, амплитуда которых превышает ширину в несколько раз (см. рис. 1). В северной зоне те же складки выпрямляются почти до моноклинали, осложненной лишь слабо выраженными волнообразными изгибами.

С отмеченными изменениями морфологии малых складок IIF, удивительно согласуется расположение на площади массивных относительно мало пластичных пород: меридионально вытянутого тела амфиболитов, прослеживающегося через весь участок, и лейкократовых гранитоидных пород на юге западной половины района. Последние ко времени формирования складок IIF, были уже раскристаллизованными массивными породами, мало податливыми к деформации, и могли играть роль жестких масс внутри сминающейся толщи. Тело амфиболитов могло быть ответственным не только за локализацию здесь разрыва, но и за общее усиление интенсивности складчатости, которое наблюдается сейчас по мере приближения к Главному разлому с обеих сторон, как на западе, так и на востоке г. Седловатой. Наиболее высокая сжатость складок на юге вблизи Главного разлома могла быть обусловлена их расположением между амфиболитами и лейкократовым массивом.

Мелкие складки IIF<sub>1</sub> во всех трех зонах западной половины г. Седловатой характеризуются теми же закономерностями, что и на востоке г. Седловатой, т. е. форма складок находится в зависимости от приуроченности к тем или иным частям осложняемых малых складок и от степени сжатости последних (рис. 4). Поскольку форма складок при прочих равных условиях обусловлена стадией их формирования — изгиб, поперечное расплющивание [1, 2, 7], то можно предположить, что на стадии изгиба сильнее проявляется изменение морфологии дополнительных складок в зависимости от расположения в различных частях более крупных складок. Для складок, подвергшихся дальнейшей деформации поперечному расплющиванию, на первый план выступает зависимость формы мелких складок от степени сжатия малых складок, осложняемых ими (см. рис. 4). Кроме того, устанавливается влияние на морфологию мелких складок IIF<sub>1</sub> степени сжатия складок предыдущего эпизода



Рис. 4. Зависимость формы мелких складок IIF<sub>1</sub> от степени сжатия малых складок (*a*, *b*, *b* — на пологих малых складках; *c* — на участке тесно сжатой малой синформы) и от степени сжатия предыдущей складчатости (которая уменьшается от *a* к *b*).

Условные обозначения на рис. З

а — реликты мелких тесно сжатых субширотных складок IF<sub>3</sub>, сорванных разрывами, согласно изогнуты в пологие изгибы IIF<sub>1</sub>; б — деформация IIF<sub>1</sub>, наложенная на изоклянальную мелкую складку IF<sub>3</sub>, представлена «сундучными» и ступенчатыми мелкими складками, постепенно затухающими снизу вверх. Возможно, пропласток ранней лейкосомы является ядром более ранней складки IF<sub>2</sub> с оттянутым и будинированным замком; в — мелкая складка IF<sub>3</sub> деформирована в пологий субширотный изгиб IIF<sub>1</sub>. Южное крыло последнего дисгармонично осложнено складками более высокого порядка, не затрагивающими северного крыла; г — мелкие IIF<sub>1</sub>, тесно сжатые до изоклинальных, как и осложняемая ими малая синформа IIF<sub>1</sub> в этом месте. Они в свою очередь изогнуты в симметричные мелкие IIF<sub>2</sub>

(IF<sub>3</sub>). Если мелкие складки IIF<sub>1</sub> накладываются на формы, которые были очень сильно сжаты на предыдущем этапе деформации IF<sub>3</sub>, то их крылья изгибаются в новые складки более или менее одинаково (см. рис. 4, *a*, *б*). Крылья относительно слабо сжатых складок IF<sub>3</sub> нередко оказываются смятыми в складки IIF<sub>1</sub> дисгармонично. При этом изгиб более низкого порядка может осложнять оба крыла складки, а формы более высокого порядка, зеркало которых повторяет тот же изгиб, лишь одно крыло (см. рис. 4, *в*). Основные особенности складок IIF<sub>1</sub> позволяют считать, что главным механизмом их образования, как, впрочем, и большей части складок в метаморфических породах, является продольное сжатие [7, 12]. В большинстве районов распространения наложенной складчатости устанавливается периодическая смена субвертикальных складок складками с пологими осевыми поверхностями, что видно и на примере наложения складок IIF<sub>2</sub> на складки IIF<sub>1</sub>.

Складки IIF<sub>2</sub> изгибают субвертикальные осевые поверхности складок IIF<sub>1</sub> в открытые складки с пологими (до субгоризонтальных) осевыми поверхностями. Складки IIF<sub>2</sub> разного размера распространены неравномерно как на западе, так и на востоке г. Седловатой. Среди них наряду с симметричными, преимущественно открытыми встречаются и более тесно сжатые, асимметричные. Субгоризонтальная ориентировка осевых поверхностей этих складок позволяет предполагать, что складки IIF<sub>2</sub> образовались в результате сжатия пород в субвертикальном направлении.

На примере морфологии дополнительных складок этого эпизода можно видеть, что причина различной степени их асимметрии кроется не только в расположении в различных частях главных складок, но и в угле наклона, под которым находились деформируемые поверхности во время приложения к ним субвертикального сжатия.

Самые крупные (второго порядка) складки IIF<sub>2</sub> представлены двумя формами: Главной поперечной складкой и Поперечным изгибом.

Главная поперечная складка хорошо видна на крутом склоне восточной половины участка, где в нее изогнута вся система складок Центральной синформы. Она оказалась наиболее интенсивно сжатой и лучше других выраженной на юге вблизи Главного разлома, где были интенсивнее всего сжаты складки предыдущего эпизода деформации [IIF<sub>1</sub>]. Здесь Главная поперечная складка представлена складчатой формой с пологопадающей осевой поверхностью и с выпуклостью, обращенной к востоку. В направлении к северо-востоку, где уменьшается сжатость складок IIF<sub>1</sub>, становится более открытой и наложенная на них складка IIF₂, превращаясь в ступенеобразную форму (см. рис. 1 и 2 разрез III). Ее северное крыло становится крутым субмеридиональным (выполаживающимся к востоку), а юго-западное остается пологим. На западной половине участка в Главную поперечную складку изогнуты лишь осевые поверхности наиболее тесно сжатых складок IIF<sub>1</sub>, примыкающих к Главному разлому и по сути дела превращенных в ложную моноклиналь. Далее на запад Главная поперечная складка, видимо, угасает, что, возможно, связано с преимущественной субгоризонтальной ориентировкой здесь плоскостных элементов, сформированных ранее ( $IF_s$ ) и слабо деформированных во время следующего эпизода IIF<sub>1</sub>, предшествующего формированию рассматриваемой складки.

Поперечный изгиб, обрисованный изогнутыми осевыми поверхностями самых западных малых антиформы и синформы предыдущего эпизода деформации [IIF<sub>1</sub>], сопрягается на юге с Главной поперечной складкой и обращен выпуклостью на запад. Большой радиус кривизны Поперечного изгиба хорошо согласуется, как нам представляется, со слабой степенью сжатия здесь складок IIF<sub>1</sub>, на которые он наложен. Восточнее в теле амфиболитов Поперечный изгиб не выражен, а продольное субвертикальное сжатие реализовалось, по-видимому, как в подвижках по разломам, разделяющим будины, так и в более мелкой складчатости.

Малые складки IIF<sub>2</sub> тяготеют к ядерной части осложняемого ими Поперечного изгиба. Они наложились на интенсивно сжатые малые складки IIF<sub>1</sub>, расположенные на востоке Средней зоны. В результате субвертикальные субмеридиональные осевые поверхности складок IIF<sub>1</sub> изогнулись в открытые складки IIF<sub>2</sub> с полого наклоненными осевыми поверхностями. Лишь южнее с приближением к разрыву эти складки становятся несколько более сжатыми. Осевые поверхности малых складок образуют веер, сходящийся в сторону замка Поперечного изгиба (см. рис. 1). Такое расположение дополнительных складок характерно для случаев, когда главные складки и складки, осложненные ими, сформировались на стадии изгиба [7]. В пределах Главной поперечной складки малые складки не выделяются, но в ее ядре обильны мелкие складки этой генерации.

Мелкие складки IIF<sub>2</sub> подчиняются той же зависимости степени их асимметрии от расположения в разных частях складок, осложняемых ими, которая отмечалась выше для более ранних форм. Мелкие складки IIF2, приуроченные к сводам осложняемых ими более крупных складчатых форм, образуют систему параллельных симметричных открытых складок с пологими поверхностями и с шириной, близкой к амплитуде. Крылья тех же форм осложнены асимметричными ступенеобразными, иногда сжатыми до изоклинальных складками (см. рис. 3, г). При преобладающих пологих осевых поверхностях IIF2 естественно полагать, что симметричные складки развивались преимущественно там, где деформируемые поверхности имели первоначально крутое падение (см. рис. 3, в, г; 4, г). Если же субвертикальному сжатию подвергались поверхности, несколько (до 45°) отклоненные от вертикального положения, то формировались близкие к лежачим складки с резко асимметричным. или ступенчатым профилем. Угол наклона деформированных поверхностей в значительной степени зависит от стадии деформации предыдущего эпизода (IIF<sub>1</sub>). В тех случаях, когда в мелкие складки IIF<sub>2</sub> одного и того же порядка изгибаются более крупные структуры предыдущего эпизода (IIF<sub>1</sub>), форма мелких складок оказывается тесно связанной со степенью сжатия более ранних складок. Можно предполагать, что асимметричные складки преобладали на крыльях структур, испытавших на предыдущем эпизоде лишь стадию изгиба, а симметричные — на испытавших стадию поперечного расплющивания. Вертикальное сжатие на эпизоде IIF<sub>2</sub> могло также выполаживать осевые поверхности асимметричных мелких складок IIF<sub>1</sub>, т. е. увеличивать их наклон, превращая их в тесно сжатые складки, похожие на лежачие складки IIF<sub>2</sub> (а иногда и не отличаемые от них без дополнительных данных; см. рис. 3, в).

Следовательно, зависимость морфологии дополнительных складок  $IIF_2$  разного размера от ориентировки деформируемых поверхностей поотношению к направлению сжатия [12] оказывается обусловленной той предшествующей складчатостью, на которую наложены рассматриваемые складки. Чем ближе угол между деформируемой поверхностью и новым направлением сжатия к прямому, тем ближе вновь образуемые складки к симметричным. При меньшем угле наклона, но до 45°, образуются асимметричные структуры. Можно полагать, что открытая пологая складчатость с углами наклона крыльев менее 45° на предшествующем этапе деформации может на последующем этапе (при смене направления сжатия на 90°) обусловить лишь однородную деформацию сжатия — растяжения, сопровождающуюся некоторым «распрямлением» (уменьшением амплитуды) предыдущей складчатости, без образования новых складчатых форм.

#### РАННИЙ ЭТАП СКЛАДЧАТОСТИ IF

Ранний этап складчатости разделяется на три эпизода, складки самого последнего из которых — IF<sub>3</sub> сохраняются чаще, чем сформировавшиеся в середине — IF<sub>2</sub> или в начале — IF<sub>1</sub> этапа.

Складки IF<sub>3</sub>. Складчатые формы IF<sub>3</sub> развиты преимущественно на западе г. Седловатой и почти не обнаруживаются на востоке. Самые крупные (второго порядка) складки IF<sub>3</sub> достоверно не выявлены. Судя по малым и мелким формам, они, видимо, были лежачими. Возможно, фрагментом сложнопостроенного крыла такой крупной лежачей складки являлась вся западная часть г. Седловатой.

Малые складки IF<sub>3</sub> легко распознаются в Средней и Южной зонах (см. рис. 1). До наложения на них субмеридиональных складок IIF<sub>1</sub> они были изоклинальными с пологими осевыми поверхностями.

Мелкие складки IF<sub>3</sub> имеют сходную с малыми морфологию, северозападные погружения шарниров и сланцеватость осевой плоскости. Они обычно изогнуты в субмеридиональные складки IIF<sub>1</sub> разной степени сжатости. Мелкие складки IF<sub>3</sub> сами также сжаты в разной степени. При наиболее высокой степени сжатия они часто оказываются осложненными разрывами, параллельными их осевым поверхностям и превращаются в пакеты чешуй, в которых сохраняются реликты складчатых структур (см. рис. 4, а). С складках, менее нарушенных продольными разрывами, иногда можно предполагать реликты еще более ранних форм. Так на рис. 4, б пропласток ранней лейкосомы в лежачем крыле формы IF, может оказаться ядром складки IF<sub>2</sub> с оттянутым и будинированным замком. Складки IF<sub>3</sub> по своему пространственному расположению, обусловленному субвертикально направленным сжатием, сходны со складками IIF<sub>2</sub>, но обычно по сравнению с последними они более интенсивно сплющены. Сходство упомянутых разновозрастных структур выражается также в более неравномерном распределении их на площади по сравнению со структурами, обусловленными субгоризонтальным сжатием. Отсюда можно предполагать, что причины возникновения первых более общие, а вторых — более локальные. Преимущественное развитие форм IF, на западе г. Седловатой и почти полное отсутствие их на востоке можно объяснить по аналогии с закономерностями распространения складок IIF<sub>2</sub>. Причиной их слабого распространения на восточной половине г. Седловатой мог быть характер развитой там предшествующей -складчатости (т. е. IF<sub>2</sub>), которая могла быть представлена открытыми, слабо выраженными формами, крылья которых не достигали 45° и, следовательно, при вертикальном сжатии могли испытать только некоторое «распрямление».

С другой стороны, обращает на себя внимание также то, что складки IF<sub>3</sub> развиты на западе в породах, в которых широко проявлена ранняя мигматизация, и, наоборот, на востоке, там, где распространены породы слабо затронутые ранней мигматизацией, складки IF<sub>3</sub>, видимо, не имели широкого распространения. Следовательно, есть основание предполагать тесную связь этой складчатости субвертикального сжатия на рассматриваемом эпизоде IF<sub>3</sub> с широким развитием в деформируемых породах раннего ультраметаморфического процесса. Поскольку кульминация последнего происходила на предыдущем эпизоде IF<sub>2</sub> [3], представляется, что деформация IF<sub>3</sub> могла развиваться предпочтительнее там, где ей предшествовали интенсивные процессы раннего ультраметаморфизма.

Складки IF<sub>2</sub>. Результаты деформаций, относимых к середине раннего этапа (IF<sub>2</sub>), представлены самыми ранними из наблюдаемых складок. Их редко удается обнаружить в виде реликтовых образований, и они труднее других поддаются возрастной корреляции. Для опознания их принадлежности к рассматриваемой генерации всегда используются косвенные признаки, по которым можно предполагать в рассматриваемых более поздних формах IF<sub>3</sub> реликты предыдущих деформаций IF<sub>2</sub>, на которые они были наложены.

На западной половине г. Седловатой малые складки обнаруживаются на юге (см. рис. 4), на крыле более крупной складки IF<sub>3</sub>, где чередуются глиноземистые и лейкократовые породы. Здесь среди складок IF<sub>3</sub> выделяются две сопряженные лежачие складки противоположного знака, в ядрах которых обнажаются одни и те же глиноземистые гнейсы, а на крыльях одни и те же лейкократовые породы (различающиеся только лишь степенью ультраметаморфизма). Если бы деформировались те же породы в нормальном залегании, то в сопряженных складках в ядрах и на крыльях обнажались бы разновозрастные породы. Такие соотношения позволяют предполагать, что в складки IF<sub>3</sub> изонуты ранее сформированные изоклинальные структуры [7], которые соответственно должны быть отнесены к IF<sub>2</sub>.

Мелкие складки  $IF_2$  выделяются также в виде реликтов среди складок IF<sub>3</sub>. Некоторые из них, с определенной долей вероятности, можно предполагать по одновременности пород в ядрах смежных складок, аналогично рассмотренным малым складкам IF<sub>2</sub> (см. рис. 4,  $\delta$ ). При этом «снятие» последней наложенной деформации со складок IF<sub>3</sub> позволяет полагать, что формирование их предварялось более ранним эпизодом складчатости (т. е. IF<sub>2</sub>). На восточной половине г. Седловатой информации о морфологии и распространении складок  $IF_2$  мало. По аналогии с другими детально изученными участками бассейна р. Канды [3] можно предполагать, что эта складчатость здесь могла иметь довольно широкое распространение, но не была тесно сжатой. Такое предположение связано с тем, что в более поздние структуры [IIF<sub>4</sub> и IIF<sub>2</sub>] оказались изогнутыми ранние мигматиты, формирование которых происходило синхронно с  $IF_2$  и без деформации происходить, как нам представляется, не могло [4]. Складчатость  $IF_2$  должна была, видимо, иметь здесь открытый характер и была, возможно, даже несколько «распрямлена» последующим субвертикальным сжатием, обусловившим образование форм эпизода  $IF_3$  на западе. Все это не способствовало обнаружению реликтов  $IF_2$  на востоке г. Седловатой.

Деформации IF<sub>1</sub>. Складчатые формы, которые можно было бы отнести к эпизоду IF<sub>1</sub>, обнаружены не были. Однако в складки IF<sub>2</sub> изгибается сланцеватость. Если образование последней предполагать связанным с более ранней деформацией [11], то последняя должна быть отнесена к IF<sub>1</sub>.

Для складок всех эпизодов раннего этапа, как и для позднего, существовали, видимо, разные пути развития наложенной деформации в зависимости от характера предшествующей складчатости. Если при формировании предшествующей складчатости деформация была интенсивной и на изгиб наложилось поперечное расплющивание пластов, то последующее сжатие, ориентированное субперпендикулярно к предыдущему, приводило к образованию новой складчатости, обычно тесно сжатой либо во время своего формирования, либо при переработке ее последующими наложенными деформациями. Для тех же складок, которые, как IF<sub>2</sub> в своем развитии остановились на ранней стадии — изгибе и не были интенсивно расплющены, последующие деформации, ориентированные субперпендикулярно к предыдущим, могли только уменьшить и без того незначительную их амплитуду, что не способствовало их сохранению и обнаружению в современной структуре.

#### выводы

Некоторые особенности морфологии дополнительных (и в том числе мелких) складок в зоне мигматизации — такие, как степень асимметрии, сжатия, дисгармонии, подчиняясь многим закономерностям, свойственным одноактной складчатости, в то же время на каждом эпизоде проявляют и зависимость от характера предшествующей складчатой деформации.

Как и при одноактной складчатости: а) степень асимметрии дополнительных складок зависит от их расположения в разных частях осложняемых ими более крупных складок; б) степень сжатия дополнительных складок зависит от степени сжатия главных складок; в) интенсивность сжатия складок разного порядка, как и нарушенность разрывами, усиливается вблизи крупных тел, труднее поддающихся деформации, а также вблизи разрывных нарушений, связанных с одновозрастными складками более низкого порядка.

В условиях наложенной складчатости: a) степень асимметрии может, кроме того, зависеть (и иногда в большей степени, чем от вышеуказанной причины) от характера предшествующей деформации или от стадии развития предшествующей складчатости, поскольку она определяет расположение поверхностей при последующей деформации под теми или иными углами наклона к новым направлениям сжатия; б) степень дисгармонии и интенсивность наложенных складок находится также в зависимости от характера предшествующих деформаций. Там, где складки предшествующей деформации были интенсивно сжаты, наложенные складки более равномерны и более интенсивны. Слабая предшествующая деформация может обусловить резкую дисгармонию характера предшествующих деформаций. Там, где складки при предшествующей деформации были интенсивно сжаты, наложенные складки более равномерны и более интенсивны. Слабая предшествующая деформация может обусловить дисгармонию наложенной складчатости и ее меньшую интенсивность. Кроме того, по некоторым данным можно предполагать возможность причинно-следственной взаимосвязи между интенсивностью ранней мигматизации на эпизоде, предшествующем складкообразованию, и интенсивностью складчатости (как, например, в эпизоде IF<sub>3</sub>).

Перечисленные особенности морфологии дополнительных складок показывают, что, несмотря на общую согласованность форм крупных и мелких складок в условиях мигматизации, использование только морфологического сходства или различий (вплоть до противопоставления открытых и изоклинальных складок) для установления их принадлежности к разным или одной и той же генерации может оказаться ошибочным.

Локализация наложенной складчатости при смене направления сжатия на субперпендикулярное также может быть обусловлена степенью сжатия предыдущих складок. Наложенная складчатость может быть широко проявлена на участке, где предыдущая складчатость была интенсивной и может быть слабо проявленной (или вовсе отсутствовать) на участках, где предыдущая складчатая деформация не привела к образованию сжатых складок.

Таким образом, особенности характера локализации дополнительных складок при наложенной деформации, отмеченные выше, могут, вероятно, в какой-то степени служить объяснением той неравномерности в распределении на площади наложенных складок разных генераций (вплоть до полного отсутствия некоторых из них), которая неоднократно отмечалась многими исследователями структуры глубоко метаморфизованных комплексов.

#### Литература

- 1. Белоусов В. В. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций.--В кн.: Очерки структурной геологии сложно-дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970, c. 5-31.
- 2. Белоусов В. В. Механизм сложных деформаций в земной коре. В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. Изд. 2-е. М.: Наука, 1977, c. 246-
- 3. Гафт Д. Е. Эволюция ультраметаморфизма беломорид района нижнего течения: р. Канды (юго-запад Кольского п-ова) в связи с тектоническим развитием. Депон. в ВИНИТИ № 580-75, 1975. 116 с.
- 4. Гафт Д. Е. Использование ультраметаморфизма при построении структурно-возрастной шкалы. — В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции мегаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978, с. 177—188.
- 5. Горлов Н. В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 110 с.
- 6. Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л.: Наука, 1967. 82 с. 7. Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 239 с. 8. Казаков А. Н. Вопросы методики изучения складчатости метаморфических комп-
- лексов. В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977, c. 3-17.
- 9. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелин и юго-запада Кольского п-ова. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с. 10. Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толш. — В кн.: Очерки структур-
- ной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970, с. 192-259.
- 11. Эз В. В., Черноморский М. А., Дук В. Л. Методы изучения структуры метаморфических толщ. В кн.: Метод. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4. Геол. съемка в областях развития метаморфических образований, Л.: Недра, 1972, c. 117—166.
- 12. Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию-24.111.1981 Январь — Февраль

1982 r.

#### УДК 551.263.037(470.13)

#### ЯЗЕВАР. Г., БОЧКАРЕВ В. В.

#### ПОСТОФИОЛИТОВЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, ИХ ХИМИЗМ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ (на примере Полярного Урала)

В пространственной связи с дислоцированными офиолитовыми комплексами на Урале устанавливаются существенно андезитоидные вулканоплутонические ассоциации силуро-девонского возраста, несущие минерализацию меднопорфирового типа и мелкие скарново-магнетитовые месторождения. На примере эвгеосинклинальной Войкарской зоны Полярного Урала рассмотрена их геохимия и петрохимия. Петрохимические и геохимические особенности описываемых вулкано-плутонических ассоциаций обладают чертами, свойственными как известково-щелочным, так и островодужным толентовым сериям, что объясняется их формированием на мощной базитовой коре, тектонически скученной в краевых частях эвгеосинклинальной области. По своей геологической позиции, составу, тесной связи эффузивов и плутонитов, а также по металлогенической специализации они близки к краевым вулканическим поясам, возникающим вблизи континентальных окраин.

Петрологические и металлогенические аспекты проблемы офиолитов в значительной мере связаны с изучением особенностей химизма и структурной позиции вулканогенных комплексов в офиолитовых ассоциациях. Помимо кремнисто-спилит-диабазовых и спилит-кератофировых вулканогенных толщ с альпинотипными габбро-гипербазитовыми комплексами складчатых областей могут быть связаны и вулканиты дифференцированных серий, характеристики которых помогают судить о структурной позиции древних офиолитов [4, 24].

На Урале такие дифференцированные (андезитоидные) комплексы изучены сравнительно слабо. Они стали выявляться при анализе геологической позиции приуроченных к ним прожилково-вкрапленных месторождений и рудопроявлений меднопорфирового типа и небольших скарново-магнетитовых залежей в Войкарском районе на Полярном Урале, в Алапаевско-Брединской (Восточной) зоне Среднего Урала, Александровско-Денисовской зоне Зауралья, Западно-Ирендыкской зоне Южного Урала и т. д. [1, 11, 17, 19]. Все они располагаются в прибортовых частях эвгеосинклинальной области, преимущественно тяготея к ее восточной, «активной» окраине. Рудовмещающие вулканогенные комплексы во всех перечисленных районах датируются силуро-девонским временем и представлены существенно пирокластическими толщами, состав которых латерально варьирует от базальт-андезито-базальтового до андезито-дацитового и плагиолипаритового. Андезитоидные эффузивы, сопровождающиеся комагматичными плутоническими породами умеренно кислого соразрез става, «надстраивают» эвгеосинклинальный непосредственно выше подушечных спилитовых лав и метаморфитов офиолитовой ассоциации. Контакты с метаморфизованными в эпидот-актинолитовой субфации и рассланцованными спилитами чаще тектонические, но известны и нормальные эруптивные [20]. Альпинотипные гипербазиты, метагаббро и метадиабазы меланократового основания эвгеосинклинали в этих районах подвержены интенсивным чешуйчато-блоковым дислокациям, бластомилонитизации и метаморфизму амфиболитовой фации с частичным палингенезом (натриевой мигматизацией) и надвинуты на допалеозойские или раннепалеозойские толщи. Спилит-кварц-альбитофировые колчеданоносные комплексы здесь обычно не получают значительного развития.

35

3\*
Рудопроявления и месторождения меднопорфирового типа (Салаватское, Спиридоновское, Войкарское, Биргильдинское и др.) связаны с гипабиссальными и субвулканическими фациями описываемых вулканоплутонических ассоциаций. Они бедны молибденом, но иногда содержат золото в качестве главного элемента — спутника меди. В современных окраинно-океанических структурах подобные месторождения известны в зрелых островных дугах (Филиппины, Япония и т. д.) и относятся к классу геосинклинальных (бощекульский тип) или островодужных [8, 14].

Петрохимические и геохимические особенности уральских «постофиолитовых» вулкано-плутонических ассоциаций, специализированных на меднопорфировое оруденение, и их геоструктурная позиция рассматриваются на примере эвгеосинклинальной Войкарской зоны Полярного Урала. Этот район известен крупнейшими выходами пород офиолитовой ассоциации. Серия офиолитовых покровов общей мощностью до 8—10 км надвинута здесь на допалеозойские образования Центральноуральского поднятия, терригенные комплексы миогеосинклинали и на раннепалеозойские вулканогенные толщи Тагильской эвгеосинклинальной зоны [15, 16]. Дислоцированные офиолиты в зонах бластомилонитизации подвержены локальной палингенно-метасоматической плагиогранитизации с образованием инъекционных и теневых плагиомигматитов, прорваны пакетами параллельных диабазовых даек и перекрыты подушечными спилитовыми лавами. Эти образования, представляющие нижний структурный этаж разреза, являются фундаментом вулканогенных известковощелочных комплексов и их плутонических комагматов (верхнего структурного этажа). Ранние синкинематические платогранитоиды и плутонические комплексы верхнего структурного этажа совмещены пространственно и формируют относительно маломощный автохтонный «гранитный слой» в основании эвгеосинклинальных вулканогенных накоплений. [18]. Породы, перекрывающие дислоцированные офиолиты, не затронуты рассланцеванием.

Эта этажность разреза, наличие перерыва и коренной структурно-тектонической перестройки между эпохами накопления раннегеосинклинальных спилит-диабазовых комплексов и вулканитов порфиритовых (островодужных) формаций отмечалась и ранее [3, 10] при чисто стратиграфических исследованиях.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Среди постофиолитовых магматитов выделяются две вулкано-плутонические ассоциации: андезит-гранодиоритовая (силуро-девонская) и андезито-базальт-диоритовая (девонская). Первая включает в себя интрузивы тоналитов, кварцевых диоритов, плагиограно-диорит-порфиров и адамеллитов (тоналитовый комплекс) и резко подчиненные им по объемам вулканогенные накопления андезито-дацитового комплекса ( $S_2$ —  $Д_1$ ?). Вторая представлена вулканитами базальт-андезитового комплекс са ( $Д_{1-2}$ ) и комагматичными пироксеновыми диоритами, габбро-диоритами и габбро конгорского (по Молдаванцеву, [12]) комплекса, образующими небольшие гипабиссальные тела среди вулканитов. Комагматичность вулканогенных и плутонических пород в обеих ассоциациях подтверждается прямыми геологическими наблюдениями: постепенными переходами субвулканитов эффузивного облика к порфировидным гипабиссальным фациям полнокристаллических пород.

Автохтонный характер залегания вулкано-плутонических комплексов на метаморфизованных офиолитах наиболее наглядно демонстрируется в протяженных береговых обрывах р. Хараматолоу (между порогами Титова и Гагарина), а также в устье р. Макар-Рузь, где амфиболиты, рассланцованные актинолитизированные спилиты и диабазы, порфироиды по кварцевым альбитофирам, смятые в асимметричные складки, прорываются вертикальными «постдеформационными» дайками андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов и перекрываются их пропилитизированными туфами. Порфириты, петрографически и петрохимически аналогичные этим секущим дайкам, слагают здесь же водораздельные высоты. Субвулканические дайки андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых (миндалекаменных) порфиритов наблюдаются в целом ряде разрезов метаморфизованных офиолитов по всему району (в низовьях р. Кэр-шор, по р. Лагорте, в верховьях р. Макар-Рузь и т. д.). Ксеногенные обломки спилитов, диабазов, кварцевых альбитофиров, габбро, реже гипербазитов и плагиогранитоидов установлены в сваренных и градационно-слоистых туфах андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов в районе горы Манюку-ю, в среднем течении Малого Ханмея и т. д. Само размещение выделенных вулканогенных комплексов, выходы которых латерально сменяют друг друга по простиранию эвгеосинклинальной зоны, по-видимому, в значительной мере определяется составом дислоцированного и неравномерно плагиогранитизированного офиолитового основания. Установлено, в частности, что пачки плагиолипаритовой и дацитовой пирокластики (низы андезито-дацитового комплекса) локализуются над «очагами» теневых плагиомигматитов нижнего структурного этажа [20].

Автохтонный характер залегания интрузивных комплексов островодужных ассоциаций (тоналитов, диоритов) подтверждается наличием мощных (до 500 м) экзоконтактовых зон ороговикования, накладывающихся на полосчатые метагаббро, диабазы параллельных даек и гнейсовидные плагиогранитоиды офиолитового фундамента. Комагматичные эффузивам комплексы плутонических пород резко неравноценны по объемам. Умеренно кислые гранитоиды тоналитового комплекса размещаются главным образом среди метаморфизованных офиолитов фундамента, где слагают массив батолитовых размеров (более 100 км в длину при ширине до 10—12 км, но при малой вертикальной мощности). Апофизы этого массива в виде небольших гипабиссальных штоков и даек прорывают нижние пачки силуро-девонских вулканитов. Диориты и габбро девонской вулкано-плутонической ассоциации (конгорский комплекс) образуют мелкие гипабиссальные массивы площадью до 20— 30 км<sup>2</sup> среди вулканогенных толщ.

### КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОФАЦИАЛЬНАЯ Характеристика вулкано-плутонических ассоциация

Наиболее ранними эффузивными образованиями силуро-девонской вулкано-плутонической ассоциации, начинающими разрез верхнего структурного этажа, являются сваренные и градационно-слоистые туфы, игнимбриты, лавы, мелкие субвулканические тела плагиолипаритов и дацитовых порфиритов, включаемые нами в состав андезито-дацитового комплекса S<sub>2</sub>—Д<sub>1</sub>? Лавы, играющие подчиненную роль, представлены флюндальными афировыми фельзитами, а сваренная пирокластика и субвулканиты обычно содержат обильную кристаллическую и кристаллокластическую фазу. Некотектические соотношения кварца, плагиоклаза и роговой обманки во вкрапленниках, обилие включений плагиогранитного состава являются петрографическими свидетельствами палингенной природы этих вулканитов [20]. Мощность их, по-видимому, не превышает 100—300 м.

Основной объем андезито-дацитового комплекса составляют андезитовые и андезито-дацитовые порфириты (слоистые кристаллотуфы, кластолавы, магматические брекчии, субвулканические дайки и некки). Среди них выделяются плагиофировые разности (с обильным мелким плагиоклазом во вкрапленниках), роговообманково-плагиоклазовые, кварцроговообманково-плагиоклазовые, реже пироксен-роговообманковые (только в субвулканических фациях). Обычно это пропилитизированные породы (альбитизированные, хлоритизированные), нередко затронутые контактовым метаморфизмом: вблизи многочисленных гипабиссальных тел прорывающих их гранитоидов и габбро они превращены в роговики или эпидот-актинолитовые породы. Роговообманково-плагиоклазовые субвулканические андезитовые порфириты с фельзитовой основной массой, связанные непрерывным переходом с диоритовыми порфиритами гранофировой структуры, гранодиорит-порфирами и порфировидными тоналитами, несут сульфидную минерализацию меднопорфирового типа. Оруденелые гидротермалиты (хлорит-кварц-альбитовые, серицит-кварцевые и др.) пересекаются пострудными неизмененными дайками роговообманковых дацитов, пироксен-роговообманковых и двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов.

Комагматичные описанным вулканитам плутонические породы, объединяемые в тоналитовый комплекс, представлены биотит-роговообманковыми тоналитами и кварцевыми диоритами (до 80% объема комплекса), гранодиоритами и адамеллитами. Это крупнозернистые породы, сложенные ритмично-зональным плагиоклазом (Ап<sub>70-23</sub>), кварцем и переменным количеством ортоклаза, содержания которого обычно не превышают 10% даже в адамеллитах; часто отмечается мирмекит. Субпараллельные мегакристаллы биотита и столбчатой роговой обманки подчеркивают линейно-флюидальный текстурный рисунок пород. В апикальных частях массива и апофизах среди вулканогенных толщ породы тоналитового комплекса характеризуются порфировидными структурами и содержат микропегматит. По структурно-текстурным особенностям они отвечают образованиям мезо- и гипабиссальных фаций.

В составе девонской вулкано-плутонической ассоциации вулканогенные толщи базальт-андезитового комплекса Д<sub>1-2</sub> также являются существенно пирокластическими, но в их составе преобладают грубообломочные околожерловые агглютинаты и кластолавы двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов, базальтовые шлаковые туфы. Они также пропилитизированы, но изменения в них слабее и локальнее, чаще сохраняются тонкозональные плагиоклазы (Ап<sub>65-95</sub>), клинопироксен, изредка гиперстен, высокотитанистый магнетит. Так же как и для андезито-дацитового комплекса, в целом характерна антидромная тенденция эволюции составов. Базальты в виде даек и шлаков (миндалекаменных базальтовых порфиритов) завершают вулканические проявления комплекса.

Комагматичные плутонические породы представлены габбро-диоритами (около 50% объема), габбро, диоритами, монцодиоритами. Это мелкозернистые, часто порфировидные породы, в которых порфировидные выделения образуют плагиоклаз (Ап<sub>60-30</sub>), реже авгит и биотит. Основная масса имеет гипидиоморфную структуру и состоит из зонального плагиоклаза (Ап<sub>50-25</sub>), зеленой роговой обманки, биотита, кварца и микроклина, образующего иногда ойкокристаллы размером до 1 см. Породы содержат обильный мирмекит, богаты магнетитом (до 4%). Вариации содержаний отдельных породообразующих минералов, особенно микроклина и биотита, очень значительны (до появления сиенитовых разностей). В дайках и мелких штоках наблюдаются ясные зоны закалки, устанавливается интерстициальный микропегматит. В экзоконтактовых зонах вмещающие эффузивы ороговикованы, актинолитизированы, иногда скарнированы и вмещают мелкие скарново-магнетитовые рудопроявления (Первая рудная горка, гора Сев, р. Манюку-ю и т. п.).

### петрохимия вулкано-плутонических ассоциаций

В составе андезит-гранодиоритовой (силуро-девонской) ассоциации преобладают петрохимически очень близкие роговообманково-плагиоклазовые андезитовые порфириты и биотит-роговообманковые тоналиты (58—62% SiO<sub>2</sub>), средний химический состав которых показан в таблице. Это малокалиевые, низкотитанистые и умеренно глиноземистые породы. Модально обособленную группу образуют эффузивы плагиолипаритового и дацитового составов (рис. 1), не имеющие интрузивных аналогов.

Интрузивные комагматы андезитоидных вулканитов в целом более кислые по сравнению с эффузивами. Непрерывные вариации состава в них доходят до плагиоадамеллитов. Несколько повышенная в сравнении

Компоренты вес, %, г/т	Силуро-девонская ассоциация			Девонская ассоциация		
	плагио- липариты	андезиты	тонали ты	андезиты	базальты	диориты
SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> $Al_2O_3$ FeO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> FeO/MgO Rb Sr P3 $\mathcal{P}$ +Y La La/Yb Cr Ni Ni/Co V Cu Zn Pb	72,5 (10)  0,32  13,03  1,37  2,29  1,29  1,54  4,82  0,99  0,08  2,77  13 (10)  266  66,9 (3)  5,7  1,2  25 (24)  1,5  80  100 (17)  90  10	59,8 (13)  0,41  15,9  2,1  5,5  3,4  5,1  4,0  1,1  0,12  2,22  14 (18)  412  73 (1)  6,3  2,0  25 (27)  1,5  1,0  90 (21)  120  15  15  15  15  10  10  10  10  10  10  10  10	$\begin{array}{c} 60,5\ (23)\\0,41\\16,5\\1,94\\4,81\\3,1\\6,36\\3,3\\1,53\\0,15\\2,2\\22\ (16)\\410\\95,1\ (1)\\8,73\\1,4\\23\ (40)\\16\\1,3\\80\\80\ (24)\\90\\20\end{array}$	57,7 (12)  0,49  15,9  2,75  5,4  4,1  6,2  3,64  1,06  0,19  1,95  6 (19)  396  83,7 (1)  11,1  8,5  60 (34)  40  2  100  100 (26)  140  30  30  30  30  30  30  30  3	$\begin{array}{c} 49,9\ (13)\\0,54\\17,75\\3,8\\6,42\\5,3\\9,4\\3,18\\0,69\\0,21\\1,92\\4\ (7)\\507\\65\ (1)\\5,42\\4,6\\65\ (30)\\44\\2\\150\\300\ (21)\\100\\10\end{array}$	$\begin{array}{c} 60, 6 \ (5) \\ 0, 44 \\ 14, 0 \\ 3, 0 \\ 3, 92 \\ 4, 54 \\ 6, 0 \\ 3, 31 \\ 1, 5 \\ 0, 24 \\ 1, 53 \\ 31 \ (6) \\ 597 \\ 89, 7 \ (1) \\ 10, 2 \\ 7, 8 \\ 60 \ (15) \\ 40 \\ 2, 7 \\ 80 \\ 100 \ (20) \\ 140 \\ 40 \end{array}$
Mo	<b>1</b> ,0	1,0	2,0	1,0	<b>1</b> ,0	1,0

#### Средний химический состав главнейших разновидностей пород в вулкано-плутонических ассоциациях Полярного Урала

Примечание, В скобках - количество проб.

с вулканитами калиевость этих пород (в рамках малокалиевых серий) обусловлена различиями в степени и характере метаморфических преобразований, поскольку интрузивные породы в большинстве случаев не альбитизированы. С этим же, по-видимому, связана и более высокая известковистость интрузивных комагматов. Индекс Пикока для них равен 66,2% SiO₂, что отвечает известковистым сериям; в вулканитах он равен 60,6%. Альбитизацией мы объясняем также некоторое повышение суммарной щелочности вулканитов и понижение их глиноземистости.

В составе андезито-базальт-диоритовой ассоциации преобладают двупироксеновые основные андезиты и меланократовые кварцевые диориты и габбро-диориты (рис. 1). В сравнении с эффузивами интрузивные комагматы также несколько богаче кремнеземом. Поскольку альбитизация во всех породах данной вулкано-плутонической ассоциации носит одинаково локальный характер, то эффузивные и интрузивные разности не различаются существенно по глиноземистости и соотношению щелочей. Однако глубинные породы также более кальциевые (индекс Пикока в них равен 62,2% против 59,8 в эффузивах) и в них нередки явления гибридизма, отмеченные еще В. Ф. Морковкиной [13]. Последние сказываются в резких отклонениях железомагниевого отношения в сторону повышения магнезиальности и в локальных повышениях содержаний K<sub>2</sub>O до 2,5—3%, обусловленных порфиробластической калишпатизацией в гибридных разностях.

При сравнении с вулканитами современных островных дуг вулканоплутонические комплексы Полярного Урала сопоставимы с андезитовыми (известково-щелочными) сериями по своей низкой титанистости, вариациям железомагниевого отношения и кремнекислотности, но не являются однако их полными аналогами. Низкие содержания калия и глинозема (рис. 1) сближают их с низкокалиевыми толеитовыми сериями. На диаграмме AFM составы вулканитов Полярного Урала совпадают с гиперстеновой серией Куно и известково-щелочной серией Дэли. Однако при сходном направлении эволюции уральские породы отличаются низ-



Рис. 1. Вариационные диаграммы Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> для эффузивных (1) и интрузивных (2) пород вулкано-плутонических ассоциаций Войкарской зоны (андезит-гранодиоритовой — вверху, андезито-базальт-диоритовой — внизу). A<sub>1</sub> — средний андезит толеитовых серий, A<sub>2</sub> — средний андезит известково-щелочных серий [22]

кой щелочностью: плагиолипариты андезито-дацитового комплекса примерно соответствуют в этом отношении андезито-дацитам типичных известково-щелочных серий.

#### ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Для геохимической характеристики постофиолитовых вулкано-плутонических ассоциаций использованы данные по содержаниям в них ряда легких литофильных (Rb, Sr, P3Э) и сидерофильных элементов-примесей (Cr, Ni, Co, V), обладающих наибольшей информативностью при определении типа древней магматической серии и палеотектонических условий ее формирования [9, 22, 25, 26]. Выделенные по геологическим и петрохимическим данным вулкано-плутонические комплексы эвгеосинклинальной зоны Полярного Урала специфичны и в геохимическом отношении.

По содержаниям Rb и Sr эффузивы силуро-девонской вулкано-плутонической ассоциации (андезито-дацитовый комплекс) однозначно обособляются от ордовикско-раннесилурийских вулканитов офиолитовой ассоциации их фундамента. Последние сопоставимы с низкокалиевыми толеитами островных дуг типа Тонга, Фиджи, Южных Сэндвичевых островов (на маломощной коре, близкой к океанической), тогда как вулканиты андезито-дацитового комплекса близки к известково-щелочным сериям Камчатки, Курильских островов и т. п., формирующимся на коре умеренной мощности. Обращает на себя внимание различие в характере вариаций Rb и Sr в плагиолипарит-дацитовых и андезитоидных составляющих комплекса. В палингенных плагиолипаритах и дацитах устанавливается обратная корреляция Rb и Sr, обычная для большинства калинатровых и калиевых серий. Она обусловлена изоморфным вхождением этих элементов в состав калиевых (Rb) и кальциевых (Sr) кристаллических фаз, не накапливающихся совместно при выплавках и фракционировании. Андезитоиды несколько богаче рубидием (таблица); Rb и Sr связаны в них прямой зависимостью, как в образованиях низкокалиевых толеитовых серий. Однозначного объяснения таким соотношениям пока нет, но возможно, что они связаны с изоморфным вхождением калия и рубидия в высокотемпературные плагиоклазовые вкрапленники, кристаллизующиеся из высокоизвестковистых и бедных калием расплавов.

Вулканиты девонской вулкано-плутонической ассоциации по содержаниям Sr отвечают породам зрелых островных дуг, но бедны рубидием. По отношению Rb/Sr=0,01 они близки к островодужным толеитовым сериям [22]. В главнейших плутонических комплексах района (плагиомигматитах, тоналитах, габбро-диоритах) содержания рубидия последовательно возрастают от 3—4 до 40—50 г/т, а стронция — существенно не меняются. По этим данным, плутониты формируются при наличии коры постепенно возрастающей мощности (от 20 до 30 км) [21].

Рис. 2. Вариации нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в вулканических и плутонических породах Войкарской зоны 1 — плагиогранитная лейкосома в метаморфизованных офиолитах; 2 — плагиолипариты; 3 — роговообманковые андезиты; 4 — тоналиты; 5 — базальтовые порфириты; 6 — диабазы и кварцевые альбитофиры офиолитовой ассоциации



Содержания «тугоплавких» элементов группы жел эза в андезитоидных породах, являясь косвенными указателями глубины зарождения исходных магм и мощности коры во время формирования серий, заметно различаются в вулканических комплексах разного генезиса и палеотектонической позиции [9, 25, 26]. По вариациям содержаний Cr и Ni, а также по соотношениям Ni/Co и содержаниям V (таблица) андезиты и тоналиты силуро-девонских комплексов сопоставимы с андезитами островодужных известково-щелочных серий, а более поздние, раннедевонские — с континентальными, андского типа. И те, и другие резко отличаются от аналогичных пород толентовых серий.

Халькофильные элементы-примеси характеризуют металлогеническую специализацию данных вулкано-плутонических ассоциаций. Средние содержания Cu, Zn, Pb и Mo в андезитоидах Войкарской зоны выше кларковых (таблица). Сопоставляя концентрации этих элементов в последовательных эффузивных и интрузивных комплексах района, можно видеть отчетливую тенденцию накопления меди и цинка в интрузивных породах, свинца и цинка — в эффузивных, молибдена — в гранитоидах тоналитового комплекса. Это согласуется с геологическими данными о характере оруденения в уральских комплексах данного типа, в том числе и на площади Войкарской зоны. Молибденсодержащие рудопроявления и месторождения меди связаны в них с гипабиссальными умеренно кислыми гранитоидами (гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами), тогда как мелкие рудопроявления полиметаллического типа обнаруживаются среди эффузивов, на удалении от оруденелых интрузивных тел.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулкано-плутонические ассоциации силуро-девонского возраста, специализированные на меднопорфировое и скарново-магнетитовое оруденение, обнаруживают тесную структурную связь с дислоцированными офиолитовыми комплексами.

По своей геологической позиции в окраинных частях эвгеосинклинальной области и секущему положению в отношении к дислоцирован. ным офиолитам основания, по значительным объемам андезитоидных и кремнекислых пород, тесной связи эффузивов и плутонитов, а также по металлогенической специализации они близки к краевым вулканическим или «орогенным поясам кордильерского типа» [6, 7].

Петрохимические и геохимические особенности описываемых ассоциаций несут черты, свойственные как островодужным толеитовым, так и известково-щелочным сериям. Пониженная калиевость (натриевый характер), низкая суммарная щелочность и глиноземистость, низкие содержания рубидия, редких земель, слабое фракционирование лантаноидов, высокая известковистость сближает их с толеитовыми сериями островных дуг, формирующимися при отсутствии или слабом развитии гранитно-метаморфического слоя (на утолщенной коре океанического типа). С другой стороны, низкая железистость (вариации железомагниевого отношения), низкие содержания титана, повышенные концентрации сидерофильных элементов-примесей и стронция аналогичны таковым в известково-щелочных сериях зрелых островных дуг с «переходной» корой значительной мощности.

Своеобразие петрохимических и геохимических характеристик описанных вулкано-плутонических комплексов связывается с условиями их заложения, формирования и базитовым типом коры (субстрата) на момент формирования. По геологическим данным, в Войкарской и аналотичных зонах Урала предполагается неоднократное «сдваивание» офиолитовых разрезов и перекрытие ими раннепалеозойских эвгеосинклинальных базитовых комплексов [5]. По геофизическим данным, это один из районов, где базальтовый слой подходит ближе всего к современной эрозионной поверхности, и устанавливается мощная «безгранитная» кора с мозаичным характером строения физических полей, не свойственным эвгеосинклинальной зоне классического Урала и сопоставимым с типом коры Центрального Казахстана [2].

Для восточной, активной окраины Уральской эвгеосинклинальной области характерны вулкано-плутонические пояса со скарново-магнетитовой и меднопорфировой специализацией; максимальное их развитие отмечается в карбоне (Валерьяновская зона, Мугоджары). Приведенные в настоящей статье данные свидетельствуют о том, что режим активной континентальной окраины устанавливается здесь уже в позднем силуре — девоне.

#### Литература

- 1. Белгородский Е. А. Вулканогенные формации и фации Алапаевско-Челябинской зоны на примере Кунашакского района: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук, Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1980. 28 с.
- 2. Берлянд Н. Г. Особенности глубинного строения и эволюции земной коры Полярного Урала по геофизическим данным.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 899-902.
- 3. Дедеев В. А. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала. Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 131, с. 111—137.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офнолитовых комплексов. Докл. АН СССР, 1974, т. 246, № 6, с. 1383—1386.
   Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1000 на 10000 на 1000 на 1000 на 1000 на 1000 на 1000 на 10000 на 1000 1978, c. 120-126.

- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 207.
- 7. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978, c. 97.
- 8. Кривцов А. И. Типы районов меднопорфирового оруденения и геологические основы их прогнозирования. Тр. ЦНИГРИ, М., 1978, вып. 134, с. 3-12.
- 9. Кузьмин М. И. Геохимические особенности известково-щелочных серий магматических пород, проявленных в пределах континентальной коры. В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 215—223. 10. Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толци Собско-Войкарского синкли-
- нория (восточный склон Полярного Урала).- Тр. Геол. музея им. А. Н. Карпинского АН СССР, 1964, вып. XII, с. 19. 11. Магадеев Б. Д. Геология и рудоносность западной части Абзелиловского района
- (Южный Урал): Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол-минер. наук. Сверд-ловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1974. 29 с.
- 12. Молдаванцев Ю. Е. Особенности проявления интрузивного магматизма на  $\Pi_{0}$ лярном Урале. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. II Всес. петрогр. совещания. М.: Наука, 1960, с. 412-415.
- 13. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967, c. 201.
- 14. Павлова И. Г. Меднопорфировые месторождения. Л.: Недра, 1978, 273 с.
- 15. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала». М.: Ротапринт, 1978. 164 с.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—60.
   Шербин С. С. Магматизм и медное оруденение центральной части Александровско-
- Денисовской структуры (западный борт Тургайского прогиба).— Тр. Уральск. поли-техн. ин-та, Свердловск, 1976, вып. 131, с. 38—47.
- 18. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Особенности формирования новообразованного «гранитного» слоя в палеозойской эвгеосинклинали Полярного Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 949--953.
- 19. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. О минерализации меднопорфирового типа в андезитгранодноритовой ассоциации Полярного Урала. В кн.: Ежегодник-1979 Ин-та геол.
- и геохимин УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980, с. 124—125. 20. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Вулканогенные формации Войкарской зоны Полярного Урала. Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980, вып. 154, c. 28-36.
- 21. Condie K. C. Archean Magmatism and Crystal Thikening.- Geol. Soc. America Bull., 1973, v. 84, № 9, p. 2981–2992. 22. Jakes P., Gill J. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.— Earth. Pla-
- net Sci. Lett., 1970, v. 9, № 1, p. 17-28.
  23. Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, № 2, p. 218-224.
  24. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975,
- v. 83, № 2, p. 249—291.
- 25. Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Ti, V, Cr and Ni.- Amer. J. Sci., 1975, v. 275, p. 265-277.
- 26. Taylor S. P., Kaye M. et al. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites .- Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, p. 275-286.

Институт геологии и геохимии Свердловск

Поступила в редакцию 28.V.1980

1982 г.

#### УДК 551.243(574.4)

### РОТАРАШ И. А., САМЫГИНС. Г., ГРЕДЮШКО Е. А., КЕЙЛЬМАНГ. А., МИЛЕЕВВ. С., ПЕРФИЛЬЕВА. С.

## ДЕВОНСКАЯ АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ АЛТАЕ

Юго-Западный Алтай, являющийся частью Урало-Монгольского складчатого пояса, рассматривается как область сочленения в герцинскую эпоху Алтае-Саянского палеоконтинентального массива и Иртыш-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Выделяется позднедевонский латеральный ряд структур, характерных для современных тихоокеанских окраин: континент — краевое море — вулканическая островная дуга — подводная терраса — глубоководный желоб — океаническая плита. Этому ряду японского типа в среднем девоне предшествовала активная окраина андийского типа. Широко известная Иртышская зона смятия относится к субдукционному комплексу, отвечающему позднедевонской зоне Беньофа.

Одна из актуальных тектонических проблем, привлекающая большое внимание исследователей разных стран, — выяснение особенностей строения и развития пограничных зон континента и океана в структурах геологического прошлого. Наиболее трудно расшифровывать активные окраины палеоконтинентов. В современных активных окраинах почти везде наблюдается относительное пододвигание океанической коры под континент (зоны субдукции). Обратные взаимоотношения — относительное пододвигание континентальных блоков под океаническую кору (зоны обдукции) — представляют собой исключения. Однако в палеоаналогах чаще всего встречаются именно обдуктивные соотношения океанической и континентальной коры (Урал, Аппалачи, Альпийский пояс и многие другие складчатые системы).

Выявление субдуктивных окраин в складчатых поясах осложняется многими факторами. Прямые структурные взаимоотношения (например, надвиги на границе палеоокеан — палеоконтинент, наклоненные под континент) часто оказываются вторичными, возникшими на поздних этапах деформации. На этих этапах нередко развиваются также ретрошарьяжи с обратным движением масс и надвиганием океанических комплексов на континентальные. Широко распространено мнение о том, что с пододвиганием океанических структур под континент связано формирование глаукофановых сланцев и других метаморфит высоких давлений и сравнительно низких температур, однако глаукофановые сланцы несомненно образуются и на обдуктивных окраинах (Урал, Южный Тянь-Шань и др.). Структуры типа краевых морей и вулканических островных дуг также характерны как для субдуктивных, так и для обдуктивных окраин.

Субдуктивные континентальные окраины сейчас распространены преимущественно вокруг Тихого океана. В самом общем виде можно говорить о двух типах таких окраин. Для Андийского побережья характерно непосредственное сочленение континента и океана. Зоне сочленения отвечают два главных структурных элемента — краевой вулканический пояс на континентальном и глубоководный желоб на океаническом краях структур. Восточноазиатский тип сочленения океана и континента характеризуется тремя главными структурами — краевые моря, вулканические и невулканические островные дуги и глубоководные желоба. В обоих типах сочленения глубоководный желоб является поверхностным выражением той тектонической зоны, по которой предполагается пододвигание океанической коры под континент.

Для реставрации палеотектонических условий широко применяется формационный метод. По-видимому, только реконструкция на основа-

**№** 1

нии этого метода всех главных структурных элементов зон субдукции и восстановление стиля их деформаций могут свидетельствовать о характере взаимоотношения океана и континента в геологическом прошлом. И в этом случае обязательным условием, как нам представляется, является выделение палеожелоба — непременной структуры активных окраин субдуктивного типа.

К сожалению, именно этот структурный элемент труднее всего реконструируется и его формационная характеристика в палеоструктурах менее всего известна. В литературе описано очень мало примеров, которые можно было бы отождествлять с глубоководными желобами или с их отдельными частями — внутренними склонами, для которых типичны оползневые отложения, осевыми каналами и внешними склонами, сложенными глинистыми илами и алевритами с прослоями песков [28, 30, 32].

Наиболее протяженные субдукционные комплексы выделяются вдоль западного побережья Северной Америки, где они имеют позднемезозойский и раннекайнозойский возраст [29 и др.]. Лучше всего такой комплекс изучен на о. Кадьяк к юго-востоку от п-ова Аляска [27, 31]. Там на турбидиты позднемелового желоба надвинута интенсивно дислоцированная толща внутреннего склона более древнего желоба, представляющая собой хаотическую ассоциацию черных аргиллитов, серых кремнистых сланцев, аркозовых вакк с обломками вулканического происхождения и глыб, пластин, блоков зеленокаменных пород, пестрых радиоляритов, разновозрастных и разнофациальных (мелководных и глубоководных) известняков, а также отторженцев океанического основания габбро и ультрамафитов; фаунистические остатки встречаются в диапазоне от средней перми до середины нижнего мела. Структурно выше этого сложного и круто рассланцованного комплекса выходят кристаллические сланцы и кварцевые диориты.

Несмотря на детальность проведенных исследований, в упомянутых нами работах тем не менее отсутствует полный латеральный ряд структур, присущих современным тихоокеанским окраинам. В этом отношении хорошим примером субдуктивной окраины геологического прошлого, в котором могут быть реставрированы все главные структурные элементы, является Юго-Западный Алтай — область сочленения в герцинскую эпоху Алтае-Саянского палеоконтинентального массива и Иртыш-Зайсанского палеоокеанического бассейна.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Юго-Западный Алтай объединяет северо-восточную и центральную части Зайсанской складчатой системы герцинид (рис. 1), расположенной между каледонидами Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатая. Историю геологического развития этой территории можно разделить на два крупных этапа. В течение первого, который закончился в начале или середине раннего карбона, причем в разных местах неодновременно, существовали зоны с корой океанического, переходного и континентального типов [10, 13, 22]. С исчезновением в результате тектонического скучивания океанических и субокеанических участков земной коры наступает второй этап (С<sub>1-3</sub>), ознаменовавшийся накоплением в остаточных прогибах граувакково-флишоидных (Западнокалбинский, Южноалтайский) и известково-терригенной (Быструшинский, частично Южноалтайский прогибы), а также различных орогенных — осадочных и вулканогенных – формаций: в Западнокалбинском прогибе, кроме того, широкое распространение получили разновозрастные олистостромы [5]. Становление складчатой системы и превращение ее в относительно стабильную область с мощной континентальной корой завершилось образованием повсеместно развитых массивов пермских нормальных и аляскитовых гранитов<sup>1</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На рис. 1 не показаны массивы в пределах Рудного и Горного Алтая.



Рис. 1. Схема тектонического районирования Юго-Западного Алтая I -кайнозойский чехол; 2 — калбинский гранитный комплекс (P); 3—5 — прогибы позднего этапа развития герцинид (C<sub>1-3</sub>): 3 — Западнокалбинский, 4 — Быструшинский, 5 — Южноалтайский; 6—14 — тектонические зоны раннего этапа развития герцинид (D—C<sub>1</sub>): 6, 7 — Чарская (6 — Желдыкарская, 7 — Чарская структурные единицы), 8 — Калба-Нарымская (а — аспидная формация, 6 — олистостромовый комплекс), 9 — Иртышско-Курчумская (а — амфиболит-гнейсовый, 6 — зеленосланцевый комплексы), 10 — Пугачевская, 11 — Рудно-Алтайская (а) с островодужным комплексом D<sub>3</sub>fm (б), 12 — Белоубинско-Маймырская, 13 — Холзунско-Сарымсактинская, 14 — Горно-Алтайская; 15 — пояса основных магматических пород D<sub>3</sub>; 16, 17 — южная и юго-западная границы распространения активного вулканизма: 16 — в D<sub>2</sub>gv<sub>2</sub>—D<sub>3</sub>f, 17 — в D<sub>2</sub>ef<sub>2</sub>—gv<sub>1</sub>; 18 крупные магматические центры D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>; 19—21 — границы (штриховые — предполагаемые): 19 — стратиграфические и интрузивные, 20 — фациальные, 21 — тектонические неясного или сложного генезиса (а) и надвигового типа (б); 22 — контуры гнейсовых куполов

Рассмотрим более подробно тектонические зоны, отвечающие конседиментационным структурам раннего этапа развития (см. рис. 1).

Горно-Алтайская зона сложена интенсивно дислоцированными мощными олигомиктово-терригенным ( $G_s - O_i$ ) и сланцевым ( $O_{1-2}$ ) комплексами, разделенными выходами метаморфизованных и гранитизированных пород докембрия (?). На севере местами сохранились небольшие, относительно слабо нарушенные наложенные впадины, которые выполнены среднедевонскими вулканитами риолит-дацитового, андезитового, трахиандезитового состава и ассоциирующими с ними континентальными и прибрежно-морскими осадками. Разрез там венчается известняково-терригенной толщей  $D_2^2 - D_3^4$ .

Рудно-Алтайская зона характеризуется чрезвычайно широким распространением осадочно-вулканогенных толщ среднего — верхнего девона, которые резко несогласно налегают на измененные до фации зеленых сланцев карбонатно-терригенные отложения ордовика (?), перекрывающие кристаллический фундамент [4] и прорванные, как и нижнепалеозойские осадки Горного Алтая, интрузивами гранодиорит-гранитовой формации (O<sub>3</sub>—S). Среди девонских пород, смятых в асимметричные брахиморфные складки северо-западного простирания и нарушенных разноориентированными разломами, выделяются две главные формации [2, 14 и др.]. Контрастная базальт-липаритовая (кварц-кератофировая) формация объединяет вулканические, субвулканические и вулкано-терригенные мелководные образования эйфельско-франского возраста, достигающие суммарной мощности 2--6,5 км (лениногорская, крюковская, ильинская, ревнюшинская, березовская, таловская, сокольная, успенская, давыдовская, гериховская, каменевская, снегиревская свиты). Отличительная особенность формации — резкое преобладание кислых вулканитов над основными (в соотношении 9-10:1). В петрохимическом отношении вулканические продукты относятся к калинатровой серии [22, 26]. В ряде мест им комагматичны разновозрастные массивы гипабиссальных гранитоидов [1 и др.].

Вдоль западного края Рудно-Алтайской зоны распространена андезит-дацитовая натровая формация фамена (пихтовская свита). По общему мнению, это типично островодужная ассоциация пород мощностью 2—3 км, в которой вулканиты образуют непрерывный ряд от базальтовдо липаритов с подавляющим преобладанием андезитов и дацитов. Много грубообломочных и красноцветных вулканических накоплений и продуктов их размыва. В северо-восточном направлении они замещаются флишеподобной зеленоцветной толщей аргиллитов, алевролитов, тефрогенных и вулканомиктовых песчаников, кремнистых туффитов (верхняя часть алейской свиты).

Холзунско-Сарымсактинская зона находится к востоку от Рудно-Алтайской. Здесь также развита осадочно-вулканогенная базальт-липаритовая формация (култабарская, хайдунская, холзунская, успенская свиты), осложненная складками умеренной напряженности и сопровождаемая телами малых порфировых интрузий (хайдунский комплекс). Однако породы образовались в течение более узкого возрастного интервала ( $D_2e_2$ —gv<sub>1</sub>), а вулканиты отличаются присутствием андезитов, андезито-дацитов, трахитов и преобладанием среди щелочей К над Na [14]. На юго-востоке зоны формация надстраивает известняковый и песчано (олигомиктово)-сланцевый разрез S—D<sub>1</sub> и перекрывается мелкообломочными с элементами ритмичности осадками D<sub>2</sub>gv<sub>2</sub>—D<sub>3</sub>f.

Таким образом, вкрест простирания трех рассмотренных зон составсреднедевонских вулканитов в целом меняется с запада на восток от калинатровой к существенно калиевой серии, а мелководные морские и прибрежные фации сменяются наземными. При этом картина распространения ареалов активного вулканизма в разные отрезки времени была довольно сложной (см. рис. 1)<sup>2</sup>. В фамене новый вулканический комплекс занял отчетливо кососекущее положение по отношению к площади развития магматических пород среднего девона.

Белоубинско-Маймырская зона представляет северо-восточный борт Южноалтайского прогиба, выклинивающегося в северо-западном направлении. Основание неизвестно, в видимых низах обнажается зеленосероцветная осадочная толща, близкая по составу, строению и возрасту к верхней части разреза соседней Холзунско-Сарымсактинской зоны, однако сильнее перемятая и достигающая большей мощности — до 2,5 км. Характерно чередование вулканомиктовых песчаников кислого состава, алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, причем вверху преобладают сланцы (хамирская, аналоги белоубинской свиты  $D_2gv_2$ —  $D_3$ ). Вышележащая толща ( $D_3$ ) имеет мощность 1—1,5 км и сложена черными сланцами, которые участками тонко и ритмично переслаиваются с кремнистыми разностями, алевролитами и туффитами дацитового состава.

Среди осадков протягивается мощный пояс даек, силлов и линейновытянутых более крупных тел габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и габбро, внедрившихся в фамене и, возможно, в конце франского века [2]. Аналогичный пояс, только меньшего размера, прослеживается и в пределах Рудного Алтая вдоль северного края Быструшинского прогиба. Следует подчеркнуть, что эти кулисно расположенные пояса основ-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Ареалы распространения вулканизма на рис. 1 даны по [2].

ных пород в целом параллельны находящейся западнее полосе фаменских островодужных вулканитов.

Пугачевская зона выделяется впервые. Относящиеся к ней толщи обнажаются к западу и к югу от оз. Маркаколь (см. рис. 1), где слагают серию тектонических чешуй, круто падающих на северо-восток. Нижняя часть разреза представлена глинистыми, известково- и кремнисто-глинистыми алевролитами (текеньская свита D<sub>1</sub>?), тонкотерригенными вулканомиктовыми (кварцево-полевошпатовыми) осадками с рифогенными известняками эйфельского возраста, линзовидные выходы которых образуют протяженную полосу, и прослоями кислых туфов (пугачевская свита). Породы нередко находятся в опрокинутом залегании, интенсивно послойно кливажированы, местами превращены в филлиты, динамосланцы и мраморы. Более молодые отложения были изучены вдоль среднего течения р. Курчум. Там развиты темные алеврито-глинистые и кремнистые (пепловые) осадки, сложно переслаивающиеся, часто в сопровождении подводно-оползневых текстур, с вулканическими брекчиями, лавами, агломератами, гравийными и псаммитовыми тефроидами среднего состава, которые совершенно аналогичны вулканитам пихтовской свиты (D<sub>3</sub>fm) смежных районов Рудно-Алтайской зоны. По-видимому, захоронение вулканогенного материала с беспорядочным его сгружением и образованием оползневых брекчий происходило недалеко от активной гряды в относительно глубоководных условиях.

Иртышско-Курчумская зона сложена разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, составляющими осевую, бо́льшую часть широко известной Иртышской зоны смятия. Представления о возрасте пород разноречивы. Одни исследователи считают их динамометаморфизованными преимущественно девонскими образованиями [11, 17 и др.], другие выделяют среди них докембрийский метаморфический комплекс [2, 7, 24 и др.].

Главные особенности строения Иртышско-Курчумской зоны лучше всего видны на юго-восточном ее фланге, хорошо обнаженном в районе рек Курчум и Калжыр. Здесь в центральной части развиты биотитовые плагиогнейсы с подчиненным количеством амфиболитов. В разных местах породы в разной степени мигматизированы и прорваны секущими и близкими к согласным жилообразными телами аплитов и пегматизированных лейкогранитов. Амфиболит-гнейсовый комплекс образует близкие к брахиморфным складки субширотного простирания с пологими залеганиями (20—40°) метаморфической полосчатости и сланцеватости в ядрах и на замыканиях; минеральная линейность параллельна шарнирам складок, полого погружаясь в юго-западных, восточных и юго-восточных румбах.

С юга-запада амфиболит-гнейсовый комплекс ограничен разломом северо-западного простирания, вдоль которого в полосе шириной до 1 км наблюдаются кливаж и развившаяся по нему сланцеватость, круто (65— 85°) погружающиеся на северо-восток и сопровождающиеся диафторезом (мусковитизация гнейсов, хлоритизация и актинолитизация амфиболитов). Кливаж и сланцеватость секут наклоненную к юго-юго-западу под углами от 25-40 до 60° метаморфическую полосчатость и приводят к образованию плойчатости с очень полого (5—10°) ориентированными шарнирами. В отдельных участках гнейсы и амфиболиты катаклазированы и милонитизированы. Рвущие их плагиогранодиориты и диориты вблизи разлома разгнейсованы согласно с рассланцеванием во вмещающих породах. К юго-западу от разлома обнажается вулканогенно-осадочная толща, превращенная в зеленые сланцы (кварц, альбит, хлорит, эпидот), местами в порфиритоиды и филлиты. Встречаются небольшие тела сильно катаклазированных плагиогранитов, много инъекционного кварца, выполняющего зоны дробления. Сланцы падают на северо-восток под углами 70° и круче. В них проявлены кливаж, сланцеватость и плойчатость той же ориентировки, что и в полосе диафторитов. Как в сланцевом комплексе, так и в диафторитах развита линейность минерального и поликристаллически сегрегационного характера, а также выраженная бороздами скольжения. Эта линейность занимает положение, субпараллельное падению — восстанию вторичного кливажа и сланцеватости.

В северо-восточном от центральной части направлении залегание амфиболит-гнейсового комплекса становится крутым (падение преимущественно на север-северо-восток). Гнейсы и амфиболиты сменяются биотит, биотит-мусковит-, мусковит-альбит-кварцевыми и плагиоклаз-эпидот-актинолитовыми сланцами; среди последних встречаются конформные линейные тела тремолитизированных серпентинитов и апогаббровых бластомилонитов. Еще северо-восточнее, за разломом, распространены динамосланцы (кварц, серицит, хлорит), образовавшиеся, видимо, по алевролитам текеньской и пугачевской свит (?—D<sub>2</sub>). Здесь развит тот же структурный парагенез, что и к юго-западу от амфиболит-гнейсового комплекса, т. е. круто наклоненные на северо-восток вторичные кливаж и сланцеватость, а также аналогичная по морфологии и ориентировке линейность.

Таким образом, юго-восточный фланг Иртышско-Курчумской зоны гетерогенен. В его центральной части располагается мигматизированный комплекс, обладающий типичной гнейсово-купольной структурой. По краям на нее несогласно наложены зеленосланцевые диафториты, генетически тесно связанные с обрамляющими сланцевыми комплексами палеозоя. И диафториты, и сланцы обрамления в целом согласны с продольными разломами, круто падающими на северо-восток, и имеют несомненно динамометаморфическую природу. Ряд же особенностей амфиболит-гнейсового комплекса — однообразие состава, стабильный метаморфизм, мигматизация и характер структур — присущ областям развития гранито-гнейсовых куполов [12] и глубинной складчатости [15], что свидетельствует о принадлежности данного комплекса к блоку кристаллического фундамента, вероятно, протерозойского возраста, тектонический стиль которого резко отличен от окружающих толщ.

Значительно меньшие по размерам блоки гнейсов и кристаллосланцев, метаморфизованных в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, имеются и на северо-западе Иртышско-Курчумской зоны, где они образуют цепочку крутых тектонических линз среди полосы зеленых динамосланцев, которые так же, как и на юго-востоке, возникли преимущественно по палеозойским породам и частично по докембрийскому комплексу.

Калба-Нарымская зона представлена двумя близко одновозрастными комплексами, сменяющими друг друга вкрест простирания. Вдоль северо-восточного края на всем протяжении зоны распространена хаотическая ассоциация пород олистостромового типа, которая впервые была изучена на участке между реками Курчум и Калжыр [5]. Основной массой (матриксом) служат темные до черных и серые серицитизированные алевропелиты и аргиллиты с линзочками, слойками и редкими маломощными прослоями зеленоватых алевролитов, мелкозернистых песчаников кварцево-полевошпатового состава, кремней, светлых пелитоморфных слабокремнистых известняков.

В сланцевой, существенно глинистой массе заключено большое количество обломков, глыб, блоков и пластин различных пород. По составу и формационной принадлежности их можно разделить на несколько групп. К первой относятся осадки, идентичные вмещающим отложениям, накопившимся, по-видимому, в глубоководных условиях. Вторая группа объединяет породы, которые встречаются в соседней Иртышско-Курчумской зоне. Это сплоенные зеленые сланцы, порфиритоиды и филлиты, катаклазированные плагиограниты, жильный кварц. Следующие две группы состоят из пород, нигде по соседству в коренном залегании не известных. Одни из них являются заведомо мелководными образованиями: биогермные известняки разного возраста, часто связанные с ними известковистые полимиктовые песчаники, иногда мелкогалечные конгломераты, а также вулканиты андезитового и дацитового состава. Другие относятся к офиолитовой ассоциации (в порядке частоты встре-



Рис. 2. Характер строения олистостромовой толщи Калба-Нарымской зоны (бассейн р. Курчум, к западу от зим. Аксерке)

1 — рассланцованные алевропелиты и алевролиты основной массы; 2 — дайка гранитпорфиров (PZ<sub>3</sub>); 3—8 — включения и обломки: 3 — известняков, 4 — зеленых сланцев, 5 — порфиритоидов, 6 — брекчированных и прокварцованных плагиогранитов, 7 — жильного кварца, 8 — известковистых песчаников

чаемости): актинолитизированные, хлоритизированные и карбонатизированные субвулканические (?) порфириты и афириты, спилитизированные, нередко с реликтами подушек эффузивы основного состава, зеленокаменно измененные габбро-диабазы, темные перекристаллизованные тонкослоистые силициты (микрокварциты), амфиболитизированные габбро, серпентиниты и антигоритовые сланцы.

Среди обломочного материала, распространенного крайне неравномерно и в целом беспорядочно, в количественном отношении резко доминируют породы последних трех групп, которые, как правило, сильно брекчированы и раздроблены. Размеры и форма включений самые разнообразные (рис. 2). Преобладают изометричные глыбы средних (до 20— 30 м в поперечнике) и мелких (1—5 м) размеров. Известняки, зеленые сланцы, основные вулканиты и габброиды часто слагают довольно крупные пластины, протягивающиеся на сотни метров, а иногда на первые километры. Более мелкие линзообразные отторженцы обычно располагаются один на продолжении другого или кулисно, согласно с общим простиранием, как это видно на рис. 3, *А*.

Блоки и глыбы пород второй группы и известняков почти всегда сопровождаются шлейфом мелких щебенчатых обломков и зерен того же состава, придающих «мусорный» облик матриксу. К югу от пос. Май-Терек обнажается пачка осадочных брекчий, состоящая из нагромождения мелких обломков, крупных глыб и обрывков слоев песчаников, алевролитов, а также известняков, андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров, которые окружены комковатым песчано-алевритовым материалом. Вообще следы обвально-оползневых структур и текстур встречаются редко. Возможно, это вызвано тем, что они затушеваны более поздними складчатыми деформациями и кливажом.

Все составляющие олистостромовой толщи, суммарная мощность которой по грубым оценкам не менее 2 км, дислоцированы весьма интенсивно<sup>3</sup>. Первоначальная форма включений зачастую сильно усложнена

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Рассматриваемая часть Калба-Нарымской зоны вместе с Иртышско-Курчумской н Пугачевской зонами обычно относится к Иртышской зоне смятия.

мелкой складчатостью. Некоторые из них будинированы и растащены или выжаты в виде отдельных фрагментов. Контакты с алевропелитовым матриксом в таких случаях тектонические. Кроме того, вулканогенные породы по краям обычно рассланцованы (если отторженцы некрупные, то рассланцованы целиком) и наиболее значительно вторично изменены, что местами приводит к «размазыванию» границы между подобными включениями и вмещающей массой. Среди матрикса много милонитов, участки развития которых вытянуты вдоль плоскостей сланцеватости.

Время накопления олистостромовой толщи определяется следующим образом. На юго-востоке зоны в глыбах известняков неоднократно находили кораллы, мшанки и криноидеи, возраст которых в разных глыбах варьирует от эйфеля до франского яруса. Большинство биогерм содержит эйфельские или живетские формы [6], на основании чего ранее выделялись соответственно либо пугачевская, либо кыставкурчумская свиты. Поскольку же фауна собрана из олистолитов, то возраст вмещающей толщи не может быть древнее позднего девона. Это подтверждается комплексом спор, характерным для фаменского яруса, который обнаружен, по данным В. А. Аристова, среди темных алевролитов вдоль среднего течения р. Жаманкиенсу.

Олистостромовая толща в юго-западном направлении постепенно замещается аспидной формацией, выходы которой занимают бо́льшую часть территории Калба-Нарымской зоны. Формация представлена такырской свитой (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>t), состоящей из черных глинистых сланцев и алевролитов с маломощными (до 0,5—1 м) прослоями мелкозернистых олигомиктовых песчаников. Количество последних сильно возрастает вверх по разрезу, общая мощность которого, вероятно, превышает 1,5 км. Отложение осадков было связано с деятельностью турбидных потоков. По мнению В. П. Нехорошева [17], накопление происходило в самой глубокой части Зайсанской геосинклинали в условиях сероводородного заражения.

Породы такырской свиты повсеместно смяты в сжатые, близкие к изоклинальным складки северо-западного простирания; часто наблюдается мелкая осложняющая складчатость. Характерно устойчивое запрокидывание складок к юго-западу и развитие кливажа осевой плоскости, падающего под углами 60—70° к северо-востоку. Широко распространены продольные малоамплитудные разрывы взбросового типа.

Вблизи восточной границы площади развития аспидной формации к некоторым из таких прямолинейных разломов приурочены протрузии серпентинитового мономиктового меланжа 4. Наиболее крупная протрузия, протягивающаяся на 6 км при ширине 50—200 м, обнажается на юге региона, вблизи слияния рек Кыстав-Курчум и Курчум. Серпентиниты по краям сильно рассланцованы, перетерты и обычно оталькованы, карбонатизированы (магнезит) и хлоритизированы, в центральных же частях они сохранили мелкобрекчиевую структуру с шаровидными закатышами массивных разностей. Встречаются глыбы разных размеров и формы серпентинизированных перидотитов (гарцбургитов?), слабополосчатых эпигаббровых амфиболитов, в том числе гранатовых, амфиболитизированных диабазов, и, реже, черных перекристаллизованных кремней (микрокварцитов). По-видимому, протрузии являются отторженцами меланократового основания, залегающего, судя по амплитудам выводящих разломов, на сравнительно небольшой глубине непосредственно ниже такырской свиты.

Чарская зона состоит из двух структурных единиц — собственно Чарской и Желдыкарской (см. рис. 1), которые представляют собой тектонические покровы, дислоцированные совместно с окружающими толщами [5].

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Эти протрузии вместе с телами основных и ультраосновных пород среди олистостромовой толщи часто выделяются в Прииртышский офиолитовый или «офиолитоподобный» пояс [13, 23 и др.].

Внутреннее строение Чарского покрова очень сложное. Широко распространен серпентинитовый меланж чрезвычайно пестрого состава [21]. Включения, глыбы и блоки представлены разнообразными офиолитами и ассоциирующими с ними породами (зеленокаменно перерожденные диабазы, афировые и скуднопорфировые высокоглиноземистые плагиобазальты, шаровые и подушечные лавы толеитовой серии, яшмы с радиоляриями (O<sub>2</sub>—S<sub>1</sub>? и D<sub>1-2</sub>)<sup>5</sup>, фтаниты и другие силициты, габброиды, родингиты, плагиогранитоиды, серпентинизированные перидотиты, хромиты, гранатовые и безгранатовые амфиболиты<sup>6</sup>, гранат-глаукофановые и глаукофановые сланцы, углеродистые и слюдистые кварциты), а также фрагментами карбонатно-кремнисто-терригенного ( $S_1w_2$ — $D_1$ ,  $D_2$ ), карбонатного (S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>v) и вулканогенного (андезито-базальтовые, андезитовые, реже дацитовые вулканиты известково-щелочной серии, связанные с ними марганценосные яшмы и серые кремнии D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) разрезов, которые слагают помимо включений и самостоятельные останцы. Среди последних преобладают массивы биогермных известняков различного возраста. Характерны разнозернистые офиолитокластовые (преимущественно серпентинитовые) и «зеленокаменные» граувакки, первое появление которых датируется эйфелем.

Детали структурных соотношений разных по возрасту, генезису и фациальной принадлежности пород в настоящее время еще не ясны. Предприняты попытки выделить несколько тектонических пластин [9, 20]. В целом же Чарский покров залегает внутри граувакково-флишоидного комплекса серпуховского яруса нижнего карбона, по-видимому, ближе к его основанию; покров (пакет пластин) подстилается, а местами и расслаивается олистостромовыми толщами, в сложении которых принимают участие все отмеченные выше образования [5, 19].

Желдыкарский покров, расположенный к юго-западу от Чарского, отличается более простым чешуйчатым строением и перекрывает осадки среднего и верхнего карбона, содержащие грубообломочные пачки олистостромового типа. В основании покрова на отдельных участках обнажаются серпентиниты с глыбами габбро-амфиболитов. Остальная часть сложена измененными диабазами, в том числе брекчиевыми разностями и дайками, спилитами, афировыми лавами и гиалокластитами базальтового, иногда андезито-базальтового состава, многочисленными горизонтами разноцветных яшм с радиоляриями нижнего девона, кремнистоглинистых и кремнистых алевролитов; изредка встречаются линзочки пелагических известняков.

### ПРИРОДА ГРАНИЧНЫХ РАЗЛОМОВ

Современная структура Юго-Западного Алтая характеризуется большой напряженностью и региональной юго-западной вергентностью главных ее элементов, причем в одних зонах (Калба-Нарымской, Иртышско-Курчумской, Пугачевской) вергентность выражена сильнее, в других (Рудно-Алтайская зона) — слабее. Все тектонические зоны разделены одинаково ориентированными разломами, круто падающими на северо-восток в целом согласно с залеганием пород, в том числе и верхнепалеозойских. Однако пространственная приуроченность к некоторым из разломов специфических олистостромовых комплексов (Чарская, Калба-Нарымская зоны), а также меланжа свидетельствуют о первоначально надвиговой природе граничных разломов, которые приобрели более крутое залегание уже в процессе последующей складчатости. О покровной структуре Чарской зоны, сформировавшейся по крайней мере в серпуховском веке, мы уже упоминали.

В качестве другого примера, имеющего принципиальное значение, рассмотрим фрагмент границы между Иртышско-Курчумской и Калба-Нарымской зонами. Разлом, разделяющий эти зоны, прекрасно обнажен

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Определения Б. Б. Назарова.

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Абсолютный возраст полосчатых гранатовых амфиболитов с реликтами эклогитов варьирует от 475±20 до 545±50 млн. лет [8].



Рис. 3. Геологическая схема левобережья среднего течения р. Курчум (А) и диаграммы ориентировок плоскостных (Б) и линейных (В) текстур (равноугольная полярная проекция, верхняя полусфера)

1 — аллювнальные отложения; 2—3 — олистостромовая толща Калба-Нарымской зоны: 2 — слабо рассланцованные аргиллиты, алевролиты, песчаники, линзы пелитоморфных известняков, 3 — олистолиты брекчированных криноидных известняков; 4 — динамосланцы (кварц-хлоритовые, полевошпат-кварц-хлоритовые и др.) Иртышско-Курчумской зоны и олистолиты этих же пород в Калба-Нарымской зоне; 5 — структурные линии; 6, 7 — основание доскладчатого шарьяжа: 6 — поверхность сместителя, 7 — милониты; 8 — послескладчатые разрывы; 9 — ориентировка плоскостных текстур: а — слоистость и метаморфическая сланцеватость, 6, в — рассланцевание наклонное (б) и вертикальное (в); 10 — ориентировка линейности: а — выраженной деформированными обломками пород и минералов, 6 — выраженной шарнирами мелких плоек; 11, 12 — слоистость (11), рассланцевание (12) в породах Калба-Нарымской зоны; 13, 14 — метаморфическая сланцеватость (13) и кливаж (14) в динамосланцах Иртышско-Курчумской зоны; 15, 16 — линейность, выраженная деформированными обломками пород и минералов: 15 в Калба-Нарымской зоне, 16 — в Иртышско-Курчумской зоне; 17 — линейность, выраженная шарнирами мелких плоек

на левобережье р. Курчум (рис. 3). К поверхности сместителя приурочена полоса милонитов мощностью от первых метров до 15—20 м. Милониты, образовавшиеся как по зеленым динамосланцам висячего восточного крыла, так и по темному глинисто-сланцевому матриксу лежачего западного, содержат порфирокласты кварца, уплощенные в плоскости милонитовой полосчатости. Показательна конфигурация в плане самого разлома и сопровождающей полосы милонитов. Сложный характер контура в сочетании с сильно расчлененным рельефом свидетельствует о том, что поверхность сместителя образует складки.

В породах западного крыла сланцеватость занимает секущее положение по отношению к слоистости и отвечает по ориентировке положению осевых поверхностей складок (см. рис. 3,  $\mathcal{B}$ ). В восточном крыле развит редкий кливаж (ширина микролитонов 2—10 см), секущий динамометаморфическую сланцеватость. С кливажом генетически связана мелкая плойчатость излома. Одинаковое пространственное положение сланцеватости к западу от разрыва и кливажа к востоку от него указывает на их генетическое единство и синхронность. Этот вывод подтверждается и пространственной идентичностью ориентировки деформационной линейности в породах западного крыла и милонитах (см. рис. 3,  $\mathcal{B}$ ).

Юго-восточнее среди поля зеленосланцевых пород установлено небольшое тектоническое окно (см. рис. 1). Окно представляет собой сильно сжатую запрокинутую антиформу с крутыми, погружающимися к северо-востоку крыльями, в ядре которой выходят черные глинистые сланцы Калба-Нарымской зоны.

Согласно приведенным структурным данным, разлом между Иртышско-Курчумской и Калба-Нарымской зонами является доскладчатым; его сместитель некогда занимал слабонаклонное положение. Очевидно, это был шарьяж, в аллохтоне которого возникли динамосланцы. При складчатости в автохтоне развилась слабая сланцеватость, а в аллохтоне кливаж, параллельные осевым поверхностям складок.

Следы доскладчатого шарьирования местами отмечаются и вдоль других граничных разломов. Так, к северу от г. Усть-Каменогорска в районе Белоусовского месторождения описан вовлеченный в более позднюю складчатость надвиг [3, 25], разделяющий кислые вулканиты Рудно-Алтайской зоны и залегающие под ними метаморфизованные толщи Иртышско-Курчумской и, вероятно, частично Пугачевской зон. На аналогичный характер остальных тектонических границ указывают их конформность и морфологическая однотипность с изученными разломами.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Рассмотренные зоны в настоящее время образуют систему круго залегающих и сложнопостроенных тектонических пластин, надвинутых друг на друга в юго-западном направлении (рис. 4, А). Последовательность пластин отражает первичное взаиморасположение отвечающих им структурно-фациальных зон. Так, источником вулканогенного вещества среднего состава среди осадочных отложений Пугачевской зоны, очевидно, служила полоса фаменского вулканизма, находившаяся восточнее (пихтовский комплекс Рудно-Алтайской зоны). Динамосланцы и плагиограниты Иртышско-Курчумской зоны встречаются в виде обломков и олистолитов в расположенной непосредственно западнее и структурно ниже Калба-Нарымской зоне.

Изложенный материал позволяет провести наиболее обоснованную палеотектоническую реконструкцию только для позднедевонского времени. Какова же была тогда тектоническая обстановка? Мы считаем, что Юго-Западный Алтай, являющийся частью обширного Урало-Монгольского складчатого пояса, представлял активную континентальную окраину со всеми присущими ей основными структурами. Полный поперечный профиль восстанавливается на юге изученного региона (см. рис. 4, Б). Вулканической островной дуге отвечает Рудно-Алтайская зона, Пугачевская зона соответствует фронтальному склону этой дуги и (или) небольшому преддуговому бассейну, а Иртышско-Курчумская — подводной террасе, точнее, поднятию по ее наружному краю. Отложения Калба-Нарымской зоны накапливались на внутреннем склоне глубоководного желоба (олистостромовая толща), в осевой его части и вдоль внешнего склона (такырская свита). Реликты прилегавшей океанической плиты ныне встречаются среди меланжа и отдельных останцов Чарской зоны, в пределах которой тектонически совмещены и перемешаны породы меланократового фундамента и перекрывавшие их разнообразные осадки и вулканиты, слагавшие различные океанические структуры. К востоку от островной дуги находилось окраинное море (Белоубинско-Маймырская зона), отделявшее дугу от континентального массива (Горно-Алтайская зона) 7.

В соответствии с предлагаемой реконструкцией, аспидная формация Калба-Нарымской зоны рассматривается как палеоаналог первого слоя океанического чехла желоба. Хотя нижняя стратиграфическая граница этого слоя неизвестна, однако протрузии серпентинитового меланжа,

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> Подобный, но гораздо менее полный, латеральный ряд палеоструктур был намечен А. А. Ковалевым и Ю. В. Корякиным [13], частично В. И. Филатовым и Е. П. Шираем [22].





Рис. 4. Схематизированный профиль южной части региона (A) с палеотектонической реконструкцией для позднего девона (Б)

1 — граниты калбинского комплекса; 2 — континентальная моласса; 3 — граувакковые флишоиды; 4 — глинистые и алевритовые сланцы; 5 — мелкообломочные терригенные отложения с элементами ритмичности; 6 — биогермные известняки; 7 — отторженцы различных комплексов (а) и вулканитов андезит-дацитовой формации (б); 8 — диабазы, габбро-диабазы; 9 — вулканиты среднего состава (а), в том числе туфиты и пепловые туфы (б); 10 — вулканиты преимущественно кислого состава (а), в том числе туфы (б); 11 — досреднедевонское основание; 12 — амфиболит-гнейсовому комплексу; 13 — зеленые динамосланцы, диафториты по амфиболит-гнейсовому комплексу; 14 — офнолиты.

Тектонические зоны: І— Калба-Нарымская, ІІ— Иртышско-Курчумская, ІІІ— Пугачевская, ІV— Рудно-Алтайская, V— Белоубинско-Маймырская, VI— Холзунско-Сарымсактинская, VII— Горно-Алтайская

включающие породы только офиолитовой ассоциации, свидетельствуют о формировании отложений на океанической коре. В восточном направлении тонкотерригенные осадки сменяются олистостромом, содержащим обломки, глыбы и отторженцы как океанического разреза, так и пород, распространенных в Иртышско-Курчумской зоне (зеленые сланцы, порфиритоиды, плагиограниты), а также разновозрастные известняки, известковистые песчаники и конгломераты. Вероятно, эти осадки также некогда находились в пределах Иртышско-Курчумской зоны, где в настоящее время полностью размыты. Таким образом, олистостромовый комплекс накапливался у подножия крутого уступа террасы, чей приподнятый край был сложен метаморфизованными породами, которые перекрывались мелководной терригенно-карбонатной толщей среднего девона.

Характерные для Пугачевской зоны вулканогенно-осадочные отложения верхнего девона отвечают внешнему склону и подножию вулканической дуги. На это указывает захоронение грубообломочного материала вулканического происхождения среди относительно глубоководных бескарбонатных алеврито-глинистых и кремнистых осадков и широкое развитие подводно-оползневых текстур. Основанием, видимо, служили тонкообломочные отложения с рифогенными известняками и кислыми вулканитами пугачевской свиты (D<sub>2</sub>ef?), местами превращенные в зеленые динамосланцы. Собственно вулканической дуге и ее внутреннему склону в рассматриваемом сечении отвечают эффузивы, субвулканические тела и тефроиды пихтовской свиты (D<sub>3</sub>fm) Рудного Алтая, сохранившиеся среди более молодых образований в отдельных тектонических клиньях. Верхнедевонская флишоидная толща темноцветных глинистых сланцев, алевролитов и туффитов Белоубинско-Маймырской зоны выполняла уже бассейн краевого моря, расположенный в тылу островной дуги. Вдоль северо-восточного, приконтинентального борта этой структуры прослеживается одновозрастный пояс даек, силлов и линейно-вытянутых тел диабазов и габбро-диабазов.

Формирование континентальной окраины на стыке структур Алтае-Саянского палеоконтинента и Иртыш-Зайсанского палеоокеанического бассейна происходило длительно и различно на разных этапах развития. В среднем девоне по краю континента возникает вулкано-плутонический пояс, фрагменты которого сохранились на Рудном Алтае ( $D_2ef-D_3f$ ) и в Холзунско-Сарымсактинской зоне Южного Алтая ( $D_2e_2-gv_1$ ). Этот пояс обладает многими характерными чертами, присущими краевым вулканическим поясам активных окраин андийского типа, в том числе латеральной петрохимической зональностью [16, 18]. Можно предполагать и о существовании в эту эпоху вдоль границы континента зоны Беньофа. Однако осадки среднедевонского глубоководного желоба пока не установлены.

В позднем девоне происходит перестройка пограничной области континент — океан. Вероятно, меняется положение зоны Беньофа. Если на северо-западе эта более молодая зона практически совпадала с предшествовавшей, то на юго-востоке она сместилась в западном направлении, в сторону океанической плиты. Об этом свидетельствует изменение характера фундамента позднедевонской вулканической дуги: на севере основанием служили вулканиты среднедевонского пояса, а на юге - тонкообломочные фации его приокеанического склона. Образованию повой зоны Беньофа предшествовало частичное раздвигание на краю континента и заложение впадин окраинного моря. Раскалывание и раздвигание фиксируется мощными поясами диабазов. Их кулисное расположение свидетельствует о раздвижении в субширотном направлении и о присутствии правосдвиговой составляющей. Тыловая раздвиговая зона рассекла наискось среднедевонский вулканический пояс и вызвала обособление его Холзунско-Сарымсактинского отрезка (см. рис. 1). Прямые данные о фундаменте в осевой части Белоубинско-Маймырского краевоморского бассейна отсутствуют. Раскрытие этой структуры вряд ли привело к появлению новой коры океанического типа. Во всяком случае мы не имеем доказательств существования такой коры в виде выходов пород офиолитовой ассоциации. Не исключено, что раздвигание захватило только гранитно-метаморфический слой континентальной коры.

Позднедевонский ряд структур Юго-Западного Алтая больше всего напоминает область перехода континент — океан в Японском сегменте Тихоокеанского кольца. Как известно, там в позднем мелу существовала активная континентальная окраина Азиатского материка с вулканическим (риолитовым) поясом андийского типа. В палеогене происходит раскалывание края континента, начинается отодвигание отколовшихся континентальных блоков вместе с частью краевого пояса и формируется Японское окраинное море. В его тылу параллельно материковому краю возникают протяженные узкие грабены, часто выполненные щелочными базальтоидами (грабен Вонсан — Сеул). В неогене на континентальных фрагментах и частично на деформированных породах океанического ложа закладывается вулканическая дуга. В настоящее время между осевой частью глубоководного желоба и дугой местами фиксируются подводные террасы.

В отличие от Японского моря краевоморский бассейн Южного Алтая, по-видимому, не имел обширных участков с корой океанического типа. В целом же в переходной области Алтае-Саянский палеоконтинент — Иртыш-Зайсанский палеоокеанический бассейн наблюдается аналогичная эволюция пограничных структур от активной континентальной окраины андийского типа к системе краевое море — островная дуга японского типа.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В качестве палеоаналогов зон Беньофа обычно рассматривают древние субдукционные комплексы. Изучение таких комплексов, известных пока в очень ограниченном числе мест, имеет исключительно важное значение, так как способствует правильному пониманию глубинных процессов, происходящих в современных зонах и недоступных непосредственному наблюдению. В результате проведенных нами исследований субдукционный комплеккс, отвечающий ископаемой зоне Беньофа, по формационному типу пород, стилю деформаций, особенностям метаморфизма и тектоническому положению можно выделить и на Юго-Западном Алтае. При этом в понятие «субдукция» мы не вкладываем весь тот гипотетический механизм движений и преобразования коры, который предлагается ортодоксальной тектоникой плит. Под субдукцией нами подразумевается тип сочленения разнородных областей с надвиганием континентальных масс на океаническую кору.

Субдукционный комплекс Юго-Западного Алтая значительно эродирован и в целом соответствует **Иртышской зоне смятия**, объединяющей в современной структуре внутренний склон палеожелоба и соседнюю подводную террасу. Зона смятия представляет собой мощную полосу неравномерного рассланцевания, слабовергентного в сторону бывшего океанического бассейна, которая содержит фрагменты надвиговых чешуй и изоклинальных разнопорядковых складок пластического течения и скалывания нескольких генераций. Следует отметить большое структурное и литологическое сходство Иртышской зоны смятия с хорошо изученным субдукционным комплексом о. Кадьяк, краткое описание которого было приведено в начале статьи. Окончательное становление зоны смятия связано с многократными движениями, происходившими в течение позднего палеозоя.

Поверхностным выражением Иртышской зоны Беньофа служил глубоководный желоб, заполнившийся осадками Калба-Нарымской зоны. Более глубокой части зоны Беньофа, вероятно, отвечают зеленые динамосланцы, широко распространенные сейчас в пределах Иртышско-Курчумской, меньше Пугачевской зон и образовавшиеся по различным породам, в том числе по осадкам среднедевонского возраста, которые вошли в фундамент фронтального склона фаменской островной дуги, что свидетельствует о принадлежности динамосланцев именно к позднедевонской зоне Беньофа. В процессе развития этой зоны динамосланцы выводились по надвигам и взбросам в область подводной эрозии и попадали в виде олистолитов в осадки желоба. С другой стороны в осадки желоба были втиснуты тектонические отторженцы океанической литосферы.

Полоса динамосланцев имеет мощность до 25—30 км и заключает линзовидные блоки относительно ненарушенных пород. К ним относятся глиноземистые гнейсы и амфиболиты Курчумского «выступа» с остатками куполообразных структур. Интересно, что именно эти блоки слагают основание поднятого края террасы между осью желоба и островной дугой (см. рис. 4, Б), являясь, видимо, ранее отодвинутыми бескорневыми глыбами сиалического фундамента континента, которые были вовлечены в висячее крыло сейсмофокальной плоскости вместе с небольшими лоскутами мафического ложа (тремолитизированные серпентиниты, апогаббровые бластомилониты по северо-восточному краю Курчумского блока). Поэтому вряд ли правильно структурные поднятия террас с фрагментами кристаллиникума относить к аккреционным подводным хребтам; их происхождение в первую очередь связано с дрейфом отколовшихся континентальных блоков.

Среди динамосланцев Иртышской зоны Беньофа отсутствуют традиционно приписываемые сейсмофокальным плоскостям метаморфические образования низких температур и высоких давлений. Разумеется, можно предположить, что они залегают глубже и в настоящее время не вскрыты. Однако глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты и эклогиты присутствуют среди глыб Чарского меланжа. Этот меланж надвинут на Казахстанский палеоконтинентальный массив и не имеет в своем составе каких-либо реликтов зон Беньофа. Метаморфиты высоких давлений часто встречаются также среди офиолитов обдуктивных окраин многих других регионов. Поэтому мы считаем, что присутствие только метаморфических пород высоких давлений не может служить индикатором при установлении палеоаналогов зон Беньофа. Для этого необходимо привлекать совокупность тектонических, формационных и палеогеографических признаков.

#### Литература

- 1. Авдонин В. В., Гариков И. О., Наумов В. А. Обломки интрузивных пород в девонских вулканогенных толщах Алейского антиклинория и их значение для определения возраста гранитоидных массивов. В кн.: Вопросы металлогении, вещественного состава и геологического строения месторождений Казахстана. Алма-Ата: Изд-во КазПГИ, 1978, вып. 13, с. 73-84.
- 2. Атлас палеотектонических и структурно-формационных карт палеозоя Юго-Западного Алтая, масштаб 1:1000 000/Ред. Микунов М. Ф., Стучевский Н. И. М.: Аэро-
- Горжевский Д. П., Микулов М. Ф., Филигов L. П. С. М. Самыгалавеничской значений срединных массивов (на примере свиниово-цинковых провинций).— В кн.: Текто-ника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 109—116.
   Гредюшко Е. А., Ротараш И. А., Самыгин С. Г. Олистостромовые комплексы Юго-Западного Алтая.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 171—174.
   Григайтис Р. К. О возрасте и стратиграфическом расчленении отложений кыстав-курчумской свиты на Южном Алтае.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 23, с. 33—39.
   Голистис Р. К. О возрасте и стратиграфической толици Куриумской свиты на Южном Алтае.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 23, с. 33—39.

- 7. Григайтис Р. К. Петрология метаморфической толщи Курчумско-Кальджирского антиклинория (Южный Алтай): Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Л., ВСЕГЕИ, 1967, с. 23.
- 8. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали.— Геол. и геофизика, 1969, № 3, с. 121—125.
- Елисеев Н. А. Геологический очерк Калбы.— В кн.: Большой Алтай. Т. II. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 119—176.
   Ермолов П. В., Кузебный В. С., Полянский Н. В. Состав и строение кристалличе-
- ского фундамента Зайсанской складчатой системы. Докл. АН СССР, 1978, т. 239,
- № 4, с. 922—925. 11. Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 248. 12. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974,
- c. 200.
- 13. Ковалев А. А., Корякин Ю. В. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития). — В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975, с. 75—85. 14. Кузебный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения.
- Алма-Ата: Наука, 1975, с. 342.
- 15. Милеев В. С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтюбинского антиклинория.— В кн.: Геология и текто-ника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 181—365.
- 16. Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения). — Геотектоника, 1972, № 1, c. 6-28.
- 17. Нехорошев В. П. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 262.
- 18. Поляков Г. В., Фовгаль В. Н., Телешев А. Е., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледонско-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой обла-сти.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 6, с. 1374—1377.
- Полянский Н. В. Нижнекаменноугольные олистостромы центральной части Зай-санской складчатой системы.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 674—677.
   Полянский Н. В., Добрецов Н. Л., Ермолов П. В., Кузебный В. С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса.— Геол. и геофизика, 1979, № 5, c. 66-78.
- 21. Ротараш И. А., Гредюшко Е. А. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 73—79. 22. Филатов Е. И., Ширай Е. П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой
- области.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 172—175. 23. Хорева Б. Я. О Принртышском офиолитовом поясе, времени его образования и структурном положении.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 23, с. 81—88.

- 24. Хорева Б. Я. О наличии докембрия в Иртышской зоне смятия Алтая. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1961, № 10, с. 30-44.
- 25. Хорева Б. Я. Петрологические особенности зон смятия и характер связи их с глу-
- бинными разломами.— В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 139—146. 26. Чернов В. И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1974, с. 264. 27. Connely W. Uyak Complex, Kodiak Islands, Alaska: a Creteceous subduction com-
- plex.— Geol. Soc. America Bull., 1978, v. 89, № 5, p. 755-769.
- Dickinson W., Seely D. Structure and stratigraphy of forearc regions.— AAPG Bull., 1979, v. 63, № 1, p. 2-31.
   Jones D., Blake M. (Jr.), Bailey E., McLaughlin R. Distribution and character of upper Mesozoic subduction complexes along the west coast of North America.— Tectonophysics, 1978, v. 47, № 3/4, p. 207-222.
   Moore D., Curray J., Emmel F. Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes to data and the subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes to data and the subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes to data and the subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are subduction complexes along the submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Are submarine slide (olistostrome) a
- Sunda Arc subduction zone, northeast Indian Ocean.— Marine Geol., 1976, v. 21, p. 211-226.
- Moore J., Wheeler R. Structural fabric of a mélange, Kodiak Islands, Alaska.— Amer. J. Sci., 1978, v. 278, № 5, p. 739—765.
   Piper D., von Huene R., Duncan J. Late Quaternary sedimentation in the active eastern
- Aleutian trench.— Geology, 1973, v. 1, № 1, p. 19–22.

Восточно-Казахстанское геологическое управление, Усть-Каменогорск Геологический институт Академии наук СССР, Москва Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова Свердловский горный институт чим. В. В. Вахрушева

Поступила в редакцию 19.V.1980 Январь — Февраль

УДК 551.243.4(236.1)

#### КОТЕЛЬНИКОВ В.И.

# АЛЬПИЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ РИФСКО-БЕТСКОЙ ДУГИ (ЗАПАДНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ) И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

В статье устанавливается пространственная связь альпийских тектонических покровов Западного Средиземноморья с типами разрезов мезозоя — кайнозоя, определяются амплитуды горизонтальных перекрытий и возраст тектонических покровов. Делается вывод о том, что эти тектонические покровы возникли вследствие встречного поддвигания под окраины разраставшегося срединного инверсионного поднятия окаймлявших его зон седиментации.

Современные представления о геологии Западного Средиземноморья, основанные на установлении здесь многочисленных тектонических перекрытий, изложены в трудах французских геологов П. Фалло, Ж. Корнпробста, М. Маттоэра, М. Дюран-Дельги, Ж. Андриё, Ю. Шубера и др. С 1975 по 1978 г. геологическое строение юго-западной части этой территории (Северный Риф) изучалось группой советских геологов под руководством Н. П. Михайлова, Б. П. Распопова и С. А. Шабовича. Автором, участвовавшим в этих работах, получены данные, позволившие ему на основе типизации разрезов мезозоя и кайнозоя выделить ансамбль региональных тектонических покровов, нарушенный сводово-глыбовыми движениями, и предложить схему механизма формирования покровов Западного Средиземноморья.

# ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Западное Средиземноморье (обрамление Альборанского моря) характеризуется дугообразным (точнее «подковообразным») структурным планом с резким изгибом (с разворотом на 180°) линий простирания основных структурных элементов. Замыкание дуги обращено своей выпуклостью на запад, а открывается она на восток. При этом параллельные концы дуги ориентированы субширотно.

В расположении основных тектонических зон и тектонических покровов наблюдается отчетливая двусторонняя (зеркальная) симметрия относительно воображаемой субширотной линии, проходящей через центр этой дуги. Зону палеозойских отложений, занимающую внутреннюю часть дуги (Палеозойский Риф и Бетские палеозоиды), окаймляет снаружи зона карбонатных отложений мезозоя и кайнозоя (Рифский и Бетский Дорсаль), а последняя окаймляется с внешней стороны зоной терригенных отложений мезозоя и кайнозоя («зоной флишей»). В современной структуре границы этих зон проходят в основании тектонических покровов, причем покровы, образованные палеозойскими отложениями, залегают тектонически на покровах с карбонатными разрезами мезозоя и кайнозоя, а последние залегают тектонически на терригенных толщах зоны флишей. При этом тектонические покровы расположены так, что фронтальная часть каждого покрова находится на большем удалении от центра дуги, нежели его погружающееся к центру дуги основание.

Таким образом, все поверхности, разграничивающие тектонические покровы, в целом погружаются в сторону внутренней части дуги, так что относительно внутренние покровы всегда залегают на покровах более внешних. Иными словами, Западное Средиземноморье (Альборанская дуга) представляет собой центриклинальное замыкание крупного и сложного тектонического сооружения с центробежной вергентностью.

В самом замке этого сооружения (между Гибралтаром и Тетуаном)

№ 1

общий первоначальный наклон структурных поверхностей к востоку замаскирован частичной более поздней переориентировкой этих поверхностей в обратном направлении, так что в современной структуре они здесь нередко опрокинуты и наклонены на запад.

## ФОРМАЦИИ И ТИПЫ РАЗРЕЗОВ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ 1

Для мезозоя и кайнозоя Известнякового Дорсаля и Палеозойского Рифа можно выделить пять формаций, представляющих собой наиболее крупные естественные ассоциации горных пород, соответствующие основным этапам седиментации. Эти формации слагают все тектонические покровы Известнякового Дорсаля и венчают сложенные палеозоем тектонические покровы Палеозойского Рифа.

а) Псефито-псаммитовая континентальная формация пермско-раннетриасового возраста. В ее составе красные, реже зеленые и серые полимиктовые песчаники и алевролиты с пачками розовых и зеленых кварцитовидных песчаников и с линзами малиновых полимиктовых конгломератов. Мощность формации — несколько сотен метров.

Эта формация широко представлена на территории Палеозойского Рифа, где она венчает разрезы палеозоя. В Известняковом Дорсале она обычно залегает в основании верхнего тектонического покрова с сокращенным разрезом мезозоя и кайнозоя, характерным для Восточного Дорсаля. Нами установлено также наличие этой формации в основании одного из нижних тектонических покровов с полным разрезом мезозоя и кайнозоя, характерным для Центрального Дорсаля (пос. Азилан в районе Шешауена).

6) Известняково-доломитовая лагунно-морская формация среднепозднетриасового возраста. Эта формация в наиболее полном виде представлена в Западном и в Центральном Дорсале, где ее мощность достигает 1200 м. В Восточном Дорсале мощность ее не превышает 100 м. В Палеозойском Рифе эта формация не установлена.

Данная формация в своей нижней части представлена доломитами, а в верхней (рэтский ярус) — мергелями, доломитами и известняками. В Восточном Дорсале обеим частям соответствует доломитовая толща, иногда содержащая прослои известняков, мергелей, карбонатно-полимиктовых гравелитов и конгломератов. Таким образом, обнаруживается изменение внутреннего строения, состава и мощности данной формации в латеральном направлении (с юго-запада на северо-восток), в сторону береговой линии средне-позднетриасового седиментационного морского бассейна. Преобладание доломитов свидетельствует об изолированном (лагунном) характере этого бассейна.

Данная формация залегает в основании Дорсальских тектонических покровов. Лишь в верхнем покрове с разрезом восточнодорсальского типа нередко сохраняются подстилающие ее обрывки формации «а». Как уже отмечалось выше, последняя подстилает описываемую формацию и в одном из Центральнодорсальских тектонических покровов.

в) Силицито-доломито-известняковая морская формация лейасового (геттангско-тоарского) возраста. В Западном и Центральном Дорсале эта формация состоит из массивных карбонатов в нижней части и известняков с силицитами в верхней части. Мощность формации здесь достигает 500 м. В Восточном Дорсале представлена лишь нижняя часть этой формации (массивные доломиты и известняки), по мощности не превышающая 100 м. Наконец, на территории Палеозойского Рифа эта формация известна лишь на отдельных небольших участках и представлена также только своей нижней частью — массивными карбонатами небольшой мощности.

На подстилающих отложениях данная формация залегает с признаками размыва. Это отложения открытого морского бассейна с умеренно

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> При написании этого раздела использованы стратиграфические материалы П. Фалло [12, 13], Ж. Корипробста [11, 15], В. Вильди [17], М. Лейкина [16], Ж.-Ф. Раульта [11], Ж.-К. Гриффона [11], М. Гутника [14] и др., а также данные автора и Б. П. Распопова.

компенсированным прогибанием и с весьма существенной долей участия в осадкообразовании биогенного фактора.

г) Силицито-мергельно-известняковая морская формация среднеюрского — раннезоценового возраста. В Восточном Дорсале и в Палеозойском Рифе она практически отсутствует. В Западном Дорсале она состоит из переслаивающихся между собой известняков, мергелей и силицитов. Мощность ее не более 100, обычно 5—30 м. Как правило, эта формация представлена в конкретных разрезах далеко не в полном своем объеме, причем отдельные ее части залегают на более древних отложениях с перерывом. Имеются и внутренние перерывы в осадконакоплении.

Это формация морского бассейна с неоднократными «остановками» осадконакопления — бассейна, в котором накапливались «стратиграфически-конденсированные» отложения.

д) Известняково-псефито-псаммитовая инверсионная морская формация позднезоценового-аквитанского возраста. Ее нижняя часть — это карбонатные и силицито-карбонатные конгломераты и конглобрекчии, известняки, мергели. В верхней части преобладают полимиктовые и известково-полимиктовые песчаники и алевролиты, а также мергели. Эта формация достигает по мощности 400—500 м в Западном Дорсале и 150—200 м в Центральном Дорсале. В Восточном Дорсале представлена очень ограниченно лишь ее нижняя часть, а на территории Палеозойского Рифа — в основном только ее верхняя часть и также лишь на отдельных участках. Залегает она на более древних отложениях резко трансгрессивно.

Появление в изобилии псефитов в нижней части формации и затем смена карбонатного осадконакопления терригенной седиментацией свидетельствуют о проявлении в эоцен-олигоценовое время инверсионных тектонических движений на территории Северного Рифа. Прерывистый характер распространения нижней части данной формации и обилие в ней псефитов, состоящих из обломков местного материала, — свидетельство распада в это время части морского бассейна, покрывавшей территорию Дорсаля, на отдельные акватории, соседствовавшие с участками суши архипелагового типа. Очевидна также значительная доля участия в осадкообразовании этого времени биогенного фактора.

Различная степень представительности (специфика площадного распространения, различия в мощности и в полноте разреза) вышеперечисленных формаций в разных районах Северного Рифа позволила нам выделить здесь четыре типа разрезов для интервала триас — миоцен (рис. 1).

Западнодорсальский тип разрезов характеризуется мощной и повсеместно представленной формацией «б», максимальной мощностью и повсеместным распространением формации «в», максимальной мощностью, полнотой разреза и широким распространением формаций «г» и «д».

Центральнодорсальский тип разрезов характеризуется максимальной мощностью и повсеместным присутствием формации «б», заметной редукцией мощности формации «в» при прерывистом распространении ее верхней части, прерывистым распространением и редуцированными мощностями формаций «г» и «д».

Восточнодорсальский тип разрезов резко отличается от двух первых типов маломощностью формации «б» и появлением в ней обломочных пород, маломощностью формаций «в» и «д», а также неполнотой разреза этих обеих формаций (отсутствием их верхних частей), прерывистым характером распространения всех вышеперечисленных формаций и повсеместным отсутствием формации «г».

Наконец, территория Палеозойского Рифа характеризуется крайней неполнотой разрезов мезозоя и кайнозоя, узко локальным распространением мезозойских и кайнозойских отложений, представленных лишь формациями «в» и «д», и незначительной мощностью этих формаций.

Очевидно, что зоны формирования разных типов разрезов мезозоя и кайнозоя на территории Северного Рифа не были сколько-нибудь резко обособлены друг от друга в течение мезозоя, палеогена и миоцена. На-



Рис. 1. Стратиграфические колонки мезозойских и кайнозойских отложений Известнякового Дорсаля и Палеозойского Рифа

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — алевролиты и глинистые сланцы; 5 — песчаники; 6 — гравелиты; 7 — конгломераты и конглобрекчии; 8 — силициты; 9 — отображение прерывистости распространения отложений: а — д — буквенные обозначения формаций (см. в тексте); вертикальный масштаб — около 100 м в 1 см

против, они были тесно связаны между собой единством седиментационного бассейна и образовали в целом единый латеральный ряд вертикальных наборов формаций с отчетливыми признаками приближения в северо-восточном направлении к окраине триас-миоценового моря.

Таким образом, наличие отмеченных выше типов разрезов свидетельствует о существовании в этом морском бассейне зон, в разной степени удаленных от области поднятия, соответствующей Палеозойскому Рифу.

С другой стороны, обнаруживаются также признаки связи формаций Дорсаля с развитыми юго-западнее мел-палеогеновыми карбонатно- терригенными формациями зоны флишей, такие, как, например, резкое увеличение мощности мергельно-карбонатных отложений доггера — эоцена и мергельно-терригенных отложений олигоцен-аквитанского возраста в западнодорсальском типе разрезов. По-видимому, разрезы зоны флишей представляют собой дальнейшее продолжение к юго-западу латерального ряда типов разрезов Дорсаля, закономерно наращивая этот ряд еще далее в сторону открытого моря. В большинстве районов Известнякового Дорсаля и Палеозойского Рифа наблюдаются лишь разрозненные обрывки многочисленных тектонических пластин, пространственные соотношения которых друг с другом нередко кажутся случайными. Нами была предпринята попытка произвести корреляцию тектонических пластин для этой территории.

В результате удалось наметить системы из нескольких тектонических покровов («Северо-Рифский ансамбль тектонических покровов»), единую для всей территории Известнякового Дорсаля и Палеозойского Рифа. В современной структуре этот ансамбль тектонических покровов сильно нарушен глыбовыми плиоцен-четвертичными движениями (рис. 2).

Пространственное положение тектонических покровов, входящих в Северо-Рифский ансамбль, оказалось закономерно связанным с расположением типов разрезов мезозоя и кайнозоя. Наиболее низкое пространственное положение в ансамбле занимает покров с западнодорсальским типом разреза. Тектонические пластины, соответствующие этому покрову, располагаются в подножии юго-западного и западного склона Дорсаля и залегают тектонически на мел-палеогеновых отложениях зоны флишей.

Выше последовательно залегают один на другом еще четыре покрова с центральнодорсальским типом разреза. Тектонические пластины этих покровов, слагающие юго-западный склон и водораздельную часть Дорсаля, перекрываются на водоразделе Дорсаля и по его северо-восточному склону тектоническим покровом с восточнодорсальским типом разреза. Венчает этот ансамбль тектонический покров, образованный палеозойскими отложениями. Соответствующие ему пластины залегают на пластинах всех остальных покровов в виде тектонических останцов на водоразделе и на юго-западном склоне Дорсаля. На северо-восточном склоне Дорсаля они сливаются в единый покров палеозоя, поверхность которого погружается к северо-востоку под Палеозойский Риф. В Палеозойском Рифе (в палеозое к северо-востоку от Дорсаля) имеются еще два тектонических покрова, поверхности которых также погружаются в целом на северо-восток<sup>2</sup>.

Нередко наблюдается полное перекрытие каким-либо тектоническим покровом нижележащих покровов с последовательным переходом его подошвы в юго-западном направлении на покровы, занимающие все более низкое положение в структуре региона, и даже на отложения зоны флишей. Местами обнаруживаются «расшепление» тектонических покровов и образование дополнительных (сопутствующих) тектонических пластин в результате срезания подошвой более высокого покрова верхней части подстилающего комплекса.

Обычная толщина тектонических пластин составляет 300—600 м, но иногда она достигает 1000—1200 м.

На большей части территории Дорсаля весь пакет тектонических покровов залегает субгоризонтально или с пологим наклоном к северо-востоку, куда отчетливо погружаются все покровы, включая и самый верхний покров, сложенный палеозоем. Залегание формаций внутри покровов в общем конформно залеганию покровов, однако при этом нередко наблюдается срезание под острыми углами напластования осадочных толщ поверхностями, разграничивающими тектонические покровы.

Общее пологое залегание тектонических покровов часто маскируется более поздней складчатостью, конформно дислоцировавшей весь ансамбль покровов. На большей части территории Дорсаля это складчатость проявлена в виде простых крупных брахиантиклиналей и мульд, крылья которых нередко осложнены сбросами, взбросами и сдвигами. Однако севернее Тетуана характер наложенной на покровы складчато-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Автору представляется, что эти покровы более древние и их образование не связано с альпийскими движениями.



Рис. 2. Схема альпийской тектоники Известнякового Дорсаля и Палеозойского Рифа.

 Сосма альных поктов на покоспляют покоспляют просаля и палеозовского гифа.
 Составлена с учетом данных Б. П. Распопова, В. Вильди, П. Фалло, Ж. Корнпробста, М. Лейкина, Ж.-К. Гриффона, М. Гутника, Ж.-Ф. Раульта и др.
 1 — Западно-Дорсальский тектонический покров; 2 — нижний Центральнодорсальский тектонический покров; 3 — второй снизу Центральнодорсальский тектонический покров; 4 — третий снизу Центральнодорсальский тектонический покров; 5 — верхний Централь-нодорсальский тектонический покров; 6 — Восточно-Дорсальский тектонический покров; 7 — тектонический покров, сложенный палеозоем, и зона палеозойских отложений; 8 — зона мел-палеогеновых флишевых отложений; 9 — ультрамафитовая интрузия Бени-Бу-изра; 10 — границы аквитанских тектонических покровов (на схеме треугольники обращены острием по падению поверхности, разграничивающей тектонические покровы); 11 — плиоцен-четвертичные сбросы, взбросы и сдвиги; 12 — субгоризонтальное залегание пород и тектонических пластин; 13 — наклонное залегание пород и тектонических пластин; 14 — опрокинутое залегание пород и тектонических пластин; 15 — вертикальное залегание пород и тектонических пластин. I—I — геологический разрез через Известня-ковый Дорсаль к югу от пр. Гибралтар; II—II — геологический разрез через Известняковый Дорсаль к востоку от г. Шешауен



Рис. 3. Предполагаемый механизм образования тектонических покровов Известнякового Дорсаля

І — первоначальное расположение и латеральные соотношения седиментационных зон Известнякового Дорсаля и Палеозойского Рифа, трансформировавшихся позднее в основные тектонические покровы; ІІ и ІІІ — схемы, иллюстрирующие процесс формирования сопутствующих тектонических покровов «срезания» в Известняковом Дорсале; ІV — Северо-Рифский ансамбль позднеаквитанских тектонических покровов; V — современная тектоническая структура (сводный схематический разрез) Северного Рифа. На ансамбль позднеаквитанских тектонических покровов наложены движения по плиоценчетвертичным разломам

1—зона флишевых отложений мезозоя — кайнозоя; 2 — западнодорсальский тип разреза и Западно-Дорсальский тектонический покров; 3—6 — центральнодорсальский тип разреза; 3 — нижний Центральнодорсальский тектонический покров; 4 — второй снизу Центральнодорсальский тектонический покров; 5 — третий снизу Центральнодорсальский тектонический покров; 7 — восточнодорсальский тектонический покров; 7 — восточнодорсальский тип разреза и Восточно-Дорсальский тектонический покров; 7 — палеозой Северного Рифа и тектонический покров, гложенный палеозоем; 9 — границы тектонических покровов; 10 — крутые разломы; 11 — латеральные переходы между зонами с различными типами разрезов внутри седиментационного бассейна; 12 — направления тектонических напряжений

сти резко меняется. Здесь развиты линейные сильно сжатые складки с крутыми или опрокинутыми к востоку крыльями, осложненные многочисленными продольными взбросами западного падения. Внутри отдельных чешуй наблюдается как нормальное, так и опрокинутое к востоку положение фрагментов тектонических покровов. По-видимому, эта особенность тектонической структуры северных районов Дорсаля обязана своим происхождением местному горизонтальному стрессу восточного направления, проявившемуся здесь уже после формирования ансамбля покровов.

Помимо складчатости, деформировавшей весь ансамбль покровов в целом, в Западном и Юго-Западном Дорсале известны также антиклинальные складки и флексуры внутри тектонических покровов. Все эти дислокации характеризуются асимметричностью поперечного профиля, причем их юго-западные крылья более крутые, вертикальные или даже опрокинутые, а северо-восточные крылья пологие или субгоризонтальные.

Очевидно, образование этих «внутрипокровных» складок и флексур тесно связано с формированием тектонических покровов. Это антиклинали и флексуры волочения, возникавшие перед фронтом покровов. Именно за счет срыва пологих северо-восточных крыльев этих структур волочения подошвами надвигавшихся тектонических покровов возникали дополнительные покровы «срезания», сопутствующие тому или иному покрову и расположенные в современной структуре под его поверхностью (рис. 3). Характерно, что эти «внутрипокровные» складки и флексуры всегда дисконформны по отношению к перекрывающему тектоническому покрову.

### ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ АМПЛИТУДЫ И ВОЗРАСТ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

Гарантированные минимальные тектонические перекрытия, оцениваемые исходя из наблюдений над видимой шириной тектонических пластин вкрест структурного плана, обычно составляют 5—10 км. Однако для некоторых Дорсальских покровов, а также для покрова, сложенного палеозоем, наблюдаемые амплитуды горизонтальных перекрытий достигают 20—25 км. Фактические же горизонтальные амплитуды должны быть еще более значительными. При этом минимальное общее горизонтальное сокращение поверхности земной коры вкрест структурного плана, определяемое как суммарное по отношению к амплитудам горизонтальных перемещений отдельных тектонических покровов, должно составлять для Северного Рифа около 150 км.

Время формирования ансамбля тектонических покровов Северного Рифа определяется прежде всего возрастом отложений, венчающих каждый из этих покровов и, таким образом, подстилающих каждый вышележащий покров<sup>3</sup>. Для тектонических покровов Известнякового Дорсаля такими отложениями являются олигоцен-аквитанские отложения.

Действительно, в каждом из четырех Центральнодорсальских покровов и в перекрывающем их Восточно-Дорсальском покрове наиболее молодые отложения лютетско-олигоценовые или (реже) олигоцен-аквитанские. На юго-западе фронтальные части этих покровов залегают уже непосредственно на Западно-Дорсальском покрове, венчающемся также олигоцен-аквитанскими отложениями.

Наконец, сложенный палеозоем самый верхний тектонический покров залегает своей подошвой также на олигоценовых или на олигоцен-аквитанских отложениях, венчающих тектонические покровы Известнякового Дорсаля.

С другой стороны, в Северном Рифе плиоцен-четвертичная орогения, зарождение которой приходится, вероятно, еще на позднемиоценовое время, несомненно, наложена на ансамбль тектонических покровов, т. е. является более молодой по отношению к последним.

Наконец, общая субпараллельность поверхностей, ограничивающих снизу тектонические покровы, напластованию подстилающего и покровного комплексов свидетельствует о том, что перемещение покровов происходило путем их скольжения по поверхности седиментации, т. е. по дну морского бассейна, где в это время завершалось накопление наиболее молодых отложений подстилающего комплекса. Иными словами, формирование тектонических покровов не было сколько-нибудь существенно оторвано во времени от накопления наиболее молодых толщ, венчающих отмеченные выше типы разрезов мезозоя и кайнозоя.

Таким образом, представляется, что все тектонические покровы, составляющие альпийский ансамбль Северного Рифа, в целом геологически одновозрастны. Они сформировались в конце аквитанского времени или на рубеже аквитанского и бурдигальского веков.

### ПЛИОЦЕН — ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СВОДОВО — ГЛЫБОВАЯ ОРОГЕНИЯ

По-видимому, формирование тектонических покровов Северного Рифа и Бетских гор привело к тому, что впервые на этой территории появились горные сооружения («Пра-Риф» и «Пра-Бетик»), развившиеся позднее

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Возраст наиболее молодых отложений, подстилающих тектонический покров, определяет ранний предел времени формирования этого покрова, так как последний всегдамоложе толщ, по которым произошло его надвигание.

в современные горы, обрамляющие Альборанское море. Простой подсчет показывает, что суммарная толщина всего аквитанского ансамбля покровов составляет не менее чем 2,5—3 км. Поэтому кажется неизбежным появление здесь вместе с образованием этих покровов резко поднятой области горного типа, даже несмотря на то, что перемещение покровов происходило по дну мелководного морского бассейна.

Как уже отмечалось выше, на раннемиоценовый ансамбль тектонических покровов Северного Рифа отчетливо наложена сложная система крутых разломов более молодого возраста. Именно с развитием этих разломов связано становление плиоцен-четвертичного Рифско-Бетского горного сооружения, зачатком которого, вероятно, послужили горы, возникшие еще при формировании тектонических покровов (см. рис. 3).

Осевой, наиболее высоко поднятой зоной Северо-Рифского горного сооружения стала гряда Известнякового Дорсаля, оформившаяся в целом как сложный односторонний горст (резко поднятое юго-западное крыло региональной системы продольных сбросов). Палеозойский Риф представляет собой следующую к северо-востоку более низкую горстовую ступень, сочленяющуюся с Альборанским грабеном. Плиоцен-четвертичный возраст описываемых разрывных нарушений обосновывается широким распространением плиоцен-четвертичных моласс вдоль подножия Северного Рифа и в его внутренних грабеновых депрессиях. Однако результаты бурения свидетельствуют о наличии под этими молассами в Альборанском море и в наиболее крупных грабенах (дельты рек Мартиль и Лау) позднетортонских отложений, т. е. о том, что эти сводово-глыбовые движения зародились еще в позднем миоцене.

Плиоцен-четвертичные разломы представлены сбросами, взбросами и сдвигами. Амплитуды вертикального перемещения по сбросам и взбросам достигают нескольких сотен метров, а амплитуды горизонтального перемещения по сдвигам могут достигать нескольких километров. Особое место в этом отношении занимает Эльджебхинская зона разломов юго-западного простирания, располагающаяся в юго-восточной части Северного Рифа. Вдоль этой зоны разломов произошли сдвиговые смещения с общей амплитудой около 30 км.

Из числа других наиболее крупных по амплитуде и протяженности разломов можно отметить уже упоминавшуюся серию продольных сбросов по северо-восточной окраине Дорсаля, несколько продольных взбросов к востоку от Шешауена, поперечные сбросы, образовавшие грабен в долине р. Лау, системы поперечных сдвигов в районе Тетуана и севернее — между Тетуаном и Гибралтаром.

Как уже отмечалось, характер проявления плиоцен-четвертичных разрывных нарушений различен для южной части Дорсаля и для его северных районов. Если на юге эти разломы расположены разрозненно, а их ориентировка различна, то на севере резко преобладают продольные взбросы западного падения, обусловившие наличие здесь чешуйчатой структуры.

Среди плиоцен-четвертичных разломов отчетливо намечаются две группы, различные по возрасту. В основном продольные сбросы и взбросы, которыми, по-видимому, разрешились сводовые дислокации на этой территории, более древние. Их смещают более молодые поперечные или диагональные сбросы и сдвиги.

При этом намечается, в частности, древнечетвертичная фаза резкой (может быть, катастрофической) интенсификации горообразующих движений, с которой связано образование гигантских коллювиальных (обвально-оползневых) шлейфов на юго-западном склоне Дорсаля, датируемых ранне-среднечетвертичным временем и принимавшихся ранее за фронтальные части Дорсальских тектонических покровов. Эти образования характеризуются четкими признаками обвально-оползневого происхождения: их нижние поверхности наклонены круто, почти параллельно современным горным склонам и срезают при этом границы тектонических покровов; верхние поверхности характеризуются беспорядочными мелкими формами рельефа, типичными для обвально-оползневых тел; по своей внутренней структуре это брекчии и гигантобрекчии. Возможно, что к данной фазе приурочено и образование Гибралтарского грабена, имеющего резко наложенный характер по отношению к горной гряде Известнякового Дорсаля, продолжающейся севернее пролива в виде скалы Гибралтар [8]. О том, что Гибралтарский грабен возник в ранне-среднечетвертичное время, свидетельствует наличие трех скульптурных террас (высотой в 20, 50 и 120 м над уровнем моря) на южном берегу пролива, у мыса Рас Леона. Верхняя из этих террас соответствует средне- или позднечетвертичному времени.

## О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

С учетом всего вышеизложенного представляется возможным предположить следующий механизм формирования тектонических покровов Западного Средиземноморья. Кажется очевидным участие в этом процессе интенсивных горизонтальных и вертикальных напряжений, регионально проявившихся в миоценовое время (рис. 4).

Горизонтальные напряжения доказываются регионально проявленной вергентностью и семикратным сокращением поверхности земной коры в зоне Известнякового Дорсаля. Зеркально-симметричный структурный план и центробежная вергентность тектонического сооружения Западного Средиземноморья убеждают в том, что горизонтальные напряжения были направлены к воображаемой субширотной оси симметрии этого сооружения с северо-запада и юго-запада, т. е. были практически встречными. Иными словами, действие горизонтальных напряжений в Западном Средиземноморье было подобно действию гигантских «горизонтальных тисков».

Проявление вертикальных напряжений зафиксировано в изменчивости фаций, мощностей и полноты разрезов мезозойских и кайнозойских отложений, свидетельствующих о вертикальных движениях, создававших прогибы и поднятия. По-видимому, вертикальные движения проявлялись в миоцене длительно и дифференцированно, причем постоянно господствовали напряжения положительного знака. Их результатом явились восходящие инверсионные движения, распространявшиеся в течение миоцена в обе стороны от центральной части Западно-Средиземноморской дуги в виде двух расходящихся «инверсионных волн».

Об этом свидетельствует то, что с удалением в обе стороны от центральной части дуги (Рифские и Бетские палеозоиды вместе с Рифским и Бетским Дорсалем) к ее периферии (Предрифский и Предбетский форланд) тектонические покровы, представляющие единую центробежно-вергентную систему, венчаются все более молодыми отложениями от вышеотмеченных для Северного Рифа аквитанских отложений до тортонских отложений включительно [4]. Таким образом, обнаруживается тенденция симметричного разрастания в течение миоцена инверсионного поднятия за счет последовательного включения в это поднятие все более удаленных от его центра зон седиментации.

Зарождение в позднетортонское время в центральной части инверсионного поднятия зоны прогибания, соответствующей современному Альборанскому морю, еще более подчеркивает волнообразный характер распространения вертикальных движений. Центром миоценовой инверсии оказалась стабильно поднятая в течение мезозоя и палеогена область в центре Западно-Средиземноморской дуги — Альборанский срединный массив, возможно, ограниченный разломами глубинного заложения. Вероятно, именно эти разломы, краевые по отношению к Альборанскому срединному массиву, под действием отмеченных выше «горизонтальных тисков» в конце аквитанского времени трансформировались в поверхности, ограничивающие снизу тектонические покровы, сложенные палеозоем Альборанского срединного массива.

Таким образом, к началу бурдигальского века части седиментационного бассейна, прилегающие к Альборанскому срединному массиву, оказались тектонически перекрытыми палеозоем внешних окраин этого срединного массива.

Здесь следует, что, по мнению автора, образование тектонических покровов является сугубо поверхностным отражением какого-то глубинного тектонического процесса, а сами тектонические покровы — это структуры, характерные лишь для верхних, приповерхностных зон земной коры. Представляется, что необходимое условие образования тектонических покровов — наличие гипсометрической ступени (см. рис. 4). При отсутствии такой ступени горизонтальные напряжения должны реализоваться не в виде тектонических покровов, а как-то иначе (в виде зон раздавливания, уплотнения вещества земной коры и т. д.).

Как видно из вышеизложенного, именно такой гипсометрической ступенью и был ограничен Альборанский срединный массив вплоть до конца аквитанского века, когда здесь проявились интенсивные горизонтальные напряжения (см. рис. 3, 4).

По-видимому, формированию основного тектонического покрова, происшедшего из краевого разлома и сложенного палеозоем срединного массива (Палеозойский Риф), обязаны своим возникновением одновозрастные с ним тектонические покровы Известнякового Дорсаля, являющиеся, таким образом, сопутствующими по отношению к этому покрову. Все шесть Дорсальских покровов полностью аллохтонны и возникли не из разломов глубокого заложения, а из антиклиналей и флексур волочения перед фронтом основного покрова, сложенного палеозоем. При формировании основного тектонического покрова более пологие северо-восточные крылья этих складок волочения были сорваны со своего основания и превращены в аллохтонные тектонические пластины, вовлеченные в горизонтальное перемещение в качестве самостоятельных покровов. Таким образом, все Дорсальские покровы — это гигантские «стружки» покровы «срезания», возникшие при формировании основного тектонического покрова.

Кажется, что только так можно объяснить семикратное горизонтальное сокращение поверхности земной коры в Северном Рифе, вытекающее из наличия здесь семи самостоятельных тектонических покровов.

По-видимому, тектонические покровы Бетского Дорсаля, занимающие аналогичное положение в общей структуре Западного Средиземноморья, также являются сопутствующими покровами «срезания» перед фронтом основного покрова, сложенного палеозоем Альборанского срединного массива.

Но если зона Альборанских палеозоид и обрамляющие ее зоны Рифского и Бетского Дорсалей с конца аквитанского века оформились как единое инверсионное поднятие, то на территории более внешних зон флишевой седиментации — в Преддорсальской зоне и в Эррифской зоне. а также и в их Бетских аналогах седиментация продолжалась и в бурдигальском веке, а во внешних частях этих зон — и в раннетортонское время [3, 4].

Вероятно, в раннем тортоне эти зоны также включились в тектоническую инверсию и нарастили центральное поднятие по периферии, так как в этих зонах отложения моложе раннетортонских неизвестны. Можно предполагать, что восходящие движения в этих зонах также были связаны с возникновением в раннетортонское время краевых разломов, ограничивших поднимавшиеся блоки.

Продолжавшееся воздействие «горизонтальных тисков» или новая фаза интенсификации этого процесса привело к тому, что в тортоне (в середине или в конце тортона) произошло надвигание осадочных комплексов поднятых Преддорсальской и Эррифской зон на смежные области седиментационного бассейна, соответствующие Предрифской и Предбетской зонам вместе с Предрифским и Предбетским форландом. О возрасте этих покровов свидетельствует то, что подстилающие их осадочные комплексы Предрифской и Предбетской зон венчаются отложениями среднего — верхнего тортона [4].



Рис. 4. Известняковый Дорсаль и Палеозойский Риф в тектонической структуре Западного Средиземноморья. Масштаб разрезов в 3 раза крупнее масштаба схем

I — современная тектоническая структура; II — позднемиоценовая тектоническая структура; III — предполагаемое первоначальное расположение основных мезозойско-кайнозойских седиментационных зон Западного Средиземноморья; IV — предполагаемая эволюция альпийской тектонической структуры Западного Средиземноморья: 1 — аквитанский век; 2 — конец аквитанского века; 3 — раннетортонское время; 4 — середина тортона; 5 — плиоцен-четвертичное время

1 — Альборанский срединный массив, сложенный палеозоем; триас-аквитанское поднятие, центр миоценовой тектонической инверсии. 2, 3 — позднеаквитанские тектонические покровы: 2 — Рифский Известняковый Дорсаль и Бетский Дорсаль зоны карбонатных разрезов мезозоя — кайнозоя, окаймляющие Альборанский срединный массив, сопутствующие «покровы срезания», образовавшиеся из антиклиналей волочения перед фронтом покровов, сложенных палеозоем; а — Западно-Дорсальский тектонический покров, б — Центральнодорсальские тектонические покровы, в — Восточно-Дорсальский тектонический тектонический покров, б — Центральнодорсальские тектонические покровы, в — Восточно-Дорсальский тектонический покров, б — Треддорсальская зона («ультрарифский флиш») и Эррифская зона, а также их Бетские и Суббетские аналоги (включились в инверсию в раннем тортоне), 4, 5 — тортонские (среднетортонские?) тектонические покровы: 4 — Предрифский и Предбетский форланд; 5 — сложенные палеозоем массивы Марокканской и Иберийской Месст, обрамляющие Альборанский бассейн триас-миоценовой седиментации; 6 — границы тектонических покровов; 7 — границы различных зон Альборанского бассейна седиментации; 10 — направлений (а — горизонгальных, 6 — вертикальных)
Таким образом, из отмеченных выше гипотетических краевых разломов развились тортонские тектонические покровы внешних зон Рифа.

На территории Предрифского и Предбетского форланда седиментация прекратилась в позднем тортоне. Лишь в конце тортона эти самые окраинные территории седиментационного бассейна также включились в инверсию, завершив тем самым формирование Западно-Средиземноморского альпийского инверсионного поднятия.

Если намеченный здесь механизм формирования тектонических покровов Западного Средиземноморья в принципе верен, то, как показывает графическая реконструкция первоначального плана седиментационной зональности (см. рис. 4), даже при минимальных (фактически наблюдаемых) амплитудах горизонтальных перекрытий общая ширина расположенных между Альборанским срединным массивом и обеими Месетами (Марокканской и Иберийской) седиментационных зон мезозойско-миоценового прогибания сократилась при возникновении тектонических покровов примерно в 3 раза.

В заключение отметим следующее.

1. Если рассматривать механизм формирования тектонических покровов Западного Средиземноморья с вышеизложенных позиций, то кажется неизбежным признание «пассивного» характера перемещения этих покровов.

Тектонические перекрытия здесь возникли за счет раздавливания при встречном сжатии более глубоких частей центрального инверсионного поднятия, погруженных ниже поверхности седиментации. В то же время верхние части инверсионного поднятия, расположенные над поверхностью седиментации и не испытавшие двустороннего горизонтального сжатия, сохранили свою первоначальную ширину, так что их окраинные части оказались как бы нависшими над поддвигающимися под них окраинами смежных зон седиментации и перекрыли последние. Таким образом, предполагаемый процесс образования тектонических покровов можно охарактеризовать как поддвиг — поддвигание под окраины инверсионного поднятия окраин обрамляющих его зон седиментации.

2. Изложенный выше механизм образования тектонических покровов не представляется чем-то уникальным. Наоборот, его основные черты узнаются и в других линейно-складчатых областях. Так, например, центробежная вергентность и признаки двусторонней симметрии в расположении тектонических покровов, связь этих покровов с «допокровными» типами разрезов и первичные латеральные связи этих типов разрезов, зеркально-симметричное разрастание инверсионных поднятий и омоложение тектонических покровов с удалением от центра инверсии — все это уже отмечалось ранее автором в палеозоидах Туркестанского и Алайского хребтов в Юго-Западном Тянь-Шане [2].

3. Можно предположить, что миоценовые горизонтальные напряжения в Западном Средиземноморье, сыгравшие первостепенную роль в формировании здесь тектонических покровов, возникли вследствие сближения жестких массивов палеозойской консолидации, приблизительно соответствующих в современной структуре Марокканской и Иберийской Месетам. Однако при этом нельзя не обратить внимания на то, что расположенная к югу от Марокканской Месеты система хребтов Атласа, представлявшая в мезозое и в палеогене область прогибания в теле эпипалеозойской платформы, включавшей и Марокканскую Месету, испытала основную складчатость в конце палеогена [4]. Формирование Атласской складчатой области также происходило в обстановке интенсивных горизонтальных напряжений субмеридионального направления, что привело к созданию здесь в конце олигоцена сложного линейноскладчатого сооружения с двусторонней центробежной вергентностью. В миоцене Атласское складчатое сооружение снова подверглось воздействию интенсивных горизонтальных напряжений того же направления.

Таким образом, возникает вопрос: не являются ли альпийские горизонтальные напряжения в Западном Средиземноморье прежде всего следствием давления со стороны расположенного к югу от Атласской складчатой области Африканского кратона при гипотетическом движении его на север?

В этом случае Африканский кратон, двигаясь на север, должен был «раздавить» сначала (в конце палеогена) Атласские прогибы, превратив их в складчатое сооружение, в то время как Марокканская Месета служила при этом лишь пассивным упором.

И затем, после того как в конце палеогена сцементировались в единое целое Африканский кратон, консолидировавшаяся Атласская складчатая область и Марокканская Месета при продолжавшемся в миоцене движении к северу Африканского материка уже как единого монолита навстречу Иберийской Месете и палеозоидам Западной Европы, под действием этого гигантского горизонтального пресса сформировались миоценовые тектонические покровы Западного Средиземноморья.

#### Литература

- 1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 260 с.
- Котельников В. И. Некоторые вопросы истории формирования герцинской струк-туры Туркестанского и Алайского хребтов. В кн.: Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира. Л., 1976, с. 69—88 (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 224). 3. Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- 4. Тектоника Африки/Под ред. Шубера Ю. и Фор-Мюре А. М.: Мир, 1973, 541 с.
- 5. Тектоника Европы: Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1:2500 000/Под ред. Богданова А. А., Муратова М. В., Шатского Н. С. М., Недра, Наука, 1964. 364 с. 6. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия.
- М.: Недра, 1977. 359 с.
- 7. Andrieux J. La structure du Rif central. Etude res relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine.- In:
- Notes et mémoires du Service géologique. Rabat, 1971. 155 p.
  8. Didon J., Durand-Delga M., Kornprobst J. Homologie géologique entre les rives du détroit de Gibraltar.— Bull. Soc. géol. France, Paris, 1973, p. 77—84.
  9. Durand-Delga M., Villaumey M. Sur la stratigraphie et la téctonique de la groupe Djebel Moussa (Rif septentrional, Maroc.).— Bull. Soc. géol. France, Paris, 1964, p. 70-79.
- 10. Egeler C. G., Simon O. J. Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillières Bétiques, Espagne). Amsterdam-Londress, 1969. 90 p.
- 11. Études géologiques sur la chaine du Rif: La chaine du Haouz, de la Hafa Quaddana au col d'Azlu d'Arabia; par J. Kornprobst. La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar; par J.-F. Raoult. La dorsale calcaire au Sud de Tétouan; par J.-C. Griffon. Les ammonites du Lias jurassique du Rif; par R. Monterde.— Notes et mé-moires du Service géologique. Rabat, 1966. 243 p.
  12. Fallot P. Essai sur la géologie du Rif septentrional (Marcc).— Notes et mémoires du Service des mines de la carte géologie Debat 1927. 552 p.
- 12. Tuttor F. Essai sur la geologie du Rit septentional (Matoc).— Notes et memories du Service des mines et de la carte géologique. Rabat, 1937. 553 p.
   13. Fallot P., Marin A. Mapa géologico de la zona del protectorado Espanol en Marrue-cos (Gomara y Jebala), escala 1:50 000. Madrid, 1945.
   14. Gutnic M. La Dorsale rifaine dans la region d'Asifane.— Notes et mémoires du Ser-
- vice géologique. Rabat, 1969. 264 p.
  15. Kornprobst J. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional).— Notes et mémoires du Service géologique. Rabat, 1974. 256 p.
- 16. Leikine M. La chaîne du Haouz au nord de Tétouan (Jbel Dersa).- Notes et mémoires du Service géologique. Rabat, 1969. 145 p. 17. Wildi W. Stratigraphie et sédimentation de la Dorsale calcaire entre L'oued Laou et
- Assifane (Maroc septentrional, Rif interne). Zurich, 1976. 396 p.

ВСЕГЕИ, Ленинград Поступила в редакцию 13.IV.1979<sup>,</sup>

1982 г.

УДК 551.24(571.65)

### МЕРЗЛЯКОВ В. М., ТЕРЕХОВ М. И., ЛЫЧАГИН П. П., ДЫЛЕВСКИЙЕ. Ф.

#### ТЕКТОНИКА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Анализируются представления о природе Омолонского массива, определяются его границы, характеризуются формации, структуры фундамента и чехла, предлагается новая схема тектонического районирования. Массив рассматривается в качестве остаточного в составе Яно-Колымской миогеосинклинальной системы. Предлагается считать его тектонотипом срединных массивов.

Несмотря на то что Омолонский массив уже давно привлекает к себе внимание тектонистов, общепринятого представления о его природе не существует. Выделяются следующие концепции.

1. Омолонский массив — это элемент древней платформы (Колымской, Верхояно-Колымской), играющий роль щита. Данная концепция, ведущая начало от С. В. Обручева [21], особенно ярко выражена в работах [4, 19].

2. Омолонский массив — это часть срединного массива, чаще всего называемого Колымским. Последний либо весь считается палеозойским [2] или дорифейским [1], либо в его составе различаются две части — Омолонская и Индигиро-Колымская. Первая понимается как докембрийская глыба, а вторая — как структура палеозойской (каледонской) консолидации [29].

3. Омолонский массив — это самостоятельная структура типа древнего (докембрийского, дорифейского) остаточного массива [16, 22, 32, 35 и др.] или срединного массива (глыбы) каледонской консолидации [25, 36].

4. Некоторые исследователи [23] считают, что на Северо-Востоке СССР нет ни платформ, ни срединных массивов, а вместо последних выделяют необращенные антиклинории. В этом качестве упоминается и территория, относящаяся другими геологами к Омолонскому массиву.

Наиболее приемлема с нашей точки зрения концепция дорифейского остаточного массива. Она более всего обоснована фактическим материалом и вполне согласуется с современными представлениями о срединных массивах [20].

#### О ГРАНИЦАХ МАССИВА

Допуская остаточную природу Омолонского массива, естественно полагать, что его конфигурация менялась в ходе геологического развития. Поскольку массив классифицируется как элемент мезозоид Верхояно-Чукотской складчатой области, его современные границы следует определять по отношению к обрамляющим складчатым зонам, образованным либо верхоянским комплексом, либо синхронными ему эвгеосинклинальными толщами. Исходя из этого главного критерия, Омолонский массив (рисунок) может быть оконтурен по тем глубинным разломам типа краевых швов, по разные стороны от которых фиксируются резкие изменения мощностей и степени дислоцированности верхнедевонского (каменноугольного) — среднеюрского стратифицированного комплекса пород. Местами такие разломы контролируют также ряды гранитоидов и наложенные орогенные впадины.

Наиболее отчетливо устанавливаются юго-западная и западная границы массива, совпадающие с Тебанинским и Ярходонским разломами.

№ 1

Последние отделяют его от Сугойской складчатой зоны и Приколымского поднятия. Северная граница массива в соседстве с Олойской складчатой зоной может быть намечена по системе надвигов в верховьях р. Березовки, которая к востоку, вероятно, сменяется швом, перекрытым Карбасчанской впадиной и далее трассируемым рядом крупных интрузивов раннемеловых гранитондов. Юго-восточная окраина массива скрыта под Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Лишь на п-ове Тайгонос массив по краевому шву (Верхнепылгинскому надвигу) граничит с Кони-Тайгоносской складчатой зоной.

# ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ МАССИВА

В строении Омолонского массива четко различаются дорифейский кристаллический фундамент и чехол, образованный разнообразными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами от рифея до средней (местами до верхней) юры включительно. Большая часть верхнеюрских пород, тесно ассоциированных с меловыми, носит молассовый характер. Этот орогенный комплекс, локализованный не только на массиве, но и в структурах его обрамления, имеет самостоятельное значение.

Фундамент. Складчатое основание, или фундамент, массива сложено архейскими толщами, перекрытыми на большей части территории формациями чехла. На современном эрозионном срезе породы фундамента выступают на дневную поверхность в виде разрозненных поднятий и горстов разной величины общей площадью около 6500 м<sup>2</sup>.

Общепринятого представления о строении архейского комплекса нет. Считается, что его основу составляют породы гранулитовой фации метаморфизма, как правило, существенно преобразованные неоднократно проявленными процессами гранитизации и метасоматоза.

Низы видимой части разреза (р. Большая Ауланджа), по И. Л. Жулановой [31], образованы толщей лейкократовых гиперстенсодержащих гнейсов (чарнокитоидов) с многочисленными горизонтами амфиболдвупироксеновых сланцев, а также прослоями ультраосновных пород и гранатовых гнейсов. Выше прослеживаются биотитовые и амфиболбиотитовые, иногда гранатсодержащие гнейсы с большим количеством пачек и тел основных кристаллических сланцев, амфиболитов, ультрабазитов и амфиболовых эклогитов. Общая мощность всех этих образований около 5 км. По-видимому, первоначально они представляли существенно базальтовую толщу, интрудированную телами габброидов и гипербазитов.

Вышележащие архейские образования, вскрывающиеся в различных районах массива, но главным образом на его юго-востоке и юго-западе, представлены мощной (до 15 км) толщей различных (амфиболовых, биотитовых, гранатовых, реже пироксеновых и еще реже силлиманитовых, кордиеритовых и графитовых) гнейсов и амфиболитов. Этим породам резко подчинены кварциты, в том числе гранатовые и железистые, а также кальцифиры и мраморы. Почти везде отмечаются прослои основных кристаллических сланцев. Особенности вещественного состава, структур и текстур церечисленных архейских образований свидетельствуют о том, что среди них широко развиты породы первично-осадочного генезиса. В целом же охарактеризованная часть кристаллического комплекса скорее всего отвечает терригенно-вулканогенной толще. Строеение фундамента Омолонского массива пока еще почти не расшифровано. В самом общем виде можно считать, что его складчатая структура представляет собой сочетание куполов с облекающими их сложнопостроенными линейными складками.

Как уже указывалось выше, в большинстве выходов архейские породы существенно преобразованы процессами гранитизации и метасоматоза. Особенно глубокой переработке подвергся фундамент в верховьях р. Омолон, где широко распространены мигматиты и гранитогнейсы. Здесь же находятся наиболее крупные выходы железистых кварцитов, которые, как считают [5], образовались метасоматическим путем за счет основных кристаллических сланцев и амфиболитов. Появившиеся высказывания [7] об отсутствии гранитизации в фундаменте Омолонского массива представляются недоразумением.

Кристаллический комплекс перекрыт рифейскими толщами, что установлено во многих районах массива. Абсолютный возраст гиперстенсодержащих гнейсов (р. Большая Ауланджа) по циркону составляет 3,4 млрд. лет [3].

Прямое сопоставление омолонского архея с древнейшими метаморфическими образованиями смежных регионов крайне затруднено. Тем не менее выявляется его принципиальное сходство с нижнеархейскими комплексами юга Алданского щита.

Чехол. Фундамент массива с резким структурным несогласием и со значительным стратиграфическим перерывом перекрыт сложнопостроенным осадочно-вулканогенным чехлом. В его составе выделяются три структурных яруса.

Нижний ярус сложен рифейскими и ордовикскими кварцитовидными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, мергелями, известняками и доломитами, гравелитами и валунно-галечными конгломератами, в совокупности образующими терригенно-карбонатную формацию мощностью не более 3500 м. Среди кластолитов преобладают кварцевые и аркозные разности, в карбонатных породах отмечаются обильные терригенные примеси; конгломераты слагают мощные (до 500 м) пачки. Для рифейских разрезов характерно цикличное строение, обусловленное чередованием кварцито-песчаниковых, глинисто-сланцевых и карбонатных толщ. Оно осложняется лишь в северо-западной части массива (Коркодон-Намындыканское междуречье), где преобладают терригенные породы и появляются базальты. Разрезы ордовика характеризуются двучленным регрессивным строением: нижняя часть представлена известняками и доломитами, а верхняя — красноцветными мергелями, песчаниками и конгломератами.

Упоминавшиеся выше базальты слагают невыдержанные по простиранию потоки мощностью до 30—50 м в сезамской свите рифея (?) Они относятся к типу оливиновых толеитов. В тесной ассоциации с ними находятся силлы, штокообразные тела и дайки, сложенные диабазами, габбро, гипербазитами и дифференцированными сериями пород от габбро-норитов до гранофиров включительно [13].

В этот же структурный ярус входят породы раннепалеозойских гранитоидных комплексов — абкитского (гранит-гранодиоритового) и анмандыканского (граносиенитового). Они образуют крупные (до 800 км<sup>2</sup>) интрузивы, которые прорывают архейские, рифейские и нижнесреднеордовикские толщи и перекрываются вулканитами кедонской серии девона [31].

О тектонических формах, свойственных нижнему структурному ярусу чехла, известно немногое. Чаще всего наблюдаются моноклинальные залегания толщ с крутизной наклона до 50°; реже устанавливаются фрагменты крупных простых складок.

Средний ярус слагается субаэральными вулканитами кедонской серии, прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными и осадочными толщами девона, перекрывающими с отчетливо выраженным структурным несогласием все более древние образования Омолонского массива.

Кедонская серия — наиболее типичный элемент среднего структурного яруса. Она характеризуется пестрой, чаще всего красноцветной окраской пород и быстрой фациальной изменчивостью в латеральном и вертикальном направлениях [12]. Так, в бассейне среднего и верхнего течения р. Кедон серия представлена отчетливо стратифицированной толщей игнимбритов и туфов липаритов, трахилипаритов, дацитов и андезитов с подчиненным количеством лав того же состава. В верхах разреза местами отмечены горизонты вулканомиктовых песчаников, конгломератов и алевролитов. Общая мощность серии достигает 1500— 2000 м. Этот игнимбритовый комплекс приурочен к округлой вулкано-



# Тектоническая схема Омолонского массива и его складчатого обрамления

Омолонский массив: 1 — выступы фундамента (архей); 2—5 — чехол: 2 — нижний структурный ярус (рифей — ордовик), 3 — средний структурный ярус (девон), 4 верхний структурный ярус (нижний карбон — средняя юра), 5 — нерасчлененные образования (девон — триас). Структуры складчатого обрамления массива: 6 — миогеосинклинальные комплексы Сугойской зоны (карбон — верхняя юра) и Приколымского поднятия (в рамках схемы преимущественно девон — пермь), 7 — эвгеосинклинальные комплексы Олойской (девон — средняя юра) и Кони-Тайгоносской (карбон — верхняя юра) зон. Орогенные структуры мезозонд, образованные комплексом верхней юры — нижнего мела: 8 — впадины (преимущественно наложенные), 9 — предполагаемая зона раздвига дорифейского фундамента. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 10 — внешняя зона и поперечные оперяющие структуры, сложенные меловыми толщами. Интрузивные образования: 11 — палеозойские гранитоиды (только на Омолонском массиве), 12 — позднемезозойские гранитоиды, 13 — ареалы распространения мезозойских щелочных габброидов-сиенитов. Структурные знаки: 14 — разломы типа краевых швов, 15 — другие глубинные разломы, 16 — надвиги и взбросы, 17 — недифференцированные разломы (преимущественно сбросы), 18 — границы Юкагирской и Тайгоносской глыб, 19 — гра-

ницы некоторых других элементов. Перечень частных структур (цифры в кружках): грабен-синклинали: Ненкальская (1), Верхнебулунская (2), Бродненская (6), Мунугуджакская (7), р. Русской (8), Алы-Юряхская (21); брахисинклинали: Верхнекедонская (3), Намская (13); брахисинклинории: Пунгалийский (23), Бургагчанский (25); горсты: Няникинский (4): горст-брахиантиклинали: Моланджинская (15); брахиантиклинали: Анманджинская (11), Пареньская (12), Верхнеирбычанская (15); брахиантиклинали: Анманджинская (11), Пареньская (12), Верхнеирбычанская (14); поднятия: Абкитское (5), Ольдянинское (9), Коаргычанское (10), Ярхочанское (22), Хетагчанское (24); впадины: Олойчанская (16), Карбасчанская (17), Айненэнская (18), Уляганская (19), Среднекедонская (20). На врезяс. Омолонский массив: 1—4 — Юкагирская глыба (1 — Рассошинский (Р) и Кедонский (К) блоки, 2 — фрагменты концентрически-кольцевой структуры, 3 — Доломнанская поперечная зона, 4 — Коркодонская «перикратонная» зона), 5 — Тайгоносская глыба, 6 — Гижигинская межглыбовая зона, 7 — Намындыкано-Моланджинская окраинная зона, 8 — Хуличанская впадина. Структуры складчатого об рамления: 9 — Приколымское поднятие, 10 — Сугойская зона, 11 — Олойская зона, 12 — Кони-Тайгоносская зона, 13 — Охотско-Чукотский вулканог-плутонические ряды; 14 главнейшие разломы тектонической депрессии диаметром 120—150 км, наложенной на сгруктуры кристаллического фундамента и нижнего яруса. В окраинных частях депрессии заметно возрастает роль пород трахилипаритового, трахитового и трахиандезитового состава. Специфика вулканитов в бассейне р. Кедон определяется субщелочным и щелочноземельным калиево-натриевым характером.

В северо-западной части Омолонского массива (бассейны рек Алы-Юрях и Токур-Юрях) кедонская серия мощностью до 1500 м состоит в основном из липаритов и трахилипаритов, чередующихся с их туфами, игнимбритами, песчаниками и конгломератами. Примечательная черта изверженных пород — резко выраженный калиевый характер и наличие полярных по соотношениям щелочей натриевых вариететов. Юго-восточнее (бассейн р. Визуальная) в основании серии залегает толща (до 250 м) андезитов, андезито-базальтов и их туфов, выше сменяющаяся лавами, туфами и игнимбритами липаритов и дацитов, а затем снова Эффузивные породы принадлежат щелочнозеандезито-базальтами. мельной группе, калиевые разновидности не характерны. Несколько южнее разрез начинается с полимиктовых конгломератов, сменяющихся калиевыми липаритами, их туфами и игнимбритами, трахилипаритами и трахитами общей мощностью 500—700 м. Выше располагается толща (600-800 м) конгломератов, песчаников, алевролитов, кремнистых аргиллитов, чередующихся с игнимбритами и туфами липаритов. Разрез венчается толщей (300 м) базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. Общая мощность серии достигает 1600—1900 м. Вулканиты вновь характеризуются высоким содержанием калия и малоизвестковистым субщелочным составом. Вся совокупность пород кедонской серии объединена в непрерывную базальт-андезит-липаритовую формацию; ее возраст средний — поздний девон.

Прибрежно-морские вулканогенно-осадочные девонские образования, замещающие по латерали кедонскую серию, распространены в северо-восточной части Омолонского массива. По данным К. В. Симакова и В. М. Шевченко [27], они представлены туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми породами, алевролитами, гравелитами, конгломератами, известняками, липаритами, трахилипаритами, их туфами, игнимбритами, трахиандезитами и трахибазальтами. Общая мощность толщ достигает 3000—5000 м. Вулканические породы характеризуются малоизвестковистым субщелочным составом. Широко распространены разности с высоким содержанием двуокиси калия как среди кислых (вплоть до ультракалиевых), так и среди основных пород. Андезитоиды развиты ограниченно, что позволяет рассматривать все сообщество вулканитов в качестве контрастной базальт-липаритовой формации.

В направлении к юго-востоку кедонская серия замещается морской терригенно-карбонатной формацией девона, распространенной в бассейне р. Кегали [17, 26]. Она состоит из песчаников, алевролитов и известняков общей мощностью около 500 м.

К среднему структурному ярусу относятся также породы двух средне-позднедевонских гранитоидных комплексов: булунского (габбро-диорит-гранитоидного) и алы-юряхского (граносиенит-аляскитового). Интрузивы булунского комплекса распространены в основном в юго-западной части Омолонского массива, где обычно приурочены к вулкано-купольным поднятиям, образованным кедонской серией. Интрузивные образования алы-юряхского комплекса известны в северной и северовосточной частях массива, где ассоциированы с субщелочными калиевыми вулканитами.

Обычно девонские толщи слагают моноклинали с углами наклона 5—15°, редко больше. Характерны, но еще недостаточно изучены разного рода вулканоструктуры.

Верхний ярус составляет группа терригенных, терригенно-карбонатных и в меньшей степени вулканогенных формаций, охватывающих интервал от верхнего девона до средней (а местами и до верхней) юры включительно, т. е. синхронных верхоянскому геосинклинальному комплексу складчатого обрамления. Это структурное подразделение чехла отличается наибольшим разнообразием вещественного состава, многочисленными стратиграфическими перерывами, а следовательно, и разной полнотой разреза, значительными вариациями мощностей.

В наиболее типичном виде верхний структурный ярус представлен на Омолон-Коркодонском междуречье, где для него свойственны субплатформенные черты строения, что выражается в мелководном характере отложений, пологом, иногда близком к горизонтальному, залегании толщ, небольших мощностях, слабых диагенетических преобразованиях пород и т. д. Нижняя граница яруса носит здесь отчетливо выраженный скользящий характер, поскольку в направлении с юго-востока на северо-запад из разреза постепенно выпадают и выклиниваются наиболее древние толщи, относящиеся к карбону, перми, нижнему и среднему триасу. Самое низкое стратиграфическое положение занимает формация углистых сланцев и аргиллитов нижнего — среднего карбона мощностью от 10—30 до 150 м, локально развитая в верховьях р. Омолон. Значительно шире распространена терригенно-карбонатная формация верхнего карбона — верхней перми, мощность которой варьирует от 10-15 до 300-500 м. Разновозрастные базальные слои формации нередко сложены полимиктовыми и аркозовыми, а иногда и кварцевыми конгломератами и гравелитами мощностью до 20-30 м. Залегают они чаще всего на кедонской серии, но перекрывают также архейский и рифейский комплексы и палеозойские гранитоиды (Анмандыканский, Коаргычанский, Абкитский и другие массивы). Весьма характерны формации аргиллитов и битуминозных известняков с горючими сланцами нижнего триаса (до 30—50 м) и аргиллитовая фосфоритоносная среднего триаса — карнийского яруса (до 250 м). Венчает разрез группа терригенных (преимущественно алевролитовых и песчаниковых) формаций норийского яруса — средней юры (от 300—400 до 1500 м). Местами к этому же комплексу причленяется шлировая формация средней — верхней юры (до 1000 м). В большинстве же случаев верхняя юра начинает самостоятельный орогенный комплекс.

В более полном объеме и при заметно возросшей мощности верхний структурный ярус развит на междуречье Омолона, Кегали и Парени. Здесь он начинается с формации аркозовых песчаников и конгломератов верхнего девона — нижнего карбона мощностью от 400 до 1000— 1200 м. Базальные слои нередко залегают на размытой поверхности архея и рифея. Выше находятся формации: органогенных известняков и кремнистых пород нижнего карбона (150-400 м); углисто-глинистых сланцев и аргиллитов, местами с базальтами нижнего — среднего карбона (200—1500 м); терригенная (флишоидная) среднего карбона верхней перми (400—1700 м); аргиллитов и битуминозных известняков нижнего триаса (30—150 м); аргиллитовая фосфоритоносная среднего триаса — карнийского яруса (200—1200 м); терригенная (песчаниковоалевролитовая) норийского яруса — средней юры (500—1500 м); в интервале разреза от верхнего триаса до нижней юры местами выделяется трахибазальтовая формация (до 400 м). Общая мощность формационной колонки верхнего структурного яруса в рассмотренном районе меняется, таким образом, от 1900 до 6000 м.

Менее широко и в несколько ином виде тот же структурный ярус распространен в верховьях рек Андыливан, Моланджи, Олой и в низовье р. Кедон. Здесь нет средней юры, местами из разреза выпадает нижний — средний триас, в каменноугольно-пермском комплексе существенна роль известняков и базальтов, примерно вдвое сокращается суммарная мощность формаций, структурное несогласие в основании яруса отсутствует.

Общая мощность верхнего структурного яруса чехла Омолонского массива колеблется в широких пределах: от 200—300 до 6000 м.

Деформирован верхний ярус примерно в той же степени, что и средний, но в нем более индивидуализированы частные структуры. Среди

них различаются брахиантиклинали и брахисинклинали, куполовидные складки и мульды, горст-антиклинали и грабен-синклинали, гемиантиклинали, горсты и грабены, часто с моноклинальным внутренним строением. В центральной части массива нередко встречаются участки субгоризонтального залегания пород.

Из магматических образований к верхнему структурному ярусу чехла определенно относятся упоминавшиеся выше каменноугольные базальты толеитового типа, сопровождающиеся небольшими интрузивами диабазов и перидотитов, а также верхнетрнасовые и нижнеюрские трахибазальты, с которыми местами ассоциируют субвулканические тела щелочных сиенит-порфиров [11]. Примечательно, что многочисленные пластовые тела омолонского эссексит-тешенитового комплекса, считающегося меловым, также в основном локализованы в терригенных формациях карбона — верхнего триаса. Это обстоятельство может косвенно свидетельствовать о более древнем (в том числе палеозойском) возрасте какой-то части щелочных габброидов.

## РАЙОНИРОВАНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Главнейшими структурными элементами Омолонского массива являются Юкагирская и Тайгоносская глыбы, Гижигинская межглыбовая зона и Намындыкано-Моланджинская окраинная зона (см. врезку к рисунку).

Юкагирская и Тайгоносская глыбы — наиболее консолидированные и устойчивые части Омолонского массива с общей тенденцией к воздыманию на протяжении почти всей длительной геологической истории. В их пределах находится большинство выходов пород фундамента на современную поверхность.

Главные элементы Юкагирской глыбы — Кедонский и Рассошинский блоки, разделяющая их Доломнанская поперечная зона и Коркодонская «перикратонная» зона. Примечательная особенность Кедонского блока — его концентрически-кольцевое строение, свойственное так называемым структурам центрального типа [28]. Хотя в полном виде кольцевая структура, будучи раздробленной, не сохранилась, значительные ее фрагменты выявляются отчетливо. Можно говорить о внутренней и внешней зонах, отличающихся друг от друга определенными признаками. Внутренняя зона обладает довольно простым строением. В ее пределах, преимущественно в восточной части, на дневную поверхность выходят девонские образования (игнимбриты кедонской серии), а в центре — почти непрерывный комплекс пород от верхней перми до верхней юры включительно, образующий довольно крупную  $(70 \times$ ×100 км) Верхнекедонскую брахисинклиналь. Последняя скорее всего носит унаследованный характер и вложена в древнюю (девонскую) вулкано-тектоническую депрессию. Из магматических образований кроме девонских вулканитов и сопровождающих их гранитоидов для внутренней зоны характерны многочисленные, но однообразные мелкие интрузивы диоритовых пород раннемелового возраста.

Внешняя зона приподнята относительно внутренней и в виде дугообразной полосы шириной от 50 до 120 км окаймляет ее с юга, представляя собой своеобразную «клавишную» систему поднятий, горстов и грабен-синклиналей. Поднятия и горсты сложены главным образом архейским кристаллическим комплексом, формациями нижнего и среднего структурных ярусов (рифей — ордовик и девон соответственно). К ним тяготеют также крупные конформные массивы раннепалеозойских гранитоидов. Субмеридиональная и север-северо-восточная ориентировка некоторых поднятий (например, Коаргычанского, Ольдянинского, Абкитского) и раннепалеозойских интрузивов может быть определена направлениями древних и в значительной степени затушеванных крупных разломов. Узкие, протяженные грабен-синклинали, контролируемые концентрическими дуговыми разломами, как правило, образованы комплексом формаций верхнего палеозоя — мезозоя (от нижней перми до верхней юры включительно). Они отчетливо, почти под прямыми углами, наложены на упомянутые выше поднятия и гранитоидные массивы, что видно на примерах грабен-синклиналей Бродненской, Мунугуджакской и р. Русской. Таким образом, ныне наблюдаемые участки внешней зоны характеризуются весьма сложным блоковым строением. Степень дислоцированности пород чехла в частных структурах здесь выше в сравнении с внутренней зоной, что обусловлено приразломными деформациями. Другая характерная особенность внешней зоны — насыщенность разнообразными интрузивными образованиями. Кроме упоминавшихся раннепалеозойских гранитоидов здесь распространены средне-позднедевонские гранитоиды, слагающие массивы и серии даек; много пластовых интрузий диоритовых пород и щелочных габброидов юрского и мелового возраста. Вулканиты кедонской серии у юговосточной окраины зоны обнаруживают тенденцию к увеличению основности и щелочности пород.

Рассошинский блок образован теми же структурно-формационными комплексами, что и Кедонский, но отличается от него рядом особенностей. Выступы архейского фундамента на поверхность здесь единичны и невелики; в нижних горизонтах чехла существенная роль принадлежит рифейским (?) базальтоидам; широко распространенные вулканиты кедонской серии обнаруживают заметные латеральные изменения в строении и составе; структура блока определяется сочетанием широких поднятий, брахисинклиналей, грабен-синклиналей, а также линейных вулканических зон, вулкано-купольных поднятий, просадок и других элементов. Многие из них детально рассмотрены в работе П. П. Лычагина [12].

Доломнанская поперечная зона, ориентированная в северо-восточном направлении и огргниченная крупными разломами, состоит из нескольких горстов, в которых обнажена главным образом кедонская серия, и обширной Верхнебулунской грабен-синклинали, образованной толщами перми, триаса и юры. Характерны простые дислокации и субгоризонтальные залегания пород. Интрузивные образования (раннеюрские щелочные габброиды и раннемеловые диоритовые породы) в виде небольших тел локализованы преимущественно в северо-восточной окраине зоны. Кедонская серия, в составе которой здесь наряду с кислыми вулканитами широко развиты базальтоиды, сочетающиеся с морскими терригенными толщами, заметно отличается от таковой в соседних Рассошинском и Кедонском блоках и обнаруживает сходство с синхронны-Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны. МИ образованиями Этот факт еще требует объяснения, но несомненно свидетельствует о древнем заложении Доломнанской поперечной зоны.

Коркодонская «перикратонная» зона выделена на юго-западной и западной окраинах Юкагирской глыбы, где она по Тебанинскому и Ярходонскому разломам граничит с Сугойской складчатой зоной и Приколымским поднятием. Она вытянута более чем на 500 км при ширине от 15 до 50 км, объединяя систему отрицательных структур, известных под названием «прогибов» (Билирикенский, Тарынский и др.), разделенных поднятиями и горстами. В строении зоны участвуют существенно терригенные формации, слагающие непрерывную серию от нижней перми до верхней юры (кимериджа) включительно. Они мало отличимы от подобных образований внутренних частей Юкагирской глыбы, характеризуясь лишь увеличенной мощностью, особенно для средней — верхней юры. Зато степень дислоцированности пород здесь больше, наряду с простыми брахиформными складками и моноклиналями появляются линейные складки. Магматические породы не характерны.

Строение Тайгоносской глыбы расшифровано слабо из-за недостаточной изученности. В ее пределах выделяется несколько выступов, сложенных архейским кристаллическим комплексом. Чехол на них почти не сохранился, лишь кое-где известны небольшие фрагменты рифейских, девонских и верхнепалеозойских толщ. В более полном виде, включая триасовые образования, чехол развит в центральной части глыбы. Глыба интрудирована многочисленными крупными телами меловых гранитоидов.

Гижигинская межглыбовая зона разделяет Юкагирскую и Тайгоносскую глыбы. Этот элемент нередко рассматривается в качестве самостоятельной складчатой зоны и в состав Омолонского массива не включается [34]. Более того, С. М. Тильман и его соавторы [33] причисляют Гижигинскую зону к эвгеосинклиналям. Имеющийся фактический материал, на наш взгляд, более соответствует представлению о ее межглыбовой («авлакогенной») природе. Зона прослеживается в северовосточном направлении на расстояние не менее 300 км при ширине до 150 км. В ней могут быть выделены внутренняя и внешние части, каждая шириной примерно 50 км. Они несколько отличаются друг от друга. В строении внутренней части Гижигинской зоны участвует комплекс пород от нижнего карбона до средней юры включительно мощностью не менее 6000 м. В общих чертах (по преобладанию терригенных пород в разрезе) он напоминает верхоянский геосинклинальный комплекс, но отличается от него иным набором формаций и явно меньшей степенью регионального метаморфизма пород. Здесь нет типичных аспидной и флишевой формаций, широко распространенных в складчатых зонах Яно-Колымской системы. Отличительная особенность внешних зон выступы архейского фундамента с фрагментами нижнего структурного яруса (рифей), на размытой поверхности которых (нередко с базальными валунно-галечными конгломератами в основании) залегают морские девонские и нижнекаменноугольные толщи. Последние, кстати, замещают по простиранию кедонскую серию, так что ареал девонского субаэрального вулканизма Гижигинскую зону не захватывает, кроме участка в междуречье Ирбычана и Хивача. Зато небольшие излияния базальтов в ее пределах, особенно вблизи с Юкагирской глыбой, установлены в каменноугольных, верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях. В этих же районах развиты многочисленные интрузивы щелочных габброидов, а также сиенитовых пород. Зона в целом характеризуется блоково-складчатым строением, обусловленным сочетанием брахиформных складок, моноклиналей, горстов и грабен-синклиналей; линейных складок сколь-либо значительного протяжения не выявлено. К числу наиболее крупных структур зоны следует отнести Анманджинскую и Пареньскую брахиантиклинали, Намскую брахисинклиналь. Они, как и ряд других, менее значительных структур, достаточно подробно охарактеризованы в монографии М. И. Терехова [30]. Следует только иметь в виду, что они рассмотрены там в составе самостоятельной Ауланджинской зоны, не включавшейся в Гижигинскую. Большинство брахискладок, вероятно, имеет штамповый характер. Такова прежде всего Анманджинская брахиантиклиналь, в ядре которой находятся Крестикский и Лабазненский выступы архея. Аркозовый контакт между архейскими метаморфитами и перекрывающими их толщами верхнего девона — нижнего карбона наводит на мысль о длительном формировании структуры. С другой стороны, Верхнеирбычанская брахиантиклиналь скорее всего образовалась однократно, в связи с внедрением позднемелового гранитоидного массива. Установлено надвигание структур Гижигинской зоны на Юкагирскую глыбу.

Намындыкано-Моланджинская окраинная зона — следующий крупный элемент Омолонского массива, расположенный к северо-востоку от Юкагирской глыбы и выделяемый в таком же ранге. В отличие от глыб рассматриваемая зона была более подвижной, что и запечатлено в ее формациях и структурах. Фундамент массива здесь погружен на значительную глубину, формации нижнего структурного яруса чехла также почти повсеместно погребены под более молодыми образованиями. Они выходят на поверхность только в виде двух небольших выступов в верховьях р. Моланджи. Рифейский комплекс пока не обнаружен, а ордовикский представлен наиболее мощным разрезом (1700 м). Другая характернейшая особенность Намындыкано-Моланджинской зоны — замещение в ее пределах континентальных девонских образований кедонской серии прибрежно-морскими со значительными увеличениями мощностей (до 3500—5000 м).

Структура рассматриваемой зоны складчато-блоковая, обусловленная многочисленными разломами северо-западного и субширотного направлений. Внутри блоков выделяются элементы брахиформных складок. Среди наиболее крупных структур может быть названа Моланджинская горст-брахиантиклиналь с Муруланским и Анманданджинским выступами в ядре. Большинство блоков зоны, образованных доверхнеюрскими формациями, перекрыто орогенными комплексами мезозоид.

# КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ОБРАМЛЕНИЯ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

К структурам обрамления относятся Приколымское поднятие, Сугойская, Олойская и Кони-Тайгоносская складчатые зоны, а также Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Приколымское поднятие. Это очень сложное, длительно развивавшееся глыбово-складчатое сооружение с чертами антиклинорного строения. В пределах рассматриваемой территории находится лишь часть восточного крыла поднятия, в основном образованного верхнедевонско-пермским комплексом существенно карбонатно-терригенных формаций. Характерно моноклинально-блоковое строение с элементами покровно-чешуйчатой структуры, выявленной в последние годы. Установлено, в частности, надвигание отдельных чешуй не только на Юкагирскую глыбу, но и на Сугойскую складчатую зону.

Сугойская складчатая зона обрамляет Омолонский массив с югозапада, будучи отделенной от него Тебанинским краевым швом<sup>4</sup>. Она прослеживается в северо-западном направлении на расстояние около-350 км при ширине более 100 км. Общая мощность верхоянского комплекса, образующего характеризуемую зону, достигает почти 10000 м, что в несколько раз превышает значения мощностей синхронных отложений на соседней Юкагирской глыбе.

Внутри зоны (в пределах рассматриваемой территории) выделяются Бургагчанский и Пунгалийский брахисинклинории, Алы-Юряхская грабен-синклиналь и разделяющие их Ярхочанское и Хетакчанское поперечные поднятия. Крылья брахисинклинориев образованы средневерхнетриасовыми толщами, а центральные части — юрскими, особенно в Пунгалийском брахисинклинории. Обе структуры простираются в целом в северо-западном направлении, но осложняющие их мелкие складки нередко ориентированы поперек. Такое же северо-восточное направление свойственно упоминавшимся поперечным поднятиям. Оно особенно ярко проявлено в структуре Хетакчанского поднятия, образованного пермскими — среднетриасовыми толщами. Поперечные северо-восточные и субширотные направления подчеркивают, кроме того, гранитный массив в Ярхочанском поднятии, свита даек габброидов, рассекающая в северной части структуры Пунгалийского брахисинклинория, а также многочисленные разломы. Многие из поперечных структурных направлений Сугойской складчатой зоны прослеживаются на Юкагирскую глыбу. Так, Хетакчанское поднятие, несомненно относящееся к штамповому типу, совпадает по простиранию с Няникинским горстом Доломнанской зоны и Абкитским поднятием Кедонского блока, а Ярхочанское — с разломами, ограничивающими Ненкальскую грабенсинклиналь Рассошинского блока. Упоминавшиеся выше дайки габброидов на западе уходят на Приколымское поднятие, а на востоке сменяются зоной Ольчинского разлома. Приведенные данные служат дополнительным подтверждением неоднократно высказывавшегося ра-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Тебанинский разлом подробно описан В. М. Кузнецовым [10].

нее предположения о том, что в основании Сугойской зоны находигся такой же дорифейский фундамент, как и на Омолонском массиве. В то же время они совершенно не согласуются с представлениями об эвгеосинклинальной природе этой зоны, которые развивают С. М. Тильман и его соавторы [33].

Олойская складчатая зона расположена севернее Омолонского массива. Расшифровка ее строения здесь осложнена широким развитием наложенных орогенных комплексов верхней юры — мела, прорванных гранитоидами. Несмотря на это, отчетливо прослеживается группа линейных складок, образованных карбонатно-вулканогенно-терригенными формациями девона — нижней юры. Крылья складок нередко срезаны надвигами, по которым отдельные чешуи пород перемещены на югозапад, в сторону Юкагирской глыбы.

Кони-Тайгоносская складчатая зона находится в юго-восточном обрамлении массива. Она образована мощным (более 20 000 м) сложнодислоцированным среднепалеозойско-мезозойским терригенно-вулканогенным комплексом, пронизанным крупными гранитоидными интрузивами и разбитым продольными разломами, в том числе надвигами.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, в строении которого участвуют меловые толщи, с резким несогласием наложен на юго-восточную окраину Омолонского массива и Сугойскую складчатую зону. Наибольший интерес для рассматриваемой территории представляют структурные элементы, оперяющие пояс — Коркодон-Наяханский и Конгинский вулкано-плутонические ряды. Это отчетливо выраженные линейные структуры протяженностью более 250 км, контролируемые зонами разломов высокой проницаемости. Они трассируются цепочками меловых гранитоидных массивов, лентами и полями вулканитов, проникая в Сугойскую складчатую зону и на Омолонский массив. По космическим снимкам зона Конгинского разлома прослеживается далее на север, почти до р. Колымы.

#### орогенные структуры мезозоид

Среди структур этого класса различаются наложенные впадины и впадины, образовавшиеся в зонах раздвигов. К первому типу относятся Олойчанская, Карбасчанская, Айненэнская, Уляганская (Моланджинская) и Среднекедонская впадины. Они наложены на Олойскую складчатую зону и на Омолонский массив [8], будучи выполненными комплексом вулканогенно-терригенных морских и континентальных моласс позднеюрского и раннемелового возраста суммарной мощностью от 1000 до 3000 м.

Роль вулканитов в формационном выполнении впадин различна. Например, в Карбасчанской впадине вулканогенные породы преобладают в разрезе, а Среднекедонская почти лишена их. Структура впадин в целом простая, брахиформная и мульдообразная, но часто осложненная разрывами. Многие впадины, особенно на севере территории, вмещают массивы раннемеловых гранитоидов и мелкие интрузивы среднего и основного состава.

Ко второму типу принадлежит Хуличанская впадина. Она скорее всего имеет рифтогенную природу, на что уже обращалось внимание [9]. Впадина характеризуется отчетливым разломным ограничением и специфическим субгеосинклинальным формационным выполнением. В ее разрезе установлены следующие формации: терригенно-вулканогенная (трахиандезит-базальтовая) верхней юры — берриаса, аспидная и флишоидная валанжина — готерива и щелочных базальтов нижнего мела. Породы местами довольно сильно дислоцированы, образуя крутые моноклинали, сопровождаемые мощными зонами рассланцевания. Вдоль бортов впадины наблюдается большое количество мелких интрузивных тел омолонского комплекса, среди которых особенно характерны щелочные сиенитовые породы.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение всех накопленных к настоящему времени фактов позволило существенно уточнить представление о тектоническом строении Омолонского массива. По-иному трактуются его границы, более полно характеризуются особенности формаций фундамента и чехла, дается детальное районирование структур.

Наши предшествующие публикации [15, 16, 18, 30 и др.], как и материалы настоящей статьи, не позволяют считать правомерными попытки привлечения данных по Омолонскому массиву для обоснования существования более крупной платформенной структуры — Колымо-Омолонского массива [6]. Как и прежде, мы рассматриваем Омолонский массив в качестве элемента Яно-Колымской миогеосинклинальной системы, считая, что объединяет их самый главный признак — наличие в основании дорифейской континентальной коры. Многообразный и неоднократно проявлявшийся магматизм на Омолонском массиве не противоречит такому заключению, так как он обусловлен процессами отраженной активизации в связи с жизнью соседних эвгеосинклинальных зон [14, 15], а также Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Признаки автономного развития Омолонского массива в сравнении со складчатым обрамлением можно усмотреть в общей тенденции к длительному (особенно заметно начиная с девона) воздыманию, сопровождавшемуся формированием специфической концентрически-кольцевой структуры в его центральной части. Она принципиально отличается от многочисленных вулкано-тектонических структур Охотско-Чукотского пояса, а также от «сводов», которые выделяют в последние годы сторонники так называемой перивулканической зоны [24].

Зная общее состояние проблемы срединных массивов по литературным источникам [20, 34, 37 и мн. др.] и дискуссиям на всесоюзных тектонических совещаниях (1973, 1974, 1976 гг.), мы убеждены в том, что Омолонский массив принадлежит к числу наиболее надежных тектонотипов срединных массивов и заслуживает дальнейшего всестороннего изучения.

#### Литература

- 1. Аникеев Н. П. и др. Тектоника.— В кн.: Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР, кн. 2. М.: Недра, 1970, с. 247—423. 2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. І.
- М.: Гостеолтехнядат, 1974. 412 с. 3. Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Сеславинский К. Б. Возраст древ-
- нейших пород Омолонского массива. Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434-438.
- 4. Васильев В. Г., Драбкин И. Е., Титов В. А. Новые данные, характеризующие перспективы нефтегазоносности северо-восточных районов СССР. Новости нефтяной
- спективы нефтегазоносности северо-восточных районов СССР.—Повости нефтяной техники, 1959, № 12, с. 3—9.
  5. Гельман М. Л., Титов В. А., Фадеев А. П. Омолонская железорудная провинция.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2, с. 419—422.
  6. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Бахарев А. Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
  7. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Мокшанцев К. Б. Тектоника, формирование континентор и чеб техно. Чукотской области В кн. Тектоника.
- тальной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области.- В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 197-207.
- 8. Дылевский Е. Ф. Меловые вулканогенные образования Омолонского массива и их дылевскии Е. Ф. Меловые вулканогенные образования Омолонского массива и их петрохимические особенности. В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Севе-ро-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 104--119.
   Иванов В. В., Семенов Г. А., Симаков К. В., Ващилов Ю. Я. О перспективах неф-тегазоносности Уляганской и Хуличанской впадин (Северо-Восток СССР). Ко-
- лыма, 1977, № 1, с. 41-44.
- 10. Кузнецов В. М. Юго-западная граница Омолонского массива. Материалы по геологии и полезным ископемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан, 1975. c. 42-48.
- 11. Лычагин П. П. Раннеюрские щелочные породы на Омолонском массиве. -- Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Мага-
- дан, 1975, с. 62—69. 12. Лычагин П. П. Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива.— Деп. ВИНИТИ, № 496. 1978. 195 с.
- 13. Лычагин П. П. Рифейские (?) базиты Омолонского массива. В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, Магадан, 1979, с. 27-38.

- 14. Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Позднедокембрийский и палеозойский магматизм Северо-Востока СССР. – Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, c. 184—188.
- 15. Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И. Еще раз о проблеме Колымского массива.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 43—55.
- 16. Мерзляков В. М., Терехов М. И. Срединные массивы Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 37—42.
- 17. Мерэляков В. М., Терехов М. И. Новые данные по геологии бассейна р. Кегали.-Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25.
- Магадан, 1980, с. 229—230. 18. Мерзляков В. М., Терехов М. И., Бялобжеский С. Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР.— Геотектоника, 1974, № 5, с. 61—73.
- 19. Муратов М. В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 20-43.
- 20. Муратов М. В., Яншин А. Л. Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океанов. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 5-12.
- 21. Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. В кн.: Академику В. А. Обручеву, к 50-летию научной и педагогической деятельности. Т. І. М.— Л.: Изд-во AH CCCP, 1938, c. 225-308.
- Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии. Тектоника СССР. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.
   Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и многеосинклинальная об-
- ласти Северо-Востока СССР. Уч. зап. НИИГА. Регион. геол., 1969, вып. 15, с. 5—27. 24. Садовский А. И., Сидоров А. А., Смирнов В. Н., Умитбаев Р. Б. Охотско-Омолоно-
- Чукотский тектоно-магматический пояс, главные черты его строения и металлогении.— Колыма, 1980, № 8, с. 33—37. 25. Симаков К. В. О палеозойских тектонических движениях на территории Омолон-
- ской глыбы.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1968, № 8, с. 18-23.
- 26. Симаков К. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Омолон.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 234—270. (Тр. СВКНИИ, вып. 62). 27. Симаков К. В., Шевченко В. М. Кедонская серия: состав, строение, время и усло-
- вия формирования.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 189—233. (Тр. СВКНИИ, вып. 62).
- 28. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геологоморфологического анализа. Объяснительная записка к карте морфоструктур цент-рального типа территории СССР м-ба 1 : 10 000 000. НПО «Аэрогеология», Л. 1978. 110 c.
- 29. Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. Рига: Изд-во
- АН ЛатвССР, 1958. 375 с. 30. Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.
- 31. Терехов М. И., Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Жуланова И. Л., Дылевский Е. Ф., Палымский Б. Ф. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги м-ба 1 : 500 000. Магадан — Сеймчан, 1980 (ротапринт). 184 с. 32. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца.
- Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.
- 33. Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6, c. 15-29.
- 34. Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 293 с.
- 35. Шатский Н. С. (редактор). Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5000000. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 80 с.
- 36. Шпетный А. П. Омолонский массив структура каледонской консолидации. В кн: Мезозойский тектогенез (тез. докл. VII сессии Научного совета по тектонике Си-бири и Дальнего Востока). Магадан, 1969, с. 150—152.
- 37. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. Х, вып. 5, с. 8-39.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

Поступила в редакцию 3.III.1981 Январь — Февраль

1982 г.

УДК 551.242.3(571.63)

#### МАЗАРОВИЧ А.О.

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ В ПАЛЕОЗОЕ — РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

С привлечением новых материалов рассматривается тектоническая зональность и история тектонического развития Южного Приморья. Последняя тесно связана с эволюцией континентальных окраин от атлантического типа ( $R-\mathcal{E}$ ) к андийскому (D-P) и калифорнийскому ( $MZ_1$ ). В развитии Приморья существенную роль играли разнообразные горизонтальные движения: тектоническое расслаивание земной коры, раздвиговые явления, движения офиолитовых аллохтонов, движение подводно-оползневых масс и сдвиговые деформации.

Геологические исследования приносят все новые факты, изменяющие традиционные представления о стратиграфии и тектоническом строении отдельных частей Приморья и всего края в целом. В настоящее время остро поставлен вопрос о существовании Главного антиклинория в связи с открытием широкого распространения в его пределах нижнемезозойских формаций. В свою очередь это влечет за собой пересмотр тектонической истории региона. В данной статье сделана попытка реконструкции тектонических процессов, протекавших на протяжении палеозоя — раннего мезозоя, с учетом нового фактического материала, полученного за последние годы, в том числе и автором.

## ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РОЛИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

В разные периоды изучения Приморья горизонтальным движениям отводилась та или иная роль. Пожалуй, к первым данным о возможности существования таких перемещений можно отнести описание опрокинутых на юго-восток складок в пределах северного Сихотэ-Алиня, данное Я. С. Эдельштейном в 1905 г. В 1918 г. П. В. Виттенбург выделял в районе пролива Стрелок шарьяж нижнего мезозоя на среднем, который захватывал пространство примерно от 6 до 10 км. В 30-е годы М. М. Тетяев предполагал, что вся Уссурийская полоса с ее северо-северо-восточным простиранием надвинута на северо-западные участки. Через несколько лет В. А. Обручев, ссылаясь на результаты дореволюционных работ, считал, что известняки восточного склона Сихотэ-Алиня между рекой Тетюхэ и бухтой Св. Ольги образуют остатки тектонического покрова. Двумя годами позже, пользуясь материалами П. В. Виттенбурга, В. А. Обручев [49] писал, что в южной части Сихотэ-Алиня и на соседних полуостровах и островах имеется покров шарьяжа, корни которого должны быть на дне Японского моря. Вместе с тем В. А. Обручев отмечал, что с этой точкой зрения не согласны Г. П. Воларович, В. З. Скороход и А. Н. Криштофович.

В середине 50-х годов Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым [3] был описан Центрально-Сихотэ-Алинский структурный шов, который рассматривался как серия надвигов, существовавших с триаса, причем предполагалось погружение Главного синклинория под Главный антиклинорий. Позже Ю. Я. Громов [16] упомянул о наличии чешуйчатой структуры в Черниговском синклинории. До него надвиговые явления на севере Ханкайского массива описывались В. П. Супруненко [60]. Исследователи отмечали, что в Главном антиклинории многие складки испытывают тенденцию к опрокидыванию на юго-восток и осложняются

**№** 1

складками более высокого порядка. Складчатая структура сильно нарушена разломами, среди которых главную роль играют надвиги [4]. Последние, по их данным, присутствуют и в Арсеньевской зоне.

В большой работе Б. А. Иванова [24] Центрально-Сихотэ-Алинский разлом и Меридиональный рассматриваются как сдвиги, с которыми сопряжены пологие надвиги в долине р. Павловки. В дальнейшем он развил свои представления о сдвиговых деформациях. Важную роль горизонтальным движениям в структуре Сихотэ-Алиня отводил И. И. Берсенев (6), который выделял целую группу надвиговых дислокаций, с преимущественным движением масс с юго-востока на северозапад. К этому времени В. И. Силантьев [59] опубликовал описание Меридионального разлома с амплитудой левосдвигового перемещения в 35—40 км.

В конце 60-х годов вышла из печати монография по геологии Приморского края [13], где были сконцентрированы и систематизированы многочисленные факты по тектонике региона. Среди прочего мы можем найти описание почти трех десятков надвигов, развитых во всех выделяемых структурных зонах.

Таким образом, к началу 70-х годов назрела необходимость в тщательной систематизации полученных данных о горизонтальных движениях в Приморье. Впервые такая работа появилась в 1972 г. [25]. В этой монографии подробно и всесторонне рассмотрено положение Центрально-Сихотэ-Алинского разлома как крупного левого сдвига с амплитудой, достигающей 200 км. Параллельно с этим были упомянуты надвиги в долине р. Уссури и в районе месторождения Восток-2, где были выявлены отчетливые надвиговые поверхности северо-северо-восточного простирания с падением на юго-восток [25]. Образование надвигов связывалось с движением по Центрально-Сихотэ-Алинскому сдвигу.

Двумя годами позже И. И. Берсенев [7] опубликовал важную работу, в которой история тектонического развития региона тесно связывалась с разновозрастными раздвиговыми процессами. Наконец, в конце 70-х годов появилась целая серия работ, также посвященных горизонтальным движениям. В сводной работе [8] авторами указывалось на наличие офиолитов в висячем боку Арсеньевского разлома, что «позволяет предположить более широкое распространение шарьяжей, чем это считалось раньше» [8, с. 70]. В Дальнегорском районе картировочным бурением был доказан крупный одноименный надвиг, а в Кавалеровском — шарьяж с горизонтальным перемещением не менее 15 км [там же, с. 71—72]. При этом отмечался еще целый ряд надвигов с амплитудами от 1 до 25 км.

Принципиально новой в познании горизонтальных движений явилась серия работ В. П. Уткина [65, 66 и др.]. Им на основании детальных структурных работ было доказано и выделено большое количество левосторонних сдвигов с различными амплитудами перемещения. Автор приводил также примеры надвигов палеозойского времени, трансформированных в мезозое — кайнозое в левые сбросо-сдвиги. Предполагалось северо-западное перемещение масс в верхнем мезозое — кайнозое, выделялись субширотные и северо-западные раздвиги позднемелового — кайнозойского возраста. В. П. Уткин считал, что габброиды Сихотэ-Алиня находятся в аллохтонном залегании.

Наконец, в последние годы появились данные о наличии олистостромовых горизонтов — показателей надвиговых процессов [5, 40]. В печати были опубликованы описания отдельных конседиментационных надвигов в районе с. Павловка [41], серпентинитового меланжа и офиолитовых аллохтонов [37, 38].

Приведенный краткий исторический обзор показывает, что на протяжении многих лет геологов привлекали вопросы надвиговой тектоники в Сихотэ-Алине. Вместе с тем ее проявления рассматривались как незначительные и им отводилась второстепенная роль, да и то только на позднемезозойском этапе развития региона. Новые данные позволяют говорить о том, что горизонтальные смещения существовали на протяжении всей геологической истории Приморья.

# КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПАЛЕОЗОЙСКИХ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ Комплексах Южного приморья

Отложения кембрийского возраста являются древнейшими фанерозойскими образованиями Приморья. Они обнажаются в пределах Ханкайской низменности и в хребте Синем. Эти породы описаны в ряде работ [2, 17-20, 44, 45, 50]. По данным этих авторов, кембрийские отложения сложены известняками, часто битуминозными, доломитами, глинистыми сланцами с ангидритсодержащими разностями, кремнистыми сланцами, песчаниками и алевролитами, сформированными в течение всех трех эпох кембрия. В отложениях среднего кембрия отмечаются конгломераты, описываемые как своеобразная моласса. В глыбах ее преобладают известняки, кремнистые породы, в меньшем количестве обломки разнообразных метаморфических сланцев, аргиллитов, песчаников. Иногда встречаются обломки серпентинитов, перидотитов, гарцбургитов, габброидов, диоритов и пр. В отдельных частях разреза кембрия известны железорудные, марганцеворудные и фосфоритоносные образования. Возраст определяется по многочисленным находкам трилобитов, археоциат и синезеленых воорослей. Мощности описываемых отложений достигают многих километров. Породы смяты в напряженные линейные складки и осложнены многочисленными разломами.

Девонские отложения локально распространены в Приморье. Нижнедевонские породы, обнаженные в хр. Синем [36], представлены туфами и эффузивами кислого и среднего состава, среди которых широко распространены липариты, игнимбриты и фельзиты с общей мощностью, превышающей 4500 м.

В юго-западном Синегорье среднедевонские породы представлены в морских и континентальных фациях [30, 31, 42]. Они расчленены на ряд свит, возраст которых устанавливается по находкам остатков фауны и флоры. Образования, залегающие в низах разреза, представлены морскими песчаниками, диабазами, алевролитами, реже туфопесчаниками и туфами кислого состава (вассиановская свита, 1500 м) и туфами основного состава, диабазами и спилитами (левочерниговская свита, 700 м). Для разреза характерна фациальная изменчивость. Континентальные отложения представлены толщами липаритовых порфиров и кластолавами кислого состава, игнимбритами, слоистыми туфами (светлояровская свита, 3000 м). После внедрения гранитоидов стали накапливаться туфопесчаники, туфоконгломераты с обломками фельзитов, липаритовых порфиров, черных кремней (люторнская свита, 150 м). А. А. Вржосек [11] характеризует эти породы как молассу, обрамляющую юго-восточную окраину Ханкайского массива. Разрез среднедевонских отложений венчается толщей диабазов, спилитов, андезитовых и липаритовых порфиров (400 м).

В пределах восточного склона Сихотэ-Алиня известны кремнистые породы, охарактеризованные радиоляриями девон-раннекаменноугольного возраста [46].

Каменноугольные отложения в Сихотэ-Алине, по данным Т. Ф. Воробьевой и др. [10], представлены кремнисто-карбонатными отложениями, состоящими из известняков, кремнистых сланцев, алевролитов, известняковых брекчий и песчаников. Видимая мощность 40—420 м. К карбону относятся крупные выходы известняков в районе г. Зарод и пр., подробно описанные в работе Е. А. Киреевой и др. [32]. В бассейне р. Уссури каменноугольные породы известны только в виде экзотических глыб, находящихся среди терригенных и вулканогенных нижнемезозойских образований. Они известны в бассейне р. Откосная, ключа Шуровского, Степанова, в районе сел Саратовка, Самарка, Кокшаровка, Каменка, Павловка, Бреевка. Это разнообразные по своим размерам (от 0,5 до 120 м) глыбы мраморизованных, часто брекчированных известняков серого и розового цветов, встречающихся совместно с аналогичными породами пермского возраста. В ряде случаев с ними ассоциируются прослои кремнистых пород. На западе Приморья, на п-ве Муравьева-Амурского верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения представлены шевелевской свитой, сложенной туфобрекчиями, туфоконгломератами, зеленовато-серыми туфопесчаниками, алевролитами, углистыми сланцами и прослоями сажистых углей [23]. Видимая мощность свиты достигает 60—70 м.

Пермские отложения. В бассейне р. Арсеневка в основании нижней перми [55] залегает туфоэффузивная толща, сложенная фельзитами, кварцевыми порфирами и их туфами, туфопесчаниками, охарактеризованная флорой и имеющая мощность от 1000 до 4000 м. Выше согласно залегают песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, также с флорой мощностью до 650 м. В основании разреза верхней перми находится толща фельзитов, порфиритов и их туфов, туфопесчаники, алевролиты и углисто-глинистые сланцы с флорой (660 м). Они надстраиваются туфолавами кислого и среднего состава (500—600 м), алевролитами, песчаниками и туфами, мощностью до 650 м. На последние с размывом ложатся песчаники, алевролиты, конгломераты и известняки (400—650 м), песчаники и алевролиты (200 м). Общая мощность пермских отложений 7000 м.

В юго-западном Синегорье [31] верхнепермские образования представлены горнохуторской толщей мощностью до 1800 м. Толща сложена андезитовыми порфирами и их туфами, а также туфами смешанного состава. Восточным ограничением распространения палеозойских вулканитов, образующих вулкано-тектонические депрессии [29], является Арсеньевский глубинный разлом.

Нижнепермские отложения юго-западного Приморья, по данным В. Г. Зиминой [22], представлены песчаниками, алевролитами, углистоглинистыми сланцами с флорой и реже фауной. Мощность отложений достигает 2300—2900 м. Для отложений верхней перми характерно наличие большого количества вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 2500 м.

Характерная черта верхнепермских отложений в бассейне р. Партизанская — наличие массивов органогенных известняков, которые рассматриваются как рифовые постройки [61]. Они окружены обломочными шлейфами, в которых иногда встречаются глыбы среднепалеозойских гранитов и габброидов. Пермские отложения распространены также в центральных частях Приморья. К нижней перми здесь относятся мощные (до 5000 м) толщи порфиритов и кремнисто-терригенные образования. Для алевролитов характерны текстуры взмучивания, отмечаются горизонты флиша [39]. Описанные толщи прослеживаются вдоль западных отрогов Сихотэ-Алиня на многие десятки километров. К верхнепермским образованиям относятся слюдистые и туфогенные песчаники [41, 59]. Кроме того, в нижнемезозойских отложениях имеются экзотические глыбы известняков, речь о которых уже шла ранее. В хр. Сихотэ-Алинь в перми накапливались толщи известняков (до 400 м), спилитов и кремней [13].

Триасовые отложения в южном Приморье представлены существенно терригенными породами морского мелководного генезиса, песчаниками, алевролитами с линзами известняков, с фауной и микрофауной. В основании триасовых образований прослеживаются конгломераты [13]. Подобные же горизонты конгломератов имеются и в основании верхнего триаса. Мелководные образования с прослоями углей прослеживаются в бассейне р. Арсеньевка.

Резко отличен триас восточных районов Приморья. В бассейне р. Уссури он представлен существенно кремнистыми образованиями и черными сланцами. Видимо, к среднему триасу относятся эффузивы с глыбами известняков, прослеживающиеся от района с. Бреевка до р. Ореховка. В Дальнегорском и Кавалеровском районах триасовые образования сложены кремнями, известняками, эффузивами и алевролитами. В последних имеются экзотические глыбы известняков пермского возраста [47].

Триасовый возраст, по всей видимости, имеют и отдельные части разреза вангоуской серии.

Юрские образования развиты примерно в тех же фациях и в тех же районах, что и триасовые отложения, но существенно отличаются появлением в центральных районах мощных черносланцевых толщ с прослоями песчаников, ленточных кремней, эффузивов основного состава, гравелитов, а также с глыбами палеозойских известняков, спилитов, триасовых кремней, реже габброидов и гранитоидов. Кроме того, в районе с. Павловка известны толщи базальтоидов щелочного состава средне- и позднеюрского возраста.

# МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЗОНЫ СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА

Гранитоиды. Наиболее древними фанерозойскими интрузиями Приморья являются небольшие интрузии трещинного типа, сложенные гранитами и дайками беркевикитовых порфиритов, распространенных в юго-западной части Ханкайского массива [56]. Эти образования входят в состав Вознесенского массива и формировались в интервале от 340 до 474 млн. лет<sup>1</sup> (ордовик — средний девон). Несколько более молодые гранитоиды Гродековского плутона, сформировались 316-404 млн. лет назад (поздний силур — ранний карбон). В то же время указываются и более древние цифры абсолютного возраста, как для первого, так и для второго массивов [9]. К протерозойскому — среднепалеозойскому комплексу относят гнейсовидные граниты о. Путятин и района пролива Стрелок [35]. В раннем — среднем палеозое на восточной окраине Ханкайского массива внедрялись роговообманковые и пироксен-роговообманковые диориты, гранодиориты, а позже, в позднем палеозое сформировались граниты Шмаковского плутона [36]. В раннем девоне в бассейне р. Арсеньевка и др. образовался сложный вулкано-плутонический комплекс, интрузивные члены которого представлены небольшими телами гранитов. Судя по данным абсолютных датировок (310, 272 млн. лет — [9]), в тех же районах имеются гранитоиды позднедевонского каменноугольного возраста.

Верхнепалеозойские интрузии широко распространены вдоль побережья Японского моря, в долинах рек Арсеньевка, Партизанская и др. [13]. К ним относят крупные тела гранитоидов, внедрившихся в позднепермское время.

Габброиды Сихотэ-Алиня и зоны меланжа. В пределах западных отрогов хр. Сихотэ-Алинь широко распространены меланократовые породы, представленные сложнопостроенным комплексом габбро, амфиболизированных габброидов, ультраосновных пород, часто объединяемых под общим термином «габброиды». Петрографическое описание последних давалось в работах С. С. Зимина [21] и С. А. Щеки [68]. Возраст габброидов считается доверхнепермским [13, 26, 51, 70]. Данные абсолютного возраста указывают на их девонский (338—364 млн. лет — [7]) или даже еще более древний возраст (457—485 млн. лет — [48]) на левобережье р. Бикин. Породы всех массивов сильно катаклазированы, брекчированы, вторично изменены и рассматриваются как крупные интрузии, сформированные в позднепалеозойское время. В последнее время появились представления, что эти породы находятся в аллохтонном залегании [38, 41, 65].

Наиболее крупным является массив, расположенный в междуречье рек Партизанская и Киевка. По данным В. С. Шкодзинского [70], для пород характерна гнейсовидная текстура, бластические и катакластические текстуры. Они представлены милонитизированными габброидами, тнейсированными диоритами и габбро-амфиболитами. В сланцеватых

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и далее калий-аргоновый метод.

габброидах зерна минералов вследствие дробленности не обнаружива ют ограничений — они как бы смазаны. Он считает, что процессы ди намометаморфизма и пластических деформаций играли большую роль при их формировании. По данным Г. А. Ветлова и Б. И. Вачаева, ультраосновные породы в районе Владимиро-Александровского на глубине представляют переслаивание трещиноватых пород с пластическими породами — тектоническими глинами, в которые закатаны обломки перидотитов. В массиве часты «прослои» каолинитизированных и серпентинизированных пород. Зоны дробления достигают мощности 10 м. Они падают на юго-восток под углами 50—60°.

На побережье Японского моря обнажены ультраосновные, основные породы и серпентинитовый меланж [37, 38], прорванные гранитоидами Успенского массива раннемелового возраста (106—114 млн. лет — [35]).

Между бухтами Успение и Киевка серпентинитовый меланж образует две полосы выходов: внутреннюю и внешнюю.

Внешняя полоса меланжа проходит в районе мыса Обручева, где вдоль побережья с запада на восток обнажаются серицитовые и амфиболовые сланцы, амфибол в которых развивается по плоскостям сланцеватости. Через мощные зоны дробления породы переходят в чистые талькиты с большим количеством зеркал скольжения. Внутри зоны встречена крупная глыба амфиболсодержащей породы, окруженной оболочкой из антофилита. Выше по склону обнажены плотные серпентиниты. Они перекрыты сильнотрещиноватыми и брекчированными амфиболитами. В зоне пологого контакта (СЗ 355°  $\angle$  10–15°) развиты темнозеленые и бледножелтые серпентиниты. Мощность этой зоны 3-5 м. Восточнее описанного обнажения зона меланжа полого погружается под вертикально рассланцованные зеленые апобазальтовые сланцы, переслаивающиеся с сахаровидными мраморами. Выше по склону сланцеватость выполаживается и достигает 40-45°. Все описанные породы прорываются многочисленными дайками диабазов, жилами молочно-белого кварца, а также интрузией гранодиоритов с ксенолитами. метаморфических сланцев. Дайки, жилы и интрузии разбиты многочисленными трещинами и мелкими разломами, по которым происходит их незначительное смещение. Меланж вновь появляется в районе мыса Обручева, где он перекрыт катаклазированными амфиболовыми сланцами (ЮЗ 190° ∠ 50°). В рельефе, среди сильно залесенных серпентинитов, резко выделяются крупные (10—15 м) глыбы сильнокарбонатизированных розоватых серпентинитов с петельчатой структурой, амфиболитов, черных сланцев, зеленых и розовых серпентинитов, пироксенитов и габброидов. Глыбы имеют ровные поверхности с зеркалами скольжения, по которым развиваются оталькование и антофиллитизация. Мыс Обручева сложен чистыми темно-зелеными серпентинитами, которые сильно будинированы.

Внутренняя полоса меланжа распространена гораздо шире. Она имеет сложную конфигурацию, изменяя свою ширину от 5-10 до 500 м. На восточном выходе из бухты Каплунова серпентинитовый меланж представлен ярко-зелеными, карбонатизированными серпентинитами с тлыбами черных сланцев и резко преобладающих серпентинитов. Размер глыб достигает 1 м. Западнее серпентиниты становятся темно-зелеными, в них появляются глыбы апопироксенитовых серпентинитов. При приближении к контактам увеличивается степень оталькования. Мощность меланжа достигает 150 м. Во внутренних частях полуостровов меланж картируется по многочисленным высыпкам. Среди обломков встречены все разности пород, описанные ранее (кроме гранитоидов). Падение зоны меланжа изменяется от вертикального до 20-30° к северу, преимущественно в восточной его части. Тектонический контакт хорошо обнажен в большой промоине между бухтами Каплунова и Тихая. Здесь под меланжем видна тектоническая зона (C3 355° ∠ 40-.50°) мощностью около 40 м. Она сложена сильно рассланцованными породами основного состава и тектонической глиной. Ближе к основа-

91

нию тектонизация заметно уменьшается, и тектонизированные породы постепенно переходят в зеленые сланцы. Дальше эта зона маркируется по выходам тальковых сланцев в бухтах Тихая и Каплунова.

Таким образом, на отрезке побережья развит серпентинитовый меланж, зона которого имеет сложную конфигурацию и преимущественно северные падения. Она разбивается многочисленными пологими трещинами и разбита молодыми разломами. Угол падения зоны самый разнообразный — от вертикального до субгоризонтального. В строении этого участка побережья принимают участие метаморфизованные породы основного состава, зеленые сланцы, а также терригенные породы, представленные сильнометаморфизованными глинистыми сланцами с прослоями и глыбами песчаников и редко серпентинитов. В целом для района характерно чешуйчатое строение, образованное до становления гранитов Успенского комплекса, однако усложненное также и после его становления.

Севернее описанного района имеется целый ряд массивов «габброидов» (Бреевский, Чугуевский, Самаркинский и др.), также находящихся в аллохтонном залегании [38]. Характерной чертой для них является сильный катаклаз, текстуры течения, рассланцованность, относительно небольшое количество ультраосновных пород. В основании отдельных массивов имеются зоны милонитизированных серпентинитов. Эти особенности могут свидетельствовать о тектоническом расслаивании земной коры Сихотэ-Алиня, причем основной срыв произошел на границе ультраосновных пород и габброидов. Подобные явления уже описаны в литературе [64].

Таким образом, как видно из приведенного материала, имеется необходимость уточнения существующей тектонической зональности Приморского края. С учетом новых данных можно выделить ряд тектонических зон, различающихся по своему формационному выполнению, характеру магматизма, типу деформаций и пр. На предлагаемой схеме (рис. 1) сняты позднемезозойские и кайнозойские образования, оставлены только крупнейшие разломы.

## СХЕМА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Вся территория Приморья может быть разделена на три тектонические мегазоны: Гродековскую, Ханкайскую и Сихотэ-Алинскую (рис. 1).

Гродековская мегазона (I) протягивается в субмеридиональном направлении вдоль западной границы Ханкайского массива. По данным А. М. Смирнова, мегазона слагается палеозойскими породами, развитыми поверх океанического субстрата; она нами не рассматривается.

Ханкайская мегазона (II) соответствует области распространения континентальной коры дорифейского возраста [62, 63] и может быть разделена на две тектонические зоны: Ханкайскую и Арсеньевскую. Первая из них соответствует выходам на поверхность древнего комплекса метаморфических пород, т. е. Ханкайскому массиву (IIa). Он выделяется изометричными и слабо вытянутыми аномалиями силы тяжести в субширотных и северо-западных направлениях и положительными магнитными аномалиями мозаичного характера, изменяющимися в пределах ±50-100 гамм [13]. Мощность базальтового слоя, по данным ГСЗ<sup>2</sup>, может изменяться от 10—15 км (на севере) до максимальных значений — 20 км (на юге). Мощность «гранитно-метаморфического» слоя изменяется от 14-15 км до 17 (на севере), до 11-16 км (на юге). Характерная особенность Ханкайского массива — наличие слоя пониженных скоростей (V<sub>пл</sub> — 6,0 км/с) с мощностями от 2,5 до 6 км. По данным С. А. Салуна и С. В. Потапьева [58], для рассматриваемой зоны характерны сложные деформации рельефа глубинных поверхностей раздела в земной коре. Здесь же имеется смещение примерно на

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Все данные ГСЗ по В. В. Аргентову и др. [1].



Рис. 1. Тектоническая схема Южного Приморья (объяснения в тексте)

Рис. 2. Палеогеографическая схема рифей-раннепалеозойского времени (континентальная окраина атлантического типа)

1 — континентальные области, 2 — зона накопления карбонатно-терригенных отложений (шельф), 3 — океаническая область

30° по глубокому горизонту поверхности нижней толщи «гранитно-метаморфичного» слоя и кровли фундамента. Эти данные могут указывать на значительную тектоническую расслоенность земной коры зоны, а также на ее аллохтонное залегание по отношению к месту первоначальной консолидации (районы Китайской платформы). Этому обстоятельству могло способствовать наличие слоя с пониженными скоростями. Не противоречит этому и наличие чешуйчатых структур в разных частях массива, в Лесозаводской, Спасской и Вознесенской подзонах [13].

Арсеньевская тектоническая зона (IIб) протягивается в северо-восточном направлении от залива Петра Великого до долины р. Большая Уссурка. Она представляет собой область опусканий метаморфического комплекса ханкайского типа, на котором в девоне и перми были заложены вулканические пояса северо-восточного простирания. Для последних характерно распространение палеовулканических структур центрального типа, большое количество разломов и широкое распространение гранитоидного интрузивного магматизма пермского возраста. По данным ГСЗ, глубинные границы в пределах зоны неконформны друг другу. Мощность «базальтового» слоя изменяется от 16 км у Западно-Сихотэ-Алинского разлома до 12 км вблизи Арсеньевского. Мощность «гранитно-метаморфического» слоя варьирует от 14 до 16 км. Мощность «осадочно-эффузивного» — 7—8 км.

Ханкайская тектоническая мегазона граничит по крупному Арсеньевскому разлому с Сихотэ-Алинской тектонической мегазоной. Разлом, вероятно, является крупным глубинным надвигом, плоскость которого падает под Ханкайский массив, изменяя свое падение после пересечения с Меридиональным разломом.

Сихотэ-Алинская мегазона (III) делится на три крупные тектонические зоны: Западную, Восточную и Прибрежную. Они отвечают Главному антиклинорию, Главному синклинорию и Прибрежной антиклинальной зоне соответственно. Изменение названий необходимо в связи с иной трактовкой геологического строения Главного антиклинория.

Западная тектоническая зона (IIIа) протягивается широкой субмеридиональной полосой от побережья Японского моря и, возможно, от кромки шельфа на юге, до долины р. Бикин на севере. По данным ГСЗ, мощность «базальтового» слоя изменяется от 17 км на западе до 14 км на востоке, «гранитно-метаморфического» — 13—15 км, причем наименьшие мощности отмечаются в ее осевой части. Мощность «осадочно-эффузивного» слоя плавно увеличивается в юго-восточном направлении, достигая 10 км. На профилях ГСЗ обращает на себя внимание наличие многочисленных границ изменения динамики волн, приуроченных в основном к «базальтовому» слою. Магнитное поле близко к нулю, на фоне которого появляются повышенные аномалии. «Средний уровень аномалий гравитационного поля... находится в положительной области» [1, с. 14]. Восточным ограничением зоны в современной структуре является Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг, по которому происходит опускание подошвы земной коры Восточной зоны на 5 км. По своим структурноформационным особенностям Западная тектоническая зона может быть. подразделена на три подзоны: Сергеевскую, Уссурийскую и Дунайскую.

Сергеевская тектоническая подзона (IIIa<sub>1</sub>) характеризуется широким распространением пермских и, вероятно, нижнемезозойских пород, а также полосой кулисно расположенных офиолитовых аллохтонов [38]. Корневой зоной для последних является зона Арсеньевского разлома. На это может указывать приуроченность к ему большого количества массивов меланократовых пород, наличие в милонитах тектонических обломков массивных серпентинизированных пород. По надвигам рассматриваемая подзона перекрывает Уссурийскую подзону.

Уссурийская тектоническая подзона (IIIa<sub>2</sub>) отличается широким распространением раннемезозойских формаций, образующих чешуйчатую структуру с северо-западными падениями. В подзоне имеется большое количество даек ультраосновных щелочных пород, а также крупные массивы — Кокшаровский и Ареаднинский. Кроме того, известны «габброиды», занимающие небольшие площади и также находящиеся в аллохтонном залегании [41]. Для пород подзоны характерна сильная тектонизация, выраженная в брекчировании, катаклазе, рассланцованности и милонитизации.

Дунайская тектоническая подзона (IIIa<sub>3</sub>) расположена в юго-западной части Западной зоны, к которой отнесена условно. Ее тектоническое положение остается невыясненным, так как большая часть скрыта под наложенными впадинами (IV). Наиболее важной чертой является наличие сильнометаморфизованных пород с древними цифрами абсолютного возраста (622 млн. лет).

Восточная тектоническая зона характеризуется широким распространением мезозойских образований и в первую очередь нижнемеловых, смятых в напряженные складки. По данным ГСЗ, мощность «базальтового» слоя изменяется от 12 до 18 км, «гранитно-метаморфического» от 10 до 16 км, а мощность «осадочно-эффузивного» достигает 10 км около восточного ограничения.

Прибрежная тектоническая зона (Сихотэ-Алинская зона поднятий фундамента) наиболее восточная. Она отличается сложным чешуйчатоблоковым строением. При этом падение плоскостей надвигов юго-восточное. Имеются данные о том, что нижнемезозойские и, возможно, палеозойские формации тектонически перекрывают нижнемеловые образования. Зона разбита вертикальными разломами, породы смяты влинейные складки. По данным ГСЗ, мощность «базальтового» слоя достигает 12 км, «гранитно-метаморфического» — 10—14 км, «осадочноэффузивного» — 6—9 км. Западным ограничением Прибежной зоны является Фурмановский разлом, падение которого близко к вертикальному [47].

В целом территория Приморья характеризуется широким распространением фанерозойских образований. При этом наиболее древние приурочены к западным частям края, более молодые — к восточным. Наиболее древние массивы гранитоидов (палеозойские) сконцентрированы в Ханкайской тектонической мегазоне и в западной части Сихотэ-Алинской. Меловой интрузивный магматизм развит повсеместно, характеризуя время завершения становления континентальной коры в Приморье. В геофизических полях [1] рассматриваемая область характеризуется неоднородностью. По особенностям региональных гравитационных аномалий в редукции Буге территория Приморья делится на три зоны: повышенных и высоких аномалий, пониженных и низких аномалий, прибрежную зону интенсивного градиента силы тяжести. В магнитном поле также сохраняется трехчленное строение края. По данным Г. К. Шило и В. В. Кучука [69], здесь выделяются две области со слабоотрицательными и реже слабоположительными магнитными полями и преимущественно отрицательными. Между областями располагается Центральная зона положительных аномалий интенсивностью до 300— 500 и даже 1300 гамм.

С. А. Салун и С. В. Потапьев [58] пишут, что поверхность Мохо на западе Сихотэ-Алиня залегает на глубине 36 км, постепенно повышаясь к востоку до глубины порядка 20 км. Эти же авторы указывают на то, что проекции разломов фундамента на поверхности *М* смещены либо в западном, либо в восточном направлениях на 30—50 км. При этом восточные падения разломов несколько преобладают над западными. Кроме того, с глубиной наблюдается горизонтальное смещение блоков земной коры преимущественно в восточном направлении.

Рассмотрев основные черты геологии Приморского края и его тектонической зональности, перейдем к истории формирования современного тектонического плана.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Характерной чертой геологического строения Южного Приморья является его тектоническая асимметрия, которая выражается в различных структурных формах и геологических формациях в восточной и западной его частях, а также в распределении геофизических полей и магматических образований. Асимметрия подчеркивается тем, что с одной стороны находятся крупные массы с континентальной корой дорифейского возраста, а с другой — сложнопостроенные комплексы различного возраста с проблематичным характером основания и его возраста. Вместе с тем менее вероятным представляется предположение о наличии здесь древнего жесткого основания, подобного Ханкайскому массиву. При аргументации его существования выдвигаются следующие факты [57]: а) сходство Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов; б) четко выраженные северо-западные и близлежащие простирания древних структур в восточной части Хингано-Буреинского и северной части Ханкайского массивов; в) секущее положение ряда разломов (Арсеньевский и др.) по отношению к древним структурам; г) обнаружение выступа метаморфических пород в бассейне р. Анюй; д) широкое распространение в пределах юга Дальнего Востока поперечных тектонических зон. Эти аргументы могут быть дополнены тем, что в разрезах Сихотэ-Алиня отмечается обилие аркозового материала, наличие валунов гранитоидов в отложениях верхней перми в районе р. Павловка [41], метаморфические породы в обрамлении габброидных массивов, которые сопоставляются с митрофановской и спасской свитами Ханкайского массива [14]. Вместе с тем сходство Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов не говорит о распространении сходного основания под всей территорией Приморья. Еще менее вероятным представляется существование «Япономорского» массива. Северо-западные простирания древних структур и секущее положение древних разломов объясняются предположением о существовании рифтогенных процессов во время тектонического развития Приморья. Выступы, подобные Анюйскому, могут оказаться аллохтонными блоками, тем более что в этом районе известны надвиговые структуры с офиолитами, приуроченными к плоскостям тектонических нарушений [43]. Поперечные тектонические нарушения могут оказаться проявлением сетки планетарных напряжений. Широкое распространение аркозового материала понятно, если учитывать относительно недалекое расположение крупных масс с континентальными корами докембрийского возраста. Кроме того, в пермское время произошла гранитизация достаточно больших территорий, прилегающих к Ханкайскому массиву, что также благоприятствовало в дальнейшем поступлению аркозового материала в бассейны седиментации. О наличии основания, подобного океаническому, могут свидетельствовать следующие аргументы: широкое распространение древних масс меланократового состава в районах, расположенных восточнее Ханкайского массива; резко различный характер синхронных формаций в восточных и западных частях Приморья; наличие серпентинитового меланжа; большое количество вулканитов основного состава в Сихотэ-Алинской тектонической мегазоне. Эти соображения заставляют думать, что Сихотэ-Алинь был заложен на океанической коре доверхнепермского возраста.

Таким образом, асимметрия Приморья была обусловлена различным основанием — континентальным с одной стороны и океаническим — с другой.

Наиболее древние фанерозойские отложения Приморья формировались в условиях миогеосинклинального прогиба, в котором отлагались многокилометровые толщи карбонатно-терригенных пород. Прогиб характеризовался почти полной амагматичностью. Здесь отлагались фосфориты и фосфатоносные песчаники, которые в современных условиях накапливаются в интервале глубин 30—300 м [12]. Изобилие археоциат, тесно соседствующих с синезелеными водорослями, также указывает на малые глубины осадконакопления, которые ограничиваются глубиной проникновения света. Карбонатные кембрийские осадки, резко преобладающие в разрезе, отличаются повышенной битуминозностью.

Описываемый миогеосинклинальный прогиб (рис. 2), располагавшийся на краю древнего континента, имеет определенные черты сходства с современными пассивными окраинами атлантического типа, которые характеризуются накоплением мощных терригенных и карбонатных осадков. Не исключено, что в это время Ханкайский массив был подобен современному Мадагаскару. Правомерность сопоставления миогеосинклиналей с окраинами атлантического типа неоднократно обосновывалась в литературе [33, 34, 53, 54].

Развитие Приморья в ордовикско-силурийское время неясно из-за отсутствия достоверно доказанных образований. Вместе с тем это может указывать на крупные перестройки тектонического плана, тем более что с этого отрезка времени изменилось простирание структур с северозападных на северо-восточные. Перестройки сопровождались формированием крупных массивов гранитоидов.

В среднем (раннем?) девоне резко дискордантно по отношению к структурам предыдущего времени начал развиваться вулкано-плутонический пояс, заложившийся на окраине Ханкайского массива. В конце среднедевонского времени сформировались гранитоидные массивы и произошли горообразовательные процессы, показателем которых слумат красноцветные молассы люторгской свиты.

Каменноугольное время явилось временем стабилизации тектонического режима — в это время на обширных пространствах формировались карбонатные образования, перекрывающие маломощным чехлом фундамент («габброиды» — ?).

Резкое усиление тектонической активности наступило в позднем палеозое также на границе Ханкайского массива. Сначала в ранней, а затем и в поздней перми началось формирование мощных вулканогенных толщ в наземных либо в прибрежно-морских условиях, завершившееся внедрением гранитоидных массивов, что привело к формированию первичного «гранитно-метаморфического» слоя в западных районах Приморья. Его остатками можно, вероятно, считать глыбы высококалиевых гранитов, обнаруженных в меланжевых зонах в бассейне р. Синяя [41].

Восточнее пояса пермских наземных вулканитов в Южном Приморье, на территориях Арсеньевской зоны и Дунайской подзоны отлагались шельфовые образования. Здесь шельф имел максимальную ширину, сужаясь в северном направлении. Бровка шельфа фиксировалась выходами рифовых построек, выходящих на поверхность в долине р. Партизанская. Мористее шельфа был сформирован континентальный склон, который выделяется нами на основании распространения терригенных пород, часто несущих следы воздействия мутьевых потоков и возможных следов оползания осадка (ариадненская свита). В пределах континентального склона имелись выступы габброидов, на которые

Рис. 3. Палеогеографическая схема пермского времени (континентальная окраина андийского типа)

1 — суша, 2 — зона накопления вулканитов наземного и прибрежного генезиса (вулкано-плутонический пояс), 3 — зона терригенного накопления, в ряде мест рифы (шельф), 4—зона терригенного, реже кремнистого накопления (континентальный склон), 5 зона накопления маломощных терригенных пород, 6 - зона кремнисто-карбонатного накопления (мелководные банки с прилегающими относительно глубоководными областями), 7 — зона накопления терригенных турбидитов и кремней, в ряде случаев карбонатные образования (мелководные банки), 8 — зона накопления турбидитных и подводно-оползневых отложений, 9 — зона накопления основных вулканитов с глыбами известняков, 10 — зона сложнопостроенного рельефа (бордерленд), 11 — зона магматизма ультраосновного щелочного состава



с размывом отлагались конгломераты верхней перми. Восточнее, на подводных возвышенностях формировались мелководные банки. Видимо, уже в палеозойское время существовали горизонтальные перемещения. Косвенным подтверждением этому может служить строение Анюйского блока [43]. В то же позднепалеозойское время имели место перемещения в юго-восточном направлении Ханкайского массива [65].

Таким образом, девонско-пермское время явилось временем существования континентальной окраины, имеющей определенные черты сходства с современной андийской. Подобная точка зрения уже высказывалась [52]. Сходство подчеркивается развитием мощных толщ вулканических пород основного, среднего и кислого состава, отлагавшихся на окраине палеозойского континента, мористее которых формировались сначала шельфовые, а затем и склоновые отложения. В восточных районах Приморья отлагались карбонатные отложения значительной мощности. К сожалению, нет убедительных доказательств существования палеожелоба, являющегося необходимым «атрибутом» зоны перехода андийского типа (рис. 3). Интенсивный гранитоидный магматизм, завершивший существование андийской окраины, вызвал гранитизацию обширных территорий.

Сформированная континентальная окраина, особенно ее континентальный склон, подверглась интенсивной деструкции в раннем мезозое. В результате этого процесса в Западной тектонической зоне был сформирован своеобразный набор пород. Наиболее нижние части разреза сложены вулканогенной толщей, в порфиритах и спилитах которой имеются глыбы палеозойских известняков с горячими контактами. Формирование подобной зоны глубинной проницаемости с продуктами трещинных излияний может указывать на процессы растяжения. Выше описанных образований в Уссурийской подзоне залегает толща песчаников, перекрытых верхнетриасовой толщей ленточных кремней и глинистых сланцев. Подобные кремни встречаются в разрезах многих складчатых областей и часто считаются турбидитными. Наиболее вероятным местом их отложения предполагаются бассейны, подобные Красному морю [15]. В юрское время образовались мощные толщи глинистых сланцев с прослоями кремней, порфиритов, гравелитов, песчаников, туфов основного состава и глыбами экзотических пород — известняков каменноугольного --- пермского возраста, алевролитов, песчаников и реже основных пород, габброидов и гранитов. Общий облик толщи указывает на большую тектоническую подвижность территории во время ее образования. По всей видимости, толща наиболее близка к обвально-оползневым образованиям, которые под действием гравитационных сил сползали с бортов образованных трогов. Хорошо окатанные глыбы инородных пород отвечают по составу деструктированной окраине. Разрез



Рис. 4



Рис. 5

Рис. 4. Палеогеографическая схема триасового времени (континентальная окраина калифорнийского времени). Построена без учета горизонтальных перемещений. Условные обозначения см. на рис. 3

Рис. 5. Палеогеографическая схема юрского времени (континентальная окраина калифорнийского типа). Построена без учета горизонтальных перемещений. Условные обозначения см. на рис. 3

нижнего мезозоя венчается толщами щелочных базальтоидов. Вероятно, в близкое с ними время произошло становление ультраосновных массивов с карбонатитами, а несколько позже и даек ультраосновных щелочных пород, широко распространенных в пределах Уссурийской тектонической подзоны [67] и прорывающих все вышеописанные части разреза: кремни, глинистые сланцы, а также пироксениты Кокшаровского массива. Наличие ультраосновных пород указывает на большую глубину проникновения разрывов, вплоть до подошвы новообразованного в пермское время «гранитного» слоя. Зона деструкции охватила огромную территорию и формировалась в подводных условиях на краюконтинента, имела сложно построенный рельеф типа современного калифорнийского бордерленда (рис. 4, 5). На последнее обстоятельство указывает близкое расположение глубоководных и мелководных фаций [27, 28] нижнего мезозоя. В последующем все описанные комплексы Сихотэ-Алинской тектонической мегазоны претерпели интенсивное сжатие. В частности, произошло становление офиолитовых аллохтонов, формирование чешуйчатой структуры Уссурийской подзоны и, возможно срыв со своего основания всего сформированного осадочного чехла (верхний палеозой — нижний мел), что подтверждается площадной тектонизацией всех пород этого возраста. В позднемеловое время произошла переориентировка тектонических напряжений, усложнивших существующую структуру, а также приведших к надвиганию всей территории в северо-западном направлении [6] и образованию многочисленных сдвиговых зон.

#### выводы

Таким образом, приведенные фактические материалы показывают, что в ходе тектонического развития Южного Приморья происходила эволюция континентальных окраин Сихотэ-Алинского сектора Тихого океана. Изменение вида континентальной окраины происходило от атлантической (поздний докембрий — кембрий) к андийской (девон пермь), а затем и к калифорнийской (нижний мезозой). В каменноугольном периоде в пределах Сихотэ-Алиня существовали условия тектонического выравнивания, когда происходило формирование карбонатных комплексов.

На фоне этих процессов активно действовали горизонтальные движения. В первую очередь к ним можно отнести тектоническое расслаивание земной коры Сихотэ-Алиня и прилегающих областей на разных уровнях. Этот процесс затронул как консолидированные породы Ханкайского массива, так и привел к необратимым дислокациям в Сихотэ-Алинской тектонической мегазоне. В последней произошел срыв на уровне «базальтового» слоя, предопределивший появление в Сергеевской подзоне офиолитовых аллохтонов. Наконец, здесь же можно выделить срыв осадочного чехла со своего основания, результатом этого процесса явилась региональная тектонизация его пород. Она выражается в повсеместном брекчировании, рассланцевании, милонитизации осадочных и вулканогенно-осадочных пород палеозоя — раннего мела. Во вторую очередь к горизонтальным движениям следует отнести раздвиговые явления нижнего мезозоя и, вероятно, нижнего палеозоя. В-третьих, в Приморье можно видеть движения офиолитовых аллохтонов и формирование чешуйчатой структуры в Западной тектонической зоне. Наконец, большую роль в истории региона на позднемезозойскомкайнозойском этапе играли сдвиговые деформации различных амплитуд.

Формирование первичного «гранитно-метаморфического» слоя произошло в поздней перми. Окончательное становление континентальной коры — в позднем мелу.

#### Литература

- Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С., Попов А. А., Потапьев С. В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ) М.: Наука, 1976, с. 90.
   Беляева Г. В., Ставцев А. Л., Мишкина И. В., Олейник Ю. Н. Стратиграфия палео-
- зоя юга Дальнего Востока после Второго Дальневосточного стратиграфического совещания. — Тез. докл. III Дальневост. стратиграф. совещания. Владивосток: ДВПИ, 1978, c. 62-64.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 1, с. 109—111.
   Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихо-
- тэ-Алиня и Южного Приморья Сов. геология, 1962, № 7, с. 41-63.
- 5. Белянский Г. С., Никитина А. П. Самаркинская и себучарская свиты Главного ан-Беллинория Г. С., Писина П. П. Самаркинская и ссерарская святы главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край) — В кн.: Биостратикграфия Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 23—35.
   Берсенев И. И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиняя. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 4, с. 846—849.
- 7. Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. В кн.: Общие и ре-
- гиональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 114—127. 8. Берсенев И. И., Кулинич Р. Г., Олейник Ю. Н., Пущин И. К., Уткин В. П. При-морье. В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука 1977, с. 69—72.
- 9. Васильковский Н. П., Лапо М. С., Василенко В. П., Грачева А. А. К вопросу об
- Василновский П. П., отапо П. С., Василенко В. П., Грачева А. А. К. Вопросу об абсолютной геохронологии магматизма в Приморье.— В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 74—80.
   Воробьева Т. Ф., Губенко Т. А., Поярков Б. В., Руденко В. С. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня.— В кн.: Биостратиграфия Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 5—22.
   Востока А. А. Такторичного страсите Почисов Почисов В. С. Р. В. С. В. С. Владивосток:
- 11. Вржосек А. А. Тектоническое строение Южного Приморья В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 8—11.

99

- 12. Геккел Ф. Распознавание мелководной морской палео-обстановки осадконакопления. — В кн.: Условия осадконакопления и их распознавания. М.: Мир, 1974, с. 253-317.
- 13. Геология СССР, т. І, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 695.
- Голозибов В. В., Гусаков Л. А., Мельников Н. Г. Метаморфические породы между-речья Уссури и Павловки. Тез. III Дальневост. стратиграф. совещания. Влади-восток: ДВПИ, 1978, с. 49.
- 15. Григорьев В. Н., Золотарев Б. П. Сравнение геосинклинального и океанического осадконакопления.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 205-218.
- 16. Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива.— Сов. геология, 1959, № 12, с. 40—51.
- 17. Денисова Т. А. Нижнепалеозойские грубообломочные отложения Южного Приморья и их структурное положение. В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 141-148.
- 18. Денисова Т. А. Состав меркушевских конгломератов и последовательность напла-стования раннепалеозойских образований Ханкайского массива. В кн.: Геол. и магматизм Дальн. Вост. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 25—28.
- 19. Денисова Т. А. Состав и условия формирования кембрийской молассы Ханкайского массива (Южное Приморье). — Геол. и геофизика, 1979, № 7, с. 128-132.
- Денисова Т. А. Карбонатное вещество в породах кембрийской грубообломочной молассы Ханкайского массива. В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 63—67.
- 21. Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973, с. 251.
- 22. Зимина В. Г. Флора ранней и начала поздней перми Южного Приморья. М.: Наука, 1977, .c 127.
- 23. Зимина В. Г. О шевелевской толще Южного Приморья.— Тез. III Дальневост. стратиграф. совещания. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 84.
- 24. Иванов Б. А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники южного Сихотэ-Алиня. Иркутск: Иркутское кн. изд-во, 1961, с. 46.
- 25. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневосточное кн. изд-во, 1972, с. 114.
- 26. Иванов Б. А., Надежкина З. Е. Новые данные о возрасте больших габброидных интрузий Сучанского района — Информ. сборник ПГУ НТО горное, 1962, № 3, с. 15-18.
- 27. Игнатова В. Ф. Прибрежно-морское осадконакопление в позднем палеозое раннем мезозое вдоль восточного склона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и перспективы поисков палеороссыпей.— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 22—25.
- 28. Игнатова В. Ф. Литохимическая характеристика шельфовых отложений в обрамлении палеоостровной дуги (Сихотэ-Алиня). В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 43-56.
- 29. Игнатьев А. Б. Палеовулканологические реконструкции вулкано-тектонических депрессий. Хабаровск: Хабаровское книжное изд-во, с. 189.
- 30. Изосов Л. А. Девонский вулкано-плутонический комплекс юго-западного Синегорья и юга Ханкайского массива (Приморье) В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 70—72.
- Изосов Л. А. Палеозойские вулкано-тектонические структуры юго-западного Сине-горья (Приморский край) В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с. 62—68.
- 32. Киреева Е. А., Бурилина Л. В., Афанасьева В. М. Основные особенности геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое. В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН CCCP, 1976, c. 3-21.
- 33. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975, с. 208.
- 34. Книппер А. Л. Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей В кн.: Тектоническое
- развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 171—182. 35. Коренбаум С. А., Валуй Г. А., Вржосек А. А., Горбатюк О. В. Гранитоидный маг-матизм Южного Приморья В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 57—68. 36. Леликов Е. П., Мельников Н. Г. Петрохимические особенности среднепалеозойских
- магматических пород Приморья.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и ору-денения Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ, 1973, с. 65—67.
- 37. Мазарович А. О. Серпентинитовый меланж Южного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, 1978, **τ**. 241, № 1, с. 181—184.
- 38. Мазарович А. О. Офиолитовые аллохтоны Приморья. Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 3, c. 676—679.
- 39. Маркевич П. В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978, с. 144.
- Мельников Н. Г. О возрасте и условнях формирования самаркинской и удековской свит междуречья Журавленки Павловки (Сихотэ-Алинь). В кн.: Стратиграфия палеозоя Дальнего Востока. Тез. докл. регионального совещания. Владивосток:
- ПТГУ, 1977, с. 42. 41. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 95—106.

- 42. Мельников Н. Г., Изосов Л. А., Бажанов В. А. Девон Приморья. В кн.: Страти-графия Дальнего Востока. Тез. докл. III Дальневост. стратиграф. совещания. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 75-76.
- 43. Метаморфические комплексы Азии. М.: Наука, 1977, с. 350 (Тр. ИГиГ, вып. 365).
- 44. Мирошников Л. Д. История развития палеозойской структуры. В кн.: Геологическое строение мезозойско-кайнозойских впадин Южного Приморья. Л., 1971, 172—177
- 45. Мишкина И. В., Изосов Л. А. К стратиграфии кембрия Приморья. В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Тез. докл. III Дальневост. стратиграф. совещания. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 65—66. 46. Назаров Б. Б., Поярков Б. В., Руденко В. С. Микропалеонтология и основные вопро-
- сы стратиграфии палеозоя Сихотэ-Алиня. В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Тез. докл. III Дальневост. стратиграф. совещания. Владивосток: ДВПИ, 1978, c. 81-83.
- 47. Нарбут Г. Б. Фурмановский глубинный разлом в Приморье и его металлогеническое значение. — В кн.: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН CCCP, 1978, c. 23-29.
- 48. Никогосян В. А. Основные черты магматизма центрального Сихотэ-Алиня. В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. с. 69—70.
- 49. Обручев В. А. Геология Сибири. Т. III, М., Изд-во АН СССР, 1938, с. 781—1357.
- 50. Окунева О. Г., Репина Л. Н. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973, с. 284. 51. Октябрьский Р. А. О базитовых комплексах прибрежной полосы южного При-
- морья. В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток: Приморское книжное изд-во, 1969, с. 19-29.
- 52. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрам-ления.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 85—104.
- 53. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной коры северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5, c. 6-23.
- 54. Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние изучения и его основные задачи.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4-14.
- 55. Решения 2-го Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания. Владивосток, 1971.
- 56. Рязанцева М. Д. Сравнительная характеристика Вознесенских и Гродековских гранитов южной части Ханкайского массива. В кн. Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 69—73. 57. Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной си-
- стемы. М.: Недра, 1978, с. 183. 58. Салун С. А., Потапьев С. В. Строение земной коры юга Дальнего Востока по дан-ным ГСЗ.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 85—94.
- 59. Силантьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, c. 39-49.
- 60. Солоненко В. П. Геология центральной части Уссурийского района. В кн.: Материалы по геол. месторожд. нерудных ископаемых Сибири, вып. З. Иркутск, 1949, 150.
- 61. Тащи С. М. Позднепермские рифовые постройки Южного Приморья.— В кн.: Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока (литология и геохимия). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 45-53.
- 62. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980, c. 283.
- 63. Тектоническая карта Северной Евразии, м-б 1:5000000. М., 1980.
- 64. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 216.
- 65. Уткин В. П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 2, с. 425—427. 66. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М., Наука, 1980, с. 143.
- 67. Щека С. А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 444—447.
- 68. Щека С. А. Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье. В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: Дальневосточное кн. изд-во, 1973, с. 9—61. 69. Шило Г. К., Кучук В. В. О глубинных разломах Приморья в свете геофизических
- данных.— Информ. сборник ПГУ НТО горное, 1968, № 6, с. 51—56. 70. Шкодзинский В. С. Габброиды междуречья Сучана и Судзухо.— Информ. сборник
- ПГУ НТО горное, 1964, № 5, с. 45-51.

Геологический институт AH CCCP

Поступила в редакцию 30.III.1981 Январь — Февраль

1982 г.

УДК 551.242.3(571.651)

### ПЕЙВЕ А.А.

# ОФИОЛИТЫ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

Рассмотрено структурное положение и внутреннее строение офиолитовых покровов Корякского хребта. Отмечаются различия в соотношении членов офиолитовой ассоциации вкрест простирания структур Корякского хребта. Так, в Эконайской и на юге Алькатваамской зоны широко распространены породы полосчатого комплекса, диабазы, плагиограниты, вулканогенно-кремнистые породы ( $PZ_3$ —T). На севере же, в Майницкой зоне широко представлены дунит-перидотитовые комплексы и вулканогенно-кремнисто-терригенные породы ( $J_3$ —K<sub>1</sub>), практически полностью отсутствуют породы полосчатого комплекса и габбронды. Подтверждается гипотеза о деструкции позднепалеозойско-триасовой коры переходного типа и образовании бассейна типа краевого моря в течение поздней юры — раннего мела.

Корякский хребет является северо-восточной частью Корякско-Комчатской складчатой области и простирается от бухты Угольной на юго-запад на 450 км при ширине 120 км. Корякско-Камчатская область, расположенная по периферии Тихого океана, характеризуется незавершенностью процесса образования континентальной коры [20]. В целом рассматриваемый регион отличается исключительно широким распространением офиолитов и островодужных серий. Наоборот, гранитоиды встречаются относительно редко, причем резко преобладают породы габбро-плагиогранитной формации.

Породы офиолитовой ассоциации в Корякском нагорье известны давно. Меланократовая часть офиолитового разреза встречается практически по всему Корякскому нагорью в виде отдельных габбро-гипербазитовых массивов или серпентинитовых меланжей, вытянутых согласно общему простиранию разрывных и покровных структур. Породы вулканогенно-кремнистой части офиолитового разреза слагают, как правило, сравнительно крупные покровные пластины или встречаются среди глыб в серпентинитовом меланже. Их возраст палеозой — ранний и средний мезозой.

До недавнего времени ультрабазиты и габброиды традиционно считались молодыми интрузивными образованиями [4, 7, 10, 13, 24]. Лишь в последнее время появились работы, в которых офиолиты рассматриваются как реликты древней океанической коры, претерпевшие сложную структурную и вещественную эволюцию [1, 2, 8, 9, 18, 19, 21, 26, 28, 29, 32, 33]. Отмеченные публикации показали, что без понимания позиции офиолитов в региональной структуре, без выяснения их внутреннего строения трудно понять историю тектонического развития Корякского нагорья в целом. Вот почему этим проблемам здесь сейчас уделяется особое внимание.

В течение 1977—1980 гг. автор занимался изучением офиолитов Корякского хребта, особенно южного (междуречье Ваамочка — Хатырка — Апука), в меньшей степени — северных его склонов. Материалы, полученные в результате этих работ, легли в основу предлагаемой статьи. В работе делается попытка структурного сопоставления сравнительно многочисленных выходов офиолитов Корякского хребта.

Автор выражает признательность всем членам Корякской экспедиции ГИНа и СВКНИИ, с которыми довелось работать, в особенности С. В. Руженцеву.

№ 1

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

Корякский хребет — это сложнопостроенное складчатое сооружение, в пределах которого в виде серии тектонических покровов совмещены разнообразные по возрасту и составу комплексы пород [2, 29]. Здесь устанавливается следующая последовательность таких комплексов (снизу вверх и соответственно с юго-востока на северо-запад): Янранайский, Накыпыйлякский, Эконайский, Алькатваамский, Майницкий (рис. 1, 2). Янранайский комплекс рассматривается как относительный



Рис. 1. Схема тектонической зональности Корякского хребта 1-5 — структурно-формационные комплексы: 1 — Янранайский 2 — Накыпыйлякский и Эконайский, 3-4 — Алькатваамский, (3 — нижняя часть, вулканогенно-кремнистые породы, 4 — верхняя часть туфово-терригенные породы), 5 — Майницкий; 6 — кайнозойские наложенные впадины, 7 — серпентинитовые меланжи и габбро-гипербазитовые массивы. Цифры на схеме: 1 — меланж левобережья р. Накыпыйляк, 2 — массив горы Эконай, 3 — Четкинваямский меланж, 4 — Наанкнейский массив, 5 — Росомашинский меланж, 6 — Рытгыльский меланж, 7 — Иомраутский меланж, 8 — Чирынайский и Эльгеваямский меланжи, 9 — Ягельный меланж, 10 — Малонаучирынайский массив, 11 — Тамватнейский массив; 8 — границы между зонами по разломам: a — вертикальный, 6 — пологий; 9 — стратиграфические границы



Рис. 2. Схема соотношения основных структурных элементов в Корякском хребте 1 — яшмы, вулканиты (Янранайский комплекс К), 2 — песчаники, алевролиты, горизонты олистостром (Накыпыйлякский комплекс, J<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>). 3 — вулканиты, кремни, линзы известняков (Эконайский комплекс, C<sub>1</sub>—P<sub>2</sub>, T<sub>3</sub>), 4 — алевролиты, туфопесчаники (Алькатваамский комплекс, J<sub>3</sub>v—K<sub>2</sub>), 5 — вулканиты, яшмы, граувакки (Майницкий комплекс, J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>), 6 — серпентинитовый меланж и габбро-гипербазитовые массивы

автохтон, все остальные являются сложнопостроенными покровными (аллохтонными) массивами, имеющими часто исключительно сложную внутреннюю структуру. Проведенные палинспастические реконструкции показали, что каждый из отмеченных комплексов соответствует определенной, существовавшей в мезозое, структурно-формационной зоне. Янранайская зона была наиболее южной, приближенной к океану, соответственно Майницкая — наиболее северной. Ниже дается краткая характеристика разреза каждого из отмеченных комплексов.

Отложения Янранайского комплекса вскрываются в ряде тектонических окон, в пределах которых из-под туфово-терригенных (J<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>)<sup>4</sup>

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возрастные датировки здесь и далее основаны на опубликованных сборах фауны

или вулканогенно-кремнистых (PZ<sub>3</sub>—T) пород обнажаются базальты, яшмы и песчаники (J<sub>3</sub>v—K<sub>2</sub>cp). Наиболее широко отложения Янранайского комплекса обнажены по правобережью р. Хатырка, где имеется следующая последовательность пачек (снизу — вверх): базальты, яшмы; существенно песчаники; песчаники с прослоями яшм. Общая их мощность достигает здесь 1000 — 1200 м.

Породы Накыпыйлякского комплекса охватывают территорию южного склона Корякского хребта — от Пекульнейского озера на востоке до р. Эльгинмываам на западе. Далее к западу вплоть до р. Апука отложения зоны вскрыты в ряде тектонических окон (бассейны рек Линлиретваам 1 и Линлиретваам 2). Наиболее древние породы здесь маломощные среднеюрские битуминозные мергели, контакты которых с перекрывающими отложениями везде тектонические.

Верхнеюрские — нижнемеловые (J<sub>3</sub>v—K<sub>1</sub>v) породы распространены исключительно широко и представлены толщей (мощностью до 1 км) однообразных алевропелитов с отдельными прослоями средних и кислых туфов, пелециподовых ракушняков, олистостром. Последние содержат обломки и глыбы габбро, плагиогранитов, верхнепалеозойских и триасовых базальтов и кремней, реже ультрабазитов. Эпизодически встречающиеся отложения готерива представлены известняками, известковистыми полимиктовыми песчаниками, туффитами. Видимая мощность 100—200 м.

Неокомские отложения, по-видимому, трансгрессивно перекрывались фациально сравнительно разнообразными породами нижнего сенона (K<sub>2</sub>cn—cp). В основном это песчаники, алевролиты, кислые туфы, песчанистые известняки с мощными горизонтами олистостром, по составу сходные с неокомскими. Мощность 300-—900 м.

Эконайский комплекс представлен позднепалеозойскими — раннемезозойскими офиолитами. Он охватывает территорию между реками Рынатанмельген — Эльгинмываам. Здесь в виде блоков и тектонических чешуй присутствуют ультрабазиты, габброиды, плагиограниты. Венчается разрез вулканогенно-кремнистыми или туфово-терригенными отложениями нижнего карбона — верхнего триаса, причем фаунистически охарактеризованы только отложения нижнего карбона — верхней перми [2, 29] и верхнего триаса [5]. Мощность 1000—2000 м. Трансгрессивно, с базальными конгломератами породы накыпыйлякского и эконайского комплексов перекрыты граувакками и основными вулканитами маастрихта (400—1000 м), представляющими собой неоавтохтонный чехол.

Соотношение между Эконайским и Алькатваамским комплексами не ясно. Юго-западнее в принципе сходные офиолиты слагают обширные поля в междуречье Апука — Хатырка. От образований, расположенных восточнее, они отделены поперечным разломом, совпадающим с долиной р. Эльгинмываам. В результате работ 1980 г. установлено, что в бассейне р. Хатырки отложения (J<sub>3</sub>—K<sub>2</sub>m) юго-западной части Алькатваамского комплекса трансгрессивно с базальными конгломератами залегают на палеозойских офиолитах. В настоящее время нельзя утверждать [3], что офиолиты к западу и востоку от р. Эльгинмываам представляют собой единый структурный элемент. Породы восточного участка в мезозое, по-видимому, слагали фронтальную (южную) относительно приподнятую аллохтонную массу. Офиолиты, подстилающие Алькатваамскую мезозойскую толщу, первоначально располагались севернее. Поэтому офиолиты восточного участка выделяются нами как собственно Эконайский комплекс, а сходные образования западного участка рассматриваются в составе Алькатваамского комплекса. Надвигание Эконайского аллохтона на позднемезозойские отложения Накыпыйлякского типа, судя по появлению первых олистостром, шло уже в поздней юре и во все возрастающем темпе происходило до раннего сенона включительно. Окончательно Эконайский покров сформировался. на рубеже кампана — маастрихта [28].

Как уже отмечалось, верхнепалеозойские — триасовые офиолиты слагают основание Алькатваамского комплекса, на котором формировалась мощная, сравнительно однообразная туфово-терригенная толща ( $J_3$ —Pg<sub>1</sub>). Последняя имеет следующий · разрез (снизу вверх): серпентинитовые гравелиты и конгломераты, далее песчаники, алевролиты, аргиллиты ( $J_3v$ —K<sub>1</sub>v); тонкослоистые туфы, алевролиты (K<sub>1</sub>h) и (K<sub>2</sub>cm—t); грубозернистые песчаники и алевролиты (K<sub>2</sub>sn), полимиктовые песчаники и конгломераты маастрихт-палеогенового возраста завершают разрез Алькатваамского комплекса. Подробнее эти отложения рассмотрены в работах О. П. Дундо [12], К. В. Паракецова и др. [22], А. А. Александрова и др. [2], С. Г. Бялобжеского [8].

В основании разреза **Майницкого комплекса**, занимающего территорию северного склона Корякского хребта, также обнажаются офиолиты, представленные главным образом серпентинитовыми меланжамии трансгрессивно, с базальными конгломератами, залегающими на них отложениями чирынайской серии (J<sub>3</sub>v—K<sub>1</sub>v) представлены в основном, спилитами, яшмами и граувакками.

Для Корякского хребта характерно наличие двух разновозрастных систем покровов: Эконайской и Корякской [29]. Формирование Эконайской системы происходило в течение поздней юры, раннего и позднего мела до кампана включительно (Эконайский аллохтон). Корякская система покровов сформировалась на рубеже палеоцена — эоцена (Накыпыйлякский и Майницкий аллохтоны). Каждый из отмеченных покровных элементов характеризуется отличной внутренней структурой, указывающей на специфику их образования, что предопределяет и сложное вещественное и структурное развитие офиолитовой ассоциации Корякского хребта. Общим для них является наличие покровов, смятых в систему анти- и синформных складок, часто с подвернутым южным крылом. Для Эконайской зоны, как, впрочем, и для других зон Корякского хребта, характерно наличие мощных (в сотни метров), имеющих широкое площадное распространение горизонтов катаклазированных и милонитизированных габброидов, плагиогранитов, вулканогенно-кремнистых и ряда других пород. Они представляют собой истертую массу серого или зеленовато-бурого цвета, пронизанную многочисленными паутиновидными жилками цеолитов, пренита и кальцита. Залегают такие горизонты в области контакта между покровными комплексами. Своим образованием они обязаны процессам покровообразования в условиях низких значений температуры и давления. Породы офиолитовой ассоциации входят только в состав Эконайского, Алькатваамского и Майницкого комплексов (зон).

## • ОФИОЛИТЫ ЭКОНАЙСКОЙ ЗОНЫ

Породы офиолитовой ассоциации зоны образуют обширный покров, залегающий на более молодых отложениях Янранайского и Накыпыйлякского типов. Здесь представлены все элементы офиолитового разреза. Однако Эконайский аллохтон нигде не образует единую массу. Как правило, он расслоен на три независимые в структурном отношении пластины: Эконайскую (ультрабазиты, габброиды), Островную (габбро-диабазы и ассоциирующие с ними плагиограниты), Ионайскую (вулканогенно-кремнистые отложения раннего карбона — позднего триаса) [29]. Несмотря на такую расслоенность и дифференцированное смещение пластин, сравнительно часто сохраняется их первичное расположение в разрезе (ультрабазиты и габбро внизу, вулканогеннокремнистые породы вверху).

Ульграбазиты распространены в Эконайской зоне нешироко, образуя сравнительно тонкие (редко до 30—50 м) серпентинизированные тела в подошве габброидов. Известны лишь три участка, где они слагают значительные пластины. На западе это Пнакские горы. Здесь находится линза серпентинитового меланжа, расположенного по контакту Накыпыйлякского и Эконайского покровов. Его мощность превышает



Рис. 3. Геологический профиль через район среднего течения р. Накыпыйляк 1-2 — Накыпыйлякский покров: 1 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, J<sub>3</sub>v—K<sub>2</sub>ср, 2 — олистострома, K<sub>2</sub>; 3 — кремни, базальты, известняки, С—Р и T<sub>3</sub>; 4 — серпентинитовый меланж; 5 — массивные серпентинизированные ультрабазиты с линзами габброидов и пироксенитов



Рис. 4. Геологический профиль через горы Наанкней 7 — кремни, спилиты, яшмы, РZ<sub>3</sub>—Т; 2 — милонитизированные и зеленокаменноизмененные лейкократовые габбро и плагиограниты, 3 — полосчатый комплекс

200 м, а протяженность 4—5 км. Серпентинитовая вмещающая масса содержит глыбы габброидов, плагиогранитов и кремней.

Восточнее, в бассейне р. Накыпыйляк, фрагменты офиолитовой ассоциации меланжированы слабее. Они смяты в опрокинутую к юго-востоку антиклиналь (рис. 3), в ядре которой обнажаются туфово-территенные, с олистостромой, отложения мела (Накыпыйлякский покров). Крылья складки сложены ультрабазитами, представленными пироксенитами и дунитами, где пироксениты образуют линзы мощностью до 10—15 м, разделенные почти нацело серпентинизированными дунитами. Пироксениты массивные, крупнозернистые, черные, с поверхности бурые. Преобладает моноклинный пироксен (50—80%). Иногда в сравнительно небольшом количестве (до 5%) присутствует оливин. Зерна пироксенов серпентинизированы и катаклазированы. В целом толща имеет слоистый облик, хотя местами по простиранию она может переходить в меланжеподобную массу.

Наиболее широко габбро-ультрабазиты развиты на востоке зоны, в районе горы Эконай. Там они слагают мощную покровную пластину с серпентинитовым меланжем в основании. Наблюдаются следующие комплексы: массивные аподунитовые серпентиниты, часто рассланцованные и милонитизированные с линзами диопсидитов; серпентиниты с линзами и прослоями пренитизированных, амфиболитизированных габбро-норитов, массивные габбро-нориты. Имеются также вулканогенно-кремнистые породы (кварцевые кератофиры, основные вулканиты, радиоляриты) позднего палеозоя — раннего мезозоя. Контакты между выделяемыми комплексами тектонические. Это послойные срывы, иногда приводящие к сдваиванию разрезов. В зонах контакта мощностью 5—15 м имеются филлониты и пренит-амфиболовые динамосланцы. На контакте серпентинитов и габброидов в последних развиваются зоны родингитизации мощностью до 10 м.

Таким образом, офиолиты горы Эконай представлены породами дунит-габбро-норитового комплекса мощностью около 500 м. Породы пре-
терпели интенсивную зеленокаменную и гидротермальную переработку. Верхняя вулканогенно-кремнистая часть офиолитового разреза такая же, как и в других частях Эконайской зоны.

Таким образом, офиолиты Эконайской зоны представлены габброноритами с элементами полосчатости, пироксенитами и дунитами и более высокими членами офиолитового разреза. Перидотитовая часть отсутствует.

#### офиолиты алькатваамской зоны

В Алькатваамской зоне офиолиты обнажаются только на правом берегу р. Хатырка [6, 15, 17]. Они слагают основание верхнемезозойского туфово-терригенного разреза. Так же как и в Эконайской зоне, офиолиты расслоены на серию пластин, однако структура их существенно отличается. Если в Эконайской зоне порядок последовательности отдельных элементов офиолитового разреза был нормальным, то в Алькатваамской зоне он обратный.

В структурном отношении Алькатваамская зона западнее р. Хатырка представляет собой две обширные синформы и разделяющую ИХ Четкинваямскую антиформу. К ядру антиформы приурочены выходы Четкинваямского серпентинитового меланжа, являющегося наиболее глубинным элементом зоны. Северо-западная синформа (Змейковская) выполнена туфово-терригенными отложениями (J<sub>3</sub>v-Pg), полого (20-40°) залегающими непосредственно на серпентинитах. Контакт повсеместно тектонический, часто маркируется дайками диабазов (Pg). Однако местами в меланже вдоль контакта с мезозойскими отложениями встречаются глыбы полимиктовых, существенно серпентинитовых гравелитов и конгломератов, по-видимому, представляющих собой обрывки базальных слоев верхнемезозойского разреза. Габброиды, плагиограниты и вулканогенно-кремнистые отложения верхней части офиолитовой ассоциации присутствуют только в глыбах в меланже.

Юго-восточная синформа (Наанкнейская) имеет иное строение. Выше меланжа здесь залегает мощный пакет пластин габбро, плагиогранитов и вулканогенно-кремнистых отложений, которые трансгрессивно с базальными конгломератами перекрыты отложениями неокома.

Четкинваямский меланж вскрыт, таким образом, в ядре сравнитель-но просто построенной антиформы. Его ширина обычно не превышает З км, однако по простиранию он прослеживается на несколько десятков километров. Меланж представляет собой смесь преимущественно базальтов, известняков и кремней верхнего палеозоя, плагиогранитов, таббро-диабазов, реже пироксенитов, амфиболитов и мезозойских туфово-терригенных пород. Практически полностью отсутствуют экзотические породы, Размер глыб от 0,5 до нескольких сотен метров. Характерно присутствие обширных нашлепок, бронирующих кровлю серпентинитов. В этом случае можно видеть, как серпентиниты «разъедают» бронирующее тело, расчленяя его на серию мелких, более или менее разобщенных глыб. Обычным является групповое расположение блоков пород одного состава. Четкинваямский меланж образовался, видимо, в результате выжимания пластичной серпентинитовой массы в ядро антиформы, без существенного перемешивания обломков пород. Вследствие этого происходило расчленение перекрывающих толщ на отдельные блоки. Иными словами, в основе формирования меланжа здесь лежал процесс протрузивного внедрения серпентинитов. Этот процесс шел в течение ранне- и среднеюрского времени по границе раздела фронтального покрова, сложенного мощными пластинами верхней части офиолитовой ассоциации и тылового раздвига.

В Наанкнейском массиве установлена следующая система пластин (рис. 4), залегающих либо на базальтах, яшмах и песчаниках раннего мела Янранайского комплекса, либо на туфо-терригенных отложениях поздней юры — готерива Накыпыйлякского комплекса (снизу вверх):

1. Вулканогенно-кремнистая толща преимущественно верхнетриасового возраста. Мощность до 2 км.

2. Катаклазированные плагиограниты и лейкократовые габброиды. Часто данные породы превращены в бесструктурную, выветрелую, рассыпающуюся массу. Иногда, однако, в ней можно различить небольшие штокообразные или дайковые тела в основном плагиогранитного состава. В наиболее свежих разностях порода крупнозернистая, состоит из гранулированного, с волнистым угасанием кварца (40—60%), пренитизированного плагиоклаза (40—50%), эпидота (10—30%). В габброидах кроме перечисленных минералов имеется амфиболизированный моноклинный пироксен (15—30%). Кварц частично замещает плагиоклаз и пироксены. Часто катаклазиты пронизаны сплошной сетью жилок, заполненных кальцитом, кварцем и в меньшей степени цеолитами. Видимая мощность пластины достигает 700 м.

3. Базальты, кремни. Мощность до 100 м.

4. В районе горы Наанкней и горного массива западнее высоты 833 выше кремней залегает сложнопостроенный габбро-гипербазитовый комплекс, представленный чередованием габбро-норитов, верлитов, лерцолитов, дунитов и пироксенитов. По набору пород и характеру чередования рассматриваемая совокупность пород ближе всего отвечает понятию «полосчатый комплекс». Здесь же встречаются массивные габброиды и полосчатые перидотиты. Из-за сильной тектонической раздробленности закономерной смены по разрезу наблюдать не удается.

Полосчатые габбро представляют собой породу с различным соотношением между моноклинным, ромбическим пироксенами и плагиоклазом. Полосчатость обусловлена послойной концентрацией пироксена и плагиоклаза. Встречаются отдельные сегрегации оливина. Мощность полос от 2 мм до 10—15 см. Закономерности в чередовании полос различной мощности не наблюдается. Преобладающим минералом является плагиоклаз (50—80%), остальное — моноклинный и ромбический пироксены. Плагиоклаз пренитизирован, пироксены частично серпентитизированы. Полосчатые габбро связаны постепенными переходами с массивными габбро. Петрологически породы очень сходны, отличие в отсутствии полосчатости, хотя линейная ориентировка минералов сохраняется. Наблюдается грануляция плагиоклаза и пироксенов.

Полосчатые гипербазиты — это породы в основном верлитового, иногда лерцолитового состава, в которых имеется чередование существенно пироксеновых и оливиновых полос мощностью 1—30 см. Пироксены пронизаны многочисленными жилками серпентина. Оливин практически полностью серпентинизирован. Иногда наблюдаются непротяженные слойки мощностью 0,5—1,5 см габбро-норитового состава. Переход к полосчатым габброидам не виден.

Пироксениты присутствуют в виде линз и жил, согласных с простиранием полосчатости, и представлены вебстеритами или клинопероксенитами (диопситами). Мощность жил 2—10 см. По простиранию они выклиниваются через 3—10 см. Пироксены практически не затронуты процессами низкотемпературного изменения. Общая мощность рассматриваемого комплекса достигает 500 м.

5. Слоистые кремни. Мощность до 100 м.

6. На двух гипсометрически наиболее возвышенных участках горы Наанкней расположены полосчатые перидотиты мощностью до 50 м.

Такая последовательность покровных пластин прослеживается по простиранию структуры, хотя отдельные ее члены могут выклиниваться. Картину осложняют многочисленные экструзивные штокообразные тела плагиогранитов — кварцевых кератофиров. Их точный возраст не известен и по структурным соотношениям определяется как меловой. На основании сказанного офиолитовый разрез реконструируется нами в следующем виде. Широко представленные кремнистые породы и спилиты (PZ<sub>3</sub>—T) являются верхами палеозойско-раннемезозойской офиолитовой ассоциации. Далее вниз по разрезу следует интенсивно тектонически и гидротермально переработанный комплекс плагиогранитов и лейкократовых габброидов, который сменяется массивными габброидами, а затем породами полосчатого комплекса. Для ультрабазитов полосчатого комплекса горы Наанкней характерно низкое содержание модального оливина (включая и серпентинизированный) и гиперстена, и высокое содержание диопсида. Более глубинных пород меланократового основания в массиве горы Наанкней не отмечается.

Сложная чешуйчатая структура горы Наанкней сформировалась в результате послойного срыва различных горизонтов палеозойско-раннемезозойской океанической коры с последовательным надвиганием одного горизонта на другой, начиная с верхних вулканогенно-кремнистых пород и кончая породами полосчатого комплекса. В ходе перемещения происходили процессы тектонического сдваивания, что привело к повторению в разрезе петрографически одних и тех же покровных пластин.

Таким образом, офиолиты Алькатваамской зоны представлены сравнительно хорошо сохранившимися породами полосчатого лерцолит-верлит-габбро-норитового комплекса. Имеются и более высокие уровни разреза офиолитовой ассоциации: лейкократовые габбро и плагиограниты, а также вулканогенно-кремнистые породы (PZ<sub>3</sub>—T).

#### офиолиты майницкой зоны

Майницкая зона представляет собой крупную синформную структуру, выполненную мощной аллохтонной массой. Последняя, как уже отмечалось, образована офиолитами, включающими мощную толщу базальтов, кремней и граувакк (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>). В структурном отношении Майницкая зона — это гигантский останец покрова, залегающий на меловых отложениях алькатваамского типа (см. рис. 1, 2). Офиолиты широко представлены по южной (Росомашинский, Рытгыльский и Иомраутский меланжи) и северной (Малонаучирыкайский, Тамватнейский массивы) периферии Майницкой зоны, четко маркируя подошву покрова. Кроме того, они вскрыты в ядрах серии антиформ ее центральной части (Ягельный, Чирынайский и Эльгиваямский серпентинитовые меланжи).

Росомашинский меланж [11] прослеживается от верховьев р. Каутаям в юго-западном направлении до Рытгыльской впадины, выполняя ядро синформы. Это самый удаленный останец майницкого покрова. Его максимальная ширина 4—5 км. Среди глыб в меланже встречаются спилиты, диабазы, кремни, а также серпентинизированные гипербазиты, габброиды, плагиограниты, зеленые сланцы. Связующая масса рассланцованные апоперидотитовые серпентиниты. Меланж перекрывается тектонической пластиной габбро-диабаз-тоналитового комплекса и рулканогенно-кремнистыми породами, характерными для палеозойскораннемезозойских офиолитов.

Рытгыльский серпентинитовый меланж протягивается от оз. Майниц к юго-западу на расстояние около 80 км и маркирует структурный раздел между отложениями Алькатваамской и Майницкой зон [23]. Меланж обнажается из-под вулканогенно-туфовых пород чирынайской серии (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>), смятых в систему синклинальных и антиклинальных складок шириной в несколько километров. В его состав входят глыбы пород палеозойско-позднемезозойской офиолитовой ассоциации: слоистые кремни с линзами известняков, спилиты, яшмы, плагиограниты, габбро-диабазы, габброиды, серпентинизированные гипербазиты (преимущественно пироксениты). Все они, как правило, катаклазированы и милонитизированы. В меланже имеются также многочисленные останцы от «растащенной» мезозойской (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>) кровли над меланжем: яшмы, граувакки, вулканиты, туфопесчаники.

Иомраутский серпентинитовый меланж прослеживается в широтном направлении вдоль правого борта р. Иомраутваам на расстояние около 35 км и представляет собой единую пластину, моноклинально погружающуюся к северу под граувакки, не содержащие фаунистических остатков, но литологически сопоставимые с отложениями Майницкой зоны. На юге меланж по молодому надвигу налегает на аркозовые песчаники маастрихтского и палеогенового возраста. Состав глыб в меланже: кремни, габбро-амфиболиты, карбонатизированные и цеолитизированные туфово-терригенные породы. В небольшом количестве встречаются глыбы основных пород и плагиогранитов. К северо-востоку OT. устья р. Лагерной в меланже расположен блок метаморфизованных; вулканогенно-кремнистых пород протяженностью 12 км и мощностью» около 400 м. Это в основном филлониты и филлиты с гранолепидобластовой структурой и альбит-хлорит-эпидот-серицитовые сланцы. По находкам в них акритарх [16, 31] данные сланцы датируются поздним докембрием (янданайская свита). Структурная принадлежность блока не ясна, так как нигде в Корякском хребте не вскрыты докембрийские породы. Основная вмещающая масса меланжа — апоперидотитовый серпентинит.

Меланжи центральной части Майницкой зоны обнажаются, как правило, в ядрах, опрокинутых к юго-востоку, подорванных разрывами крупных антиклинальных структур. Местами такие разрывы переходят в надвиги амплитудой до 10 км. Отчетливо выделяются три полосы меланжа. Это (с юга на север): Чирынайская, Эльгеваямская и Ягельная.

Чирынайский меланж прослеживается от верховьев р. Малый Научирынай до Анадырской впадины на расстояние около 60 км. Его ширина достигает 12—14 км [3]. Меланж представляет собой серпентинитовую пластину с блоками различных пород, среди которых встречаются и крупные, слабо серпентинизированные гипербазитовые массивы (Чирынайский), а также глыбы вулканогенно-кремнистых пород в основном позднеюрско-раннемелового возраста, пластина наклонена к северо-западу. Чирынайский массив имеет существенно дунит-гарцбургитовый состав [24].

Эльгеваямский меланж расположен несколько северо-западнее Чирынайского. На правобережье р. Чирынай оба меланжа соединяются. Принципиальных отличий в строении меланжа не наблюдается.

Ягельный меланж прослеживается на расстояние около 120 км от Анадырской впадины до истоков р. Лесной. Максимальная ширина меланжа в бассейне р. Ягельной составляет 12 км [1]. Обнажается меланж в ядре вытянутой антиклинали, которая распадается на ряд изометричных куполовидных поднятий. Выше серпентинитов, образуя кровлю и крылья куполов, залегают вулканогенно-яшмовые породы и граувакки чирынайской серии (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>). На контакте отмечаются признаки перемыва гипербазитов, что позволяет говорить о трансгрессивном залегании осадочных пород чирынайской серии на ультрабазитах. Меланж состоит из верлитов, гарцбургитов и дунитов разной степени серпентинизации, обломков пород кровли куполов (диабазов, базальтов, граувакков, в ограниченном количестве — габбро-норитов). Размер блоков в среднем 50—300 м. Их расположение указывает на относительно слабый процесс перемешивания, отсутствуют экзотические глыбы.

Таким образом, для меланжей центральной части Майницкой зоны характерно преобладание пород дунит-перидотитового комплекса. Более высокие члены палеозойско-раннемезозойского офиолитового разреза присутствуют эпизодически.

В северной части Майницкой зоны имеются два гипербазитовых массива: Малонаучирынайский и Тамватнейский. Оба массива представляют собой крутопадающие к юго-востоку пластины, надвинутые на терригенные мезозойские отложения.

Малонаучирынайский массив расположен на левом берегу р. Малый Научирынай, размер массива около 80 км<sup>2</sup>. Ядро массива сложено в основном лерцолитами, краевые части — габброидами. Отличительной особенностью массива является сравнительно сильный метаморфизм габброидов вплоть до появления в них граната.

Тамватнейский гипербазитовый массив расположен на водоразделерек Великая и Тамватней. Размер массива около 260 км<sup>2</sup> [14]. Массив. сложен в основном лерцолитами. Подчиненную роль играют дуниты, гарцбургиты и габброиды. Для массива характерно сложное складчатоглыбовое строение, имеется несколько синклинальных складок, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>), которые разделены антиклиналями с гипербазитами в ядрах.

В пределах массива намечаются три комплекса пород (снизу вверх): гипербазиты, габброиды, вулканогенно-осадочные породы. Гипербазиты слагают главную часть массива и по текстурным особенностям подразделяются на массивные и полосчатые.

Полосчатые гипербазиты представляют собой перидотит-дунитовый комплекс. Полосчатость обусловлена тонким чередованием (от долей мм до 1 см) существенно пироксеновых и оливиновых полос, она подчеркивается параллельными прожилками хромита. Перидотиты представлены в основном лерцолитами и в меньшей степени гарцбургитами. Переход между отмеченными разностями постепенный и фиксируется только по соотношению ромбического и моноклинного пироксенов. Гарцбургиты слагают только отдельные участки размером до 1 км<sup>2</sup> в пределах гипербазитов с полосчатой текстурой.

Массивные гипербазиты — это гарцбургиты или лерцолиты с равномерно-зернистой структурой и массивной текстурой, они надстраиваются полосчатыми гипербазитами.

Габброиды слагают небольшие пластообразные тела, залегающие с тектоническим контактом на полосчатых гипербазитах или секущие гипербазиты дайкообразные тела (часто будинированные) мощностью до первых десятков сантиметров. Часто в последних имеются ксенолиты гипербазитов. Среди габброидов встречаются: нориты, габбро-нориты, габбро, роговообманковое габбро. Все эти разновидности связаны взаимными переходами и могут быть выделены практически в любом поле развития габброидов. Размер кристаллов в отдельных жильных разностях пегматоидных габбро и пироксенитов достигает 20 см.

Породы вулканогенно-терригенного комплекса занимают южную часть массива, где они выполняют ядро синклинальной структуры. Нижние горизонты этого комплекса везде тектонически налегают на габбро-гипербазиты. Снизу вверх:

1. Андезиты, липариты, диабазы.

2. Подушечные лавы основного состава, яшмоиды, туфопесчаники.

3. Вулканомиктовые и полимиктовые гравелиты, песчаники, конгломераты, алевролиты (общая мощность до 700 м).

Фаунистические остатки не обнаружены. По литологическому составу комплекс включается в чирынайскую серию (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>) Майницкой зоны.

Таким образом, офиолитовая ассоциация Тамватнейского массива представлена дунит-гарцбургит-лерцолитовым комплексом мощностью около 2 км. Причем его нижняя часть — это преимущественно массивные, а верхняя — полосчатые гипербазиты. Породы характерные для полосчатого комплекса, не отмечаются. Имеются только отдельные выходы полосчатых габброидов мощностью до 100 м и связанных с ними дайкообразных и штокообразных тел и жил габбро-пегматитов и гигантозернистых пироксенитов (диопсидитов), рассекающих дунит-перидотитовый комплекс. Переходных разностей не отмечалось. Вулканогенно-терригенная часть также оторвана во времени от нижележащих комплексов. По составу это вулканиты основного — среднего состава и продукты их перемыва.

Таким образом, офиолиты Майницкой зоны резко распадаются на дунит-перидотитовую и вулканогенно-кремнистую (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>) части. Промежуточные члены офиолитовой ассоциации (породы полосчатого и дайкового комплексов) практически полностью отсутствуют.

# ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ПОКРОВОВ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

На основании приведенного материала можно сделать вывод офиолиты Корякского хребта претерпели сложную структурно-вещественную переработку. На это в первую очередь указывает как структурная их позиция, так и характер изменения пород. Практически нигде мы не видим полный разрез ассоциации, а лишь отдельные ее фрагменты, обнажающиеся в различных структурно-формационных зонах. За исключением Тамватнейского, Наанкнейского и некоторых других более мелких массивов, ультрабазиты представлены в форме серпентинитовых меланжей. Степень меланжирования местами весьма незначительна, местами же, в связи с процессом протрузивного внедрения серпентинитов, достигает больших масштабов. Верхнюю часть разреза офиолитовой ассоциации (полосчатые габбро-гипербазиты, плагиограниты, вулканогенно-кремнистые серии) образуют крупные пластины. Они особенно характерны для Эконайской и южной части Алькатваамской зоны. Однако более или менее раздробленные фрагменты таких пластин встречаются и в пределах Майницкой зоны.

В общем виде можно сказать, что отдельные фрагменты офиолитовой ассоциации подстилают различные аллохтонные туфово-терригенные серии, являясь их основанием. Учитывая результаты палинспастических реконструкций, проведенных для юрско-меловых отложений [29], а также то, что: а) фронтальные (южные) эконайские и южноалькатваамские покровы сложены главным образом породами полосчатого комплекса, габброидами, плагиогранитами, вулканогенно-кремнистыми отложениями, тыловая (северная) область сложена преимущественно дунит-перидотитами; б) глыбы палеозойских и триасовых вулканогенно-кремнистых пород присутствуют в меланжах Алькатваамской и Майницкой зон; делается следующий вывод; габброиды, плагиограниты, базальты и кремни (PZ<sub>3</sub>—Ť), слагающие пластины Эконайского и юг Алькатваамского аллохтонов, были сорваны с ультрабазитового основания и смещены к югу. В этом смысле меланжи Майницкой и северной части Алькатваамской зоны должны рассматриваться как корневые области Эконайских покровов (область тылового раздвига).

В соответствии со сказанным тектоническое развитие Корякского хребта представляется следующим образом. В течение позднего палеозоя — триаса существовали бассейн с корой океанического типа. В ранней и средней юре здесь начинается формирование гранитно-метаморфического слоя. Однако с конца поздней юры (кимеридж? — титон) этот процесс прерывается в связи с деструкцией раннемезозойской коры [25] (кора, по-видимому, переходного типа с относительно неразвитым гранитно-метаморфическим слоем) и образованием вследствие этого новых прогибов с корой океанического типа (Алькатваамская и Майницкая зоны). Время существования тылового прогиба типа краевого моря [27] — поздняя юра — мел. Почти в-это же время происходило надвигание в южном направлении от формировавшегося прогиба фронтальных офиолитовых аллохтонов [30]. Время надвигания, определяемое по появлению олистостром накыпыйлякского комплекса, — мел, возможно, самый конец поздней юры. Раздробление и смещение OTдельных фрагментов палеозойско-раннемезозойской коры проходило на разных структурных уровнях. Отслаивались вулканогенно-кремнистые породы, плагиограниты, габброиды и т. д. Относительно поверхностные, коровые срывы преобладали в Алькатваамской зоне, более глубинны мантийные в Майницкой, что обусловило широкое проявление здесь юрско-раннемелового базальтоидного магматизма. Процессы растяжения (деструкции) в конце мела сменились процессами сжатия. Максимального развития оно достигло в кайнозое, когда и сформировались основные покровы Корякского хребта. В это время все отмеченные ранее фрагменты офиолитового разреза, обособившиеся в процессе юрско-мелового раздвигания, были собраны в покровный пакет, где пластины ультрабазитов, габброидов, плагиогранитов, вулканогенно-кремнистых пород перетасованы с более молодыми туфово-терригенными отложениями.

#### Литература

- 1. Александров А. А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай, Коряк-
- ское нагорье.— Геотектоника, 1973, № 4, с. 84—93. 2. Александров А. А., Богданов Н. А., Бялобжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 60-72.
- Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 124 с.
   Аникеева Л. И. Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы Корякского на-
- горья. В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Тр. I Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан, 1976, с. 59-62.

- графического совещания. Магадан, 1976, с. 59—62.
  5. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. Трнас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья. Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1432—1434.
  6. Богданов Н. А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья. Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607—611.
  7. Богидаева М. В., Матвеенко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР) Тр. ВНИИ-1, 1960, вып. 59. 70 с.
  8. Белобжеский С. Г. Тектоника Корякского хребта: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геолого-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 23 с.
  9. Бялобжеский С. Г., Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Руженцев С. В., Соколов С. Л. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоилов Ко-
- Соколов С. Д. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтондов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района.— Геотектоника, 1981, № 3, с. 84—104. 10. Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырка.— В кн.:
- Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1963, c. 120—130
- 11. Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Соколов С. Д. Геологическое строение Росомашинской зоны меланжа (Корякское нагорье). — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 666—669.
- 12. Лундо О. П. Мезозойские отложения. В кн.: Геология и полезные ископаемые Ко-
- рякского нагорья. Л.: Недра, 1965, с. 33—116. 13. Егизаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963, с. 5—37. 14. Закржевский Г. А. Тамватнейский гипербазитовый массив.--В кн.: Геология Ко-
- рякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963, с. 190-199.
- Иванов О. Н., Баратов Ш. Х. Серпентиннтовый меланж бассейна р. Хатырки (Корякское нагорье).— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 404—407.
   Иванов О. Н., Ильченко Л. Н. Зеленокаменные метаморфические породы Анадыро-Корякской складчатой системы.— Докл. АН СССР, т. 238, № 6, 1978, с. 1419—1422.
- 17. Иванов О. Н. Интрузивные магматические формации Корякского нагорья. В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ.
- Магадан, 1979, с. 98—113. 18. Колясников Ю. А. К формированию серпентинитовых меланжей Корякского на-горья.— Докл. АН СССР, т. 237, № 3, 1977, с. 680—683. 19. Марков М. С., Некрасов Г. Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (Хребет Пекульней, Чукотка).— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 81-92.
- 20. Марков М. С., Пущаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1, c. 3-21.
- 21. Некрасов Г. Е. Типы офиолитов и латеральные неоднородности мантии и коры Пен-
- жинско-Анадырского региона.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 679—683. 22. Паракецов К. В., Похиалайнен В. П., Терехова Г. П. Биостратиграфическое расчле-нение меловых отложений Анадыро-Корякского региона.— Тр. СВКНИИ АН СССР, 1974, вып. 63. 165 с.
- 23. Пейве А. А. Строение полосы Рытгыльского серпентинитового меланжа (Корякское
- нагорье).— Вестн. МГУ. Геол., 1980, № 3, с. 109—111. 24. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 220 с.
- 25. Пущаровский Ю. М. Корреляция тектонических процессов. В кн.: Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980, с. 232—339. 26. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Особенности
- развития покровной структуры Эконайской зоны Корякии.— Докл. АН СССР, т. 233, № 6, 1977 с. 1172—1176. 27. Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря
- древних геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 95—113. 28. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Коряк-ского хребта.— Докл. АН СССР, № 5, 1978, с. 1186—1190.

- 29. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. В кн.: Тектоническое развитие зем-
- нокровы и налинспастика корякского хребта. В кн.: Тектоническое развитие зем-ной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80. 30. Руженцев С. В., Соколов С. Д. Система фронтальный надвиг тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Коряк-ский хребет). В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 15—22.
- 31. Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений восточной части Корякского хребта. В кв.: Сборник статей по геологии Арк-тики, 1958, с. 3—19 (Тр. НИИГА, т. 85, вып. 9). 32. Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д., Колясников Ю. А., Красный Л. Л., Паланджян С. А., Петров А. Н., Чехов А. Д. Корякское нагорье В кн.: Тектоника
- континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980, с. 124-157.
- 33. Чехов А. Д., Бялобжеский С. Г., Александров А. А. Меланж и олистостромы восточной части Корякского нагорья.— В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1977, с. 5—7.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию 3.III.1981 УДК 551.242.22(520)

#### ТУЛИАНИ Л.И.

## О СООТНОШЕНИИ ОБЩЕЙ СТРУКТУРЫ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ С МОЩНОСТЬЮ ЛИТОСФЕРЫ

Рассматриваются вопросы методики определения мощности литосферы в сейсмогенных областях и особенности соотношения этой мощности с общей структурой Японских островов. Определение мощности литосферы выполнено на основании расчленения разреза коры и верхней мантии на два слоя — повышенного и пониженного энерговыделения в форме сейсмических волн. Анализ распределения энергии по глубине показал, что для Японских островов характерна большая амплитуда колебаний глубин залегания подошвы слоя повышенного энерговыделения. Сопоставление полученных данных с материалами глубинных магнитотеллурических и сейсмических зондирований показывает, что в физическом смысле слой повышенного энерговыделения соответствует понятию литосферы, а слой пониженного энерговыделения — астенолинзы. В целом конфигурация области распространения в коре и верхней мантии разуплотненного материала под подошвой литосферы, выявленная по сейсмологическим данным, не обнаруживает непосредственных связей с общей структурой Японских островов, а имеет по отношению к ней как бы наложенный характер.

Для выяснения природы тектонических процессов, происходящих в области современной активной океанической окраины на западном обрамлении Тихого океана, важное значение имеет сопоставление мощности литосферы с общей структурой островных дуг различного типа.

В данной статье попытка подобного анализа предпринята на примере Японских островов, относящихся к категории дуг, возникших на несколько утоненной, но все же континентальной коре. Мощность земной коры непосредственно под островами составляет в различных районах от 35 до 25 км, но сокращается до 8—10 км как к оси глубоководного желоба, так и в сторону Япономорской глубоководной котловины. Зона максимальной, до 35 км, мощности на о. Хонсю имеет поперечное к его структурам простирание и тяготеет к протяженному, опять-таки поперечному линеаменту Фосса Магна. На о. Хоккайдо аналогичная зона мощностью до 30 км обладает расплывчатыми очертаниями, находящимися все же в секущих соотношениях с ориентировкой его структур. На долю гранитогнейсового слоя приходится до 10—15 км, а базальтового — 15—20 км. Скорости упругих волн на разделе Мохоровичича от 7,7 до 8,3 км/с [20, 23].

Простирания складчато-метаморфических комплексов, являющихся основанием островной дуги, контролируются системами разломов трех ориентировок: дугообразной, юго-западной — северо-западной; поперечной, северо-западной; северо-восточной. В юго-западной Японии, отделенной линеаментом Фосса Магны, упомянутые комплексы представлены с запада на восток образованиями докембрия, позднего палеозоя — раннего мезозоя; позднего мезозоя и кайнозоя. К северу от Фосса Магны палеозойские комплексы распространены на востоке Хонсю и юго-западе Хоккайдо, причем в последнем случае они сменяются позднемезозойскими комплексами отчетливого субмеридионального простирания. На северо-западе Хонсю и северо-востоке Хоккайдо преобладают грабенообразные впадины, выполненные неоген-четвертичной молассой (на Хоккайдо ее нижние горизонты — верхний мел) с мощными горизонтами туфов кислого состава, так называемые зеленые туфы. На этом преимущественно донеогеновом основании располагаются зоны плиоцен-четвертичных потухших и действующих вулканов (собственно островная дуга), которые по составу вулканитов образуют три провинции: толеитовых базальтов, протягивающуюся от Идзу-Брнинской дуги

**№** 1

через северо-восток Хонсю к Курильской дуге; высокоглиноземистых базальтов, расположенную к западу от первой; щелочных базальтов, представляющую главным образом Япономорскую котловину [4, 18, 23].

Современная геодинамическая обстановка в регионе кроме вулканизма характеризуется также повышенным тепловым потоком и интенсивной сейсмичностью. Землетрясения по положению эпицентров объединяются в три группы — мелкофокусных — с глубинами до 60 км, которые охватывают главным образом восточный шельф Хоккайдо и Хонсю, а также почти всю центральную и юго-западную Японию; промежуточных землетрясений — с эпицентрами на глубинах от 60 до 150 км с преимущественным ареалом проявления на восточном шельфе Япономорских островов и одиночными землетрясениями в Япономорской котловине; глубокофокусные — с эпицентрами на глубинах от 160 до 520 км. При этом эпицентры промежуточных и глубокофокусных землетрясений как бы трассируют обширную плоскость, погружающуюся в сторону континента и известную под названием зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа. Таким образом, по особенностям глубинного строения и современной геодинамической обстановки Японские острова представляют весьма гетерогенное сооружение, где соотношения между мощностью литосферы и общей структурой остались пока невыясненными.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В геодинамике под «астеносферой» подразумевается сильно нагретый слой с пониженной вязкостью, повышенной электропроводностью и резко пониженным значением выделенной сейсмической энергии (не более 0,1% от всей выделенной энергии). Под «литосферой» понимается более холодный слой с повышенной вязкостью, низкой электропроводностью и большой концентрацией добавочных напряжений. Менее вязкая и разогретая «астеносфера» подстилает «литосферу» и проявляет слабую сейсмичность. При этом основная доля выделенной суммарной сейсмической энергии, по крайней мере во внутриконтинентальных орогенах Земли, приходится на литосферный слой.

Изучение распределения по глубине выделенной сейсмической энергии позволяет оценить мощность литосферы [12]. Отмеченные принципы вполне приемлемы для сейсмогенных орогенных областей и не могут быть использованы для изучения мощности литосферы платформ (за исключением современных рифтов). Тем не менее однозначное определение мощности литосферы все же требует привлечения данных и других геофизических методов, прежде всего глубинных магнитотеллурических и сейсмических зондирований. В этой связи далее будут рассматриваться главным образом особенности распределения по объему земной коры и верхней мантии Японских островов энерговыделения в форме сейсмических волн. В заключение в статье будет проведено сопоставление положения зон различной интенсивности сейсмогенных процессов с вероятной мощностью литосферы и некоторыми элементами залегания слоя пониженной вязкости, отождествляемого с «астеносферой».

Для целей разработки методики распределения выделенной сейсмической энергии в пределах Японской островной дуги и прилегающего к ней восточного шельфа были обработаны данные о более чем 5000 землетрясений за ХХ в. с магнитудой  $3,5 \leq M \leq 8,5$  [22]. Распределение по глубине и латерали выделенной суммарной сейсмической энергии как одного из показателей, характеризующих вязкость слоя, рассматривалось для каждого элементарного объема, расположенного под ячейками сетки  $20 \times 20$  км, стороны которой ориентированы параллельно градусной сетке.

Для определения энергии землетрясений ранее были предложены уравнения Б. Гутенберга — К. Ф. Рихтера [6, 15], С. Л. Соловьева [9], Н. В. Шебалина [11] и др., которые определяют зависимость логарифма выделенной в очаге энергии lg E от магнитуды М. Эти уравнения дают отклонения значений энергии для разных регионов от одного до трех порядков величины при одной и той же магнитуде, что весьма затрудняет сравнительный анализ распределения выделенной сейсмической энергии по глубине и латерали.

Автором на основании обобщения многочисленного сейсмологического материала по Кавказу, Тянь-Шаню и Японии, а также в результате статистической обработки параметров этих землетрясений получены эмпирические зависимости кривых логарифма горизонтальной и вертикальной составляющих выделенной в очаге энергии. Для горизонтальной составляющей:

$$\lg E_H = 8,59 + 2,6M_H - 0,1M_H^2, \quad (1)$$

где Е<sub>н</sub> — значение горизонтальной составляющей, выделенной в очаге энергии в эргах; М<sub>н</sub> — магнитуда, рассчитанная по характеристикам горизонтальной (суммарной) составляющей объемных волн и характеристикам группы волн со смещениями, параллельными горизонтальной плоскости. Для вертикальной составляющей:

$$lg E_V = 9,924 + 2,8M_V - 0,1M_V^2, \qquad (2)$$

где E<sub>v</sub> — значение вертикальной состав-

ляющей, выделенной в очаге энергии в эргах;  $M_v$  — магнитуда, рассчитанная по характеристикам вертикальной составляющей объемных волн и характеристикам группы волн, компоненты смещения которых параллельны вертикальной плоскости.

Для среднего значения выделенной в очаге сейсмической энергии:

$$lg E = 9,257 + 2,7 M - 0,1 M^{2}, \qquad (3)$$

где Е — среднее значение выделенной в очаге энергии в эргах; М — магнитуда, рассчитанная по среднему значению характеристик вертикальной и горизонтальной составляющих сейсмических волн.

Графически уравнения Б. Гутенберга — К. Ф. Рихтера [15], Н. В. Шебалина [11], С. Л. Соловьева [9] можно представить прямыми 4, 5, 6, а квадратные уравнения (1), (2), (3) — параболами 1, 2, 3 (рис. 1). Парабола 1, по значениям координаты lg E, близка к прямой 4, полученной по уравнению lg E=12+1,8 M для Калифорнии [15], отклонение значений E не превышает 0,48 порядка величины в диапазоне магнитуд [2]  $\leq M \leq [8]$ . Парабола 2 близка к прямой 6, построенной по уравнению lg E=10+1,7 M для Дальнего Востока [9], а отклонения E не превышают 0,61 порядка величины в диапазоне магнитуд 1 $\leq M \leq 8$ . Парабола 3 с наименьшими отклонениями E, не превышающими 0,34 порядка величины в диапазоне магнитуд 3 $\leq M \leq 7$ , близка к прямой 5, построенной по уравнению lg E=12,5+1,5 M [11] для сейсмоактивных зон земного шара.

Наиболее близкими, по расчету величины lg E, оказываются уравнение (3), определяющее среднее значение выделенной в очаге сейсмической энергии, и уравнение, предложенное Н. В. Шебалиным. По Б. Гу-



Рис. 1. Графики зависимости логарифма выделенной сейсмической энергии от магнитуды: 1 по уравнению (1); 2 — по уравнению (2); 3 — по уравнению (3); 4 — по уравнению [15]; 5 — по уравнению [11]; 6 — по уравнению [9]

тенбергу [14], магнитуда определяется как однозначная функция энергии землетрясений, не зависящая от глубины очага. Из этого следует, что средние значения (а не горизонтальная или вертикальная составляющие) выделенной в очаге энергии, рассчитанные по уравнению (З), наиболее объективно отражают распределение энергии по глубине и латерали и представляют возможность для сравнительного анализа строения коры и верхней мантии в различных сейсмоактивных областях Земли. Такое сравнение для Кавказа, Тянь-Шаня и Японии было проведено автором ранее [24]. В данной статье рассматриваются результаты дальнейшей детализации подобного анализа применительно к региону Японских островов.

Анализ распределения по глубине среднего значения выделенной сейсмической энергии, рассчитанной по уравнению (3), показал, что там, где выделенная суммарная энергия составляет 99,99 в верхних и 0,01% в подстилающих горизонтах, толщина литосферы не превышает 10—25 км. Литосфера толщиной более 25 км дает в верхних горизонтах 99,9, а в подстилающих 0,1% всей выделенной энергии. При этом распределение энергии по глубине обнаруживает, что в верхних слоях, вплоть до глубины 60 км, устанавливаются два типа блоков — в одних энергия падает с глубиной, в других, напротив, возрастает до глубин 60 км и более. Соответственно в блоках первого типа кровля астеносферы находится на глубине менее 60 км, а в блоках второго типа — глубже 60 км. Надежность полученных значений глубин залегания кровли астеносферы обусловлена характерной для каждой глубины многократной повторяемостью относительно маломагнитудных землетрясений в объеме одной ячейки.

#### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Недостаточно полные сейсмологические данные по Японским островам не дают возможности провести детальный анализ по всему региону. По этой причине не рассматриваются северная часть о. Хоккайдо и южная часть о. Кюсю. Единичные землетрясения на северо-западной части о. Хонсю также не дают полного представления о неоднородностях строения коры в этом регионе. На остальной части Японской островной дуги и восточного шельфа обработка сейсмологических данных по вышеприведенной методике позволила изучить энерговыделение сейсмических волн по глубине и тем самым наметить основные неоднородности строения коры и верхней мантии в 60 районах, распределенных более или менее равномерно по рассматриваемой площади. В целом подошва слоя повышенного энерговыделения имеет сложную конфигурацию и залегает на глубинах от 10 до 60 км и более от поверхности (рис. 2).

В соответствии с глубиной залегания этой подошвы меняется и мощность слоя повышенного энерговыделения сейсмических волн. Так, его минимальное значение 10-15 км характерно для гор Центральной области в северной части о. Кюсю; в целом для области Нанкай, частично для гор Сюгоку и Хито, для горы Рёхаку, хр. Кисо, причем утонение рассматриваемого слоя здесь продолжается на шельф по направлению к п-ову Сима. В поперечной зоне Фосса Магна намечается его утолщение до 25 км, за исключением продолжения хр. Анаиси, горы Киото, вулкана Фудзияма, гор. Асио и островов Идзуситито, где толщина его уменьшается до 10 км. К северу от указанного района участки с утоненной до 10-15 км мощностью слоя повышенного энерговыделения немногочисленны. Это вулканы Насуюмото, горы Абукума, частично хр. Оу и горы Китаками. На о. Хоккайдо к таким участкам относится южная часть п-ова Камеда с продолжением в пролив Цугару и хребты Хидака и Токати. В низменных районах Японских островов и восточного шельфа толщина слоя увеличивается до 60 км. Таким образом, в пределах Японских островов наблюдается большая амплитуда колебаний залегания подошвы слоя повышенного энерговыделения. Наиболее значительный подъем этой подошвы происходит в основном в восточной Рис. 2. Схема характера залегания кровли астенолинзы в пределах Японских островов

1 — районы с толщиной литосферы 10—15 км; 2 — районы с толщиной литосферы 15—25 км; 3 ← район с толщиной литосферы 25— 60 км: а — установленные, б предполагаемые; 4 — глубинные разломы, установленные; 5 — глубинные разломы, предполагаемые

Рис. 3. Схема соотношения структуры коры и верхней мантии по профилю I—I

изолинии суммарного значения выделенной сейсмической энергии в эргах;
 раздел Конрада;
 дарая Мохоровичича;
 слой пониженного энерговыделения (астенолинза);
 слой по-вышенного энерговыделения;
 в коре и верхах мантии (литосфера);
 под астенолинзой в верхний мантии



Рис. 2



части о. Хонсю, северо-восточнее поперечной зоны Фосса Магна. В южной части о. Хонсю, к юго-западу от зоны Фосса Магна, этот подъем проявляется на более обширной площади, чем в северной.

Сопоставление полученных данных с толщиной земной коры обнаруживает, что там, где глубина залегания поверхности Мохоровичича больше 25 км, упомянутая выше подошва или кровля слоя пониженното энерговыделения пересекает раздел кора — мантия и внедряется в кору. В ряде случаев она поднимается вплоть до глубины 10—15 км от поверхности. При этом толщина слоя повышенного энерговыделения оказывается существенно меньше толщины коры. Скорость продольных упругих волн на разделе Мохоровичича в таких областях снижается до 7,8—7,5 км/с [3, 19].

Принципиально новым результатом проведенных исследований оказалось обнаружение каналов пониженной вязкости, или, другими словами, пониженного энерговыделения, которые поднимаются из верхней мантии к разделу Мохоровичича и порой пересекают даже поверхность Конрада. Диаметр каналов от 8 до 24 км, а их превышение над слоем пониженного энерговыделения составляет от 10—25 до 50 км. Непосредственно в каналах выделение сейсмической энергии резко падает от  $10^{22}$  до  $10^{20}$ — $10^{19}$  эрг и менее, а также происходит поглощение упругих волн. В сущности они идентичны магматическим колоннам, выделенным С. А. Федотовым [10], и, следовательно, являются путями поступления мантийного дифференциата в магматические камеры, расположенные в коре. Таким образом, раздел слоев повышенного и пониженного энерговыделения сейсмических волн в системе активных окраин отнюдь не представляет выровненной поверхности, а обладает сложно расчлененным рельефом (рис. 3).

Между толщиной слоя повышенного энерговыделения и направленностью и амплитудой новейших движений, а также распределением теплового потока и вулканизмом намечается обратная зависимость. На этом основании выделено три типа районов. Районы с тонким слоем повышенного энерговыделения  $\leq 10$  км (первая группа) характеризуются высотой современного рельефа до 3 км, амплитудой поднятий на неотектоническом этапе до 2 км, очень высоким тепловым потоком (свыше 2,5 мкал/см<sup>2</sup>с) и современным вулканизмом. Именно к этим районам приурочены точки с проявлением гидротермальной активности в Японии [13].

Районы с утоненным слоем повышенного энерговыделения мощностью 10—15 км (вторая группа) выделяются современным рельефом высотой до 2 км, амплитудой поднятий на неотектоническом этапе до 1 км, высоким тепловым потоком (2—2,5 мкал/см<sup>2</sup>с) и активным четвертичным базальтовым вулканизмом.

Районы с толщиной слоя повышенного энерговыделения ~25 км (третья группа) отличаются чередованием в современном рельефе впадин и невысоких (до 500 м) поднятий, амплитудой восходящих движений на неотектоническом этапе до 500 м и нисходящих до 1—1,2 км, нормальным или повышенным (до 1,5 мкал/см<sup>2</sup>с) тепловым потоком и отсутствием четвертичного базальтового вулканизма [7, 18, 25].

По данным магнитотеллурических зондирований, в пределах Японских островов намечаются два слоя повышенной проводимости, причем глубина залегания кровли наиболее высокого из них, совпадающая с изотермой около 1000°С, варьирует в пределах 40—100 км [17, 21, 26].

Расхождение в 15—50 км между определением по данным МТЗ положения верхнего слоя повышенной проводимости и глубиной залегания кровли слоя пониженного энерговыделения является, по-видимому, лишь кажущимся. Оно, возможно, связано с тем, что по данным МТЗ определяется положение скорее всего второго слоя повышенной проводимости, который в Японском регионе занимает большой объем по сравнению с первым от поверхности слоем пониженного энерговыделения и находится на глубинах более 40—90 км.

Определенное подтверждение этот вывод встречает в заметных изменениях кинематических и динамических параметров волн на глубинах от 8—10 до 12—15 км в отдельных районах Японии, что вызвано наличием слоя пониженных скоростей упругих волн [16].

Таким образом, слой пониженного энерговыделения в форме сейсмических волн, выявленный на небольших глубинах в коре и верхней мантии Японских островов, одновременно характеризуется параметрами, обычно присущими астеносфере, а именно температурами свыше 1000—1200°С, которые обусловливают частичное плавление вещества коры и мантии; пониженными скоростями упругих волн. От собственно астеносферного слоя Земли, залегающего, как известно, более глубоко, он отличается локализованным, линзообразным распространением, но идентичен ему по ряду физических параметров, включая вязкость. Этот слой может рассматриваться в качестве верхней «астенолинзы» общей полиастеносферной модели строения островных дуг, неоднократно обсуждавшейся в литературе. Соответственно вышележащий слой повышенного энерговыделения и вязкости отвечает по своим характеристикам понятию литосферы.

Наличие аномально разогретого материала в коре орогенных областей отмечается и для региона Скалистых гор Северной Америки, где он находится на глубинах до 10 км. «Горячим зонам» соответствуют области с повышенным тепловым потоком, активной четвертичной вулканической деятельностью и низкой плотностью верхней мантии [8]. В теоретическом плане резкое утонение мощности литосферы молодых орогенных областей объясняется, по гипотезе Е. В. Артюшкова [1, 2], подъемом к коре из верхней мантии горячего и разуплотненного материала.

Области распространения разуплотненного материала в верхах мантии и непосредственно в коре Японских островов не обнаруживают непосредственных связей с общей структурой региона. По отношению к этой структуре они имеют как бы наложенный характер, обусловленный самим процессом формирования зон разуплотнения. Некоторая корреляция имеет место лишь с распространением продольных и поперечных систем дочетвертичных и четвертичных разломов.

Преобладающей ориентировкой распространения поднятий кровли астенолинзы в коре и верхней мантии является северо-восточная и север-северо-западная, согласная с главенствующим простиранием основных структурных элементов Японских островов.

В целом детальный анализ распределения по глубине суммарного значения выделенной сейсмической энергии и сопоставление полученных результатов с такими геолого-геофизическими данными, как тепловой поток, амплитуда и направленность вертикальных движений, распространение новейших разломов и вулканизм выявил сложный характер расположения кровли «астенолинзы» и неоднородность строения Японской островной дуги.

#### Литература

- 1. Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 8, с 3-25.
- 2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- 3. Асано С. Изучение структуры земной коры Хонсю (Япония) методом взрывной сейсмологии. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 99-109 (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- 4. Геологическое развитие Японских островов/Пер. с англ. М.: Мир, 1968, 719 с. 5. Гутенберг Б., Рихтер К. Ф. Сейсмичность Земли/Пер. М.: Изд-во иностр лит., 1956, 160 с.
- 6. Гутенберг Б., Рихтер К. Ф. Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений. — В кн.: Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, c. 45—71.
- 7. Иосикава Т., Каидзука С. и др. Карта четвертичной тектоники Японии. В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океана. М.: Нау-
- ка, 1969, с. 208—209. 8. Кучай В. К., Вессон Р. Л. Неоднородности в мантии, горячие зоны и кайнозойская тектоника Запада США.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 998—1001.
- 9. Соловьев С. Л. К вопросу о соотношении между энергией объемных волн и интенсивностью землетрясений. — Бюл. Совета по сейсмол., 1957, № 6, с. 109—121. 10. Федотов С. А. О вязком нагреве магм и лав при течении, диаметрах магматических
- колонн, скоростях подъема и дифференциации магм в них под вулканами островных дуг.— Вулканология и сейсмология, М., № 1, 1979, с. 5-15.
- Шебалин Н. В. К вопросу о природе глубинных землетрясений.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1119—1122.
   Artyushkov E. V. The stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 32, р. 7675—7788.
   Functional T. Dhudaga of Let Springer Lungarity (Language)
- 13. Fukutomi T. Physics of Hot Springs, Iwanami, Tokyo, 1936 (In Japanse).
- Gutenberg B. Amplitudes of P, PP, S, and magnitudes of shallow earthquakes.— Bul. Seismol. Soc. America, 1945, v. 35, № 2, p. 57-69.
   Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Prin. Univ. Press., 1949, p. 273.

- 16. Hashizume M. Velocity inversian in the crust. Zisin.— J. Seismol. Soc. Jap., 1979, № 32, p. 165-169.
- 17. Honkura Y. Partial melting and electrical conductivity anomalies beneath the Japan
- and Philippine seas.—Phys. Earth and Planet. Inter., 1975, № 10, p. 128—134.
  18. Kuno H. High-alumina basalt.— J. Petrology, 1960, № 1, p. 121—145.
  19. Mikumo T. A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data.—Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1966, v. 44, № 3, p. 965—1007.
  20. Murauchi S., Yasui M. Geophysical investigations in the seas around Japan. Kagaku,
- 1968, v. 38,  $\hat{N}$  4 (In Japanese). 21. Rikitake T. The undalation of an electrically conductive layer beneath the islands of
- Japan.— Tectonophysics, 1969, № 7, p. 257—264.

- Japan.— lectonophysics, 1969, № 7, p. 257-264.
   Seismological Bull. of the Japan Meteorological Agency, Tokyo, 1958, № 1, p. 91.
   Sugimura A., Uyeda S. Island arcs Japan and its environs. Elsevier, 1973, p. 247.
   Tuliani L. I. Lithospheric Thickness in Orogenic Areas. Earth Rheology, Isostasy and Eustasy/Ed. Mörner N.— A. Chichester Toronto, 1980, p. 153-159.
   Uyeda S., Vacquier V. Geothermal and geomagnetic data in and around the Islands Arcs of Japan. Geophysical Monograph 12. Washington, 1968, p. 349-366.
   Watanabe T. Temperature profiles at continental margins. Proc. Symp. on Conductivity Apomaly Farthquake Res. Inst. Tokyo, 1968, p. 167-182.
- Anomaly, Earthquake Res. Inst. Tokyo, 1968, p. 167-182,

Институт физики Земли мм. О. Ю. Шмидта АН СССР

Поступила в редакцию 3.VI.1980 Январь — Февраль

1982 г.

### РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242.22(520)

#### нагибина М.С.

## РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ Г. Л. КИРИЛЛОВОЙ И М. Т. ТУРБИНА «ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА ДЖАГДИНСКОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ»

В 1979 г. в издательстве «Наука» вышла из печати книга Г. А. Кирилловой и М. Т. Турбина «Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотокой складчатой области». Книга содержит весьма интересный новый геологический материал, полученный в результате развернутого в 60—70-е годы средне- и крупномасштабного геологического картирования в рассматриваемом районе, проведенного коллективом геологов Дальневосточного территориального геологического управления. Авторы книги принимали непосредственное участие в этих работах. В результате проведенных детальных геологических исследований, в частности в районе хребтов Тукурингра и Джагды, в эти годы было получено много новых данных по стратиграфии и тектонике, а также по составу формаций. Эти интересные материалы были творчески проанализированы авторами, в результате в книге приводится принципиально новая схема стратиграфии для среднего и верхнего палеозоя и мезозоя этого района, большей частью обоснов'анная новыми находками органических остатков. Проведенный авторами формационный анализ позволил датировать в данном районе наличие геосинклинальных и частью эвгеосинклинальных формаций для среднего и позднего палеозоя и раннего мезозоя. В работе детально описана морфология структур и рассмотрены вопросы динамометаморфизма пород в определенных дислокационных зонах.

Таким образом, заслуга авторов несомненно большая в расшифровке весьма сложного геологического строения «Джагдинского звена», которое ранее рассматривалось в качестве выступа нерасчлененного древнего основания.

Изложение материала в книге авторами дается несколько разностильно. Для «Джагдинского звена» авторы приводят систематичное и весьма детальное описание геологии, выводы и обобщения по этому материалу делаются очень осторожно, с учетом малейших изменений состава, мощностей и возраста пород.

К сожалению, при более широких обобщениях авторы теряют четкость формулировок, легко распространяют выводы, касающиеся «Джагдинского звена», на Монголо-Охотскую систему в целом, не прибегая при этом к сравнительному анализу конкретного геологического материала, а ссылаясь на обобщения других авторов, как известно, весьма различные. Особенно это касается главы «Эволюция Джагдинского звена и прилегающих структур».

Рассмотренное в работе авторов «Джагдинское звено» представляет собой структурную зону северо-западного, близкого к широтному, простирания протяженностью около 300 км при максимальной ширине 50—70 км.

Монголо-Охотская геосинклинальная складчатая система в палеозое и глыбово-окладчатая в мезозое имеет общее северо-восточное простирание. Протяженность ее около 3000 км при ширине до 1000 км. Таким образом, по размерам структура «Джагдинского звена» несоизмерима с Монголо-Охотским поясом и уступает ему по крайней мере на целый порядок.

В тексте упомянутой выше главы книги Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбина «Джагдинское звено» рассматривается как составная часть «Монголо-Охотской складчатой области», а далее выводы, сделанные авторами для этого звена без должного сравнительно-геологического и сравнительно-тектонического анализа распространяются на Монголо-Охотский пояс в целом. В этой главе фигурируют понятия «Монголо-Охотская рифтовая зона», ограниченная субширотными глубинными разломами Тукурингрским и Южно-Тукурингрским, из чего можно заключить, что понятия «Монголо-Охотская рифтовая зона» и «Джагдинское звено» — это синонимы, а далее выводы авторов со ссылками на Ермикова распространяются на территорию Восточного Забайкалья и Монголию. В итоге читатель теряет ясность в понимании выводов авторов. Не ясны также выводы авторов, касающиеся краевых прогибов Монголо-Охотской системы, развитие которых происходило, по их мнению, в раннем мелу и продолжалось до позднего мела и поныне (с. 108). Если это так, то мы имеем дело с молодой альпийской складчатостью. Для «Джагдинского звена» или Ланско-Джагдинской геосинклинальной зоны, по мнению авторов, краевыми прогибами являются Норско-Селемджинский, расположенный с юга, и Зейско-Удский прогиб, расположенный к северо-востоку от «Джагдинского звена». Оба «краевых прогиба», кроме того, находятся почти под прямым углом друг к другу. Они сложены главным образом наземными вулканитами и гранитоидами вулкано-плутонической ассоциации, отнюдь не свойственной краевым прогибам. Эти формации характерны для вулканических поясов, имеющих широкое развитие не только в пределах мезозойской Монголо-Охотской системы, наложенной на разнородное палеозойское и докембрийское основание, но и далеко за ее пределами на востоке Азиатского континента. Что касается размерности этих структур, то Зейско-Удский «краевой прогиб» северо-восточного простирания по меньшей мере в 2 раза превышает «породившую» его Ланско-Джагдинскую эвгеосинклинальную зону, имеющую северозападное простирание.

«Джагдинское звено», или Ланско-Джагдинская шовная эвгеосинклиналь, представляет собой уникальную для Монголо-Охотского пояса сквозную структуру, развитие которой происходило начиная с силура и до средней юры включительно с небольшими перерывами в осадконакоплении в позднем девоне — раннем карбоне, конце ранней перми, раннем — среднем триасе без какой-либо перестройки структурного плана. Элементарный сравнительно-геологический анализ показывает, что на всем протяжении Монголо-Охотского пояса к юго-западу от хребтов Тукурингра и Джагды и до Монголии мы не только не имели аналогичной «Джагдинскому звену» сквозной структурной зоны, но не имели также и других эвгеосинклинальных структур в среднем и позднем палеозое<sup>1</sup>, не говоря уже о мезозое. К северо-востоку от «Джагдинского звена» распространены эвгеосинклинальные отложения (Удско-Шантарского синклинория) среднего палеозоя, которые в позднем палеозое сменяются песчано-сланцевыми терригенными и молассоидными (в перми) отложениями. На мезозойском этапе в Удском и Торомском прогибах отложения поздней юры и мела представлены орогенными морскими и континентальными молассоидными отложениями.

Наибольшее сходство в формационном отношении и по истории геологического развития «Джагдинское звено» имеет с Сихотэ-Алиньской

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Отложения позднего палеозоя (перми, в частности) здесь либо отсутствуют, либо представлены молассондной формацией.

эвгеосинклинальной складчатой системой, для которой характерно наличие эвгеосинклинальных формаций в палеозое до позднего палеозоя включительно и в раннем мезозое (в триасе и юре). «Джагдинское звено», или Ланско-Джагдинский шовный эвгеосинклинальный прогиб, является непосредственным ответвлением Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы, образовавшийся в результате раскола и раздвига Буреинского массива и юго-восточного края Сибирской платформы. Поэтому этот прогиб, или «Джагдинское звено», следует называть не звеном Монголо-Охотской системы, а Джагдинским звеном Сихотэ-Алинъской системы, с которой он непосредственно тесно связан пространственно, формационно и генетически.

Следует сделать замечания к некоторым другим выводам авторов, которые на с. 106 слишком легко решают вопросы этапности геосинклинального развития Монголо-Охотской системы, по их мнению, в Центральном Забайкалье геосинклинальное развитие закончилось в раннем — среднем триасе, в Восточной Монголии — в позднем триасе, в Восточном Забайкалье — в средней юре. К сведению авторов в Западном Забайкалье в Т<sub>1-2</sub> распространены только орогенные континентальные и наземные вулканогенные образования и гранитоиды. В Восточной Монголии отложения позднего триаса также представлены только континентальными слабоугленосными молассоидными отложениями (дащибалбарская свита), а в Восточном Забайкалье отложения средней юры (верхнегазимурская свита) представлена валунными конгломератами до 2000 м мощности прибрежно-морских и континентальных фаций.

На этой же с. 106 авторы подчеркивают для мезозоя «удивительное однообразие формаций от Восточного Забайкалья до Сихотэ-Алиня», что позволяет им предполагать накопление отложений в едином прогибе. Однако элементарное знакомство с имеющейся литературой по стратиграфии, литологии и мощностям мезозойских отложений и тектонике упомянутых территорий свидетельствует об обратном. Все исследователи Восточного Забайкалья и Приамурья подчеркивают резкие, в десятки раз, колебания мощностей и литологические изменения от мелководноморских до прибрежных континентальных терригенных и угленосных фаций, что отнюдь не свойственно эвгеосинклинальной мезозойской Сихотэ-Алиньской системе.

Рассматривая Сихотэ-Алиньскую и Монголо-Охотскую тектонические системы в палеогеографическом отношении, можно говорить о сообщающихся морских бассейнах или едином морском бассейне с заливами, в пределах которого даже в Сихотэ-Алиньской эвгеосинклинальной системе существовал не один, а по крайней мере два больших прогиба, не говоря уже о Монголо-Охотской системе.

При анализе формационного состава морского Восточно-Забайкальского прогиба мне в свое время посчастливилось непосредственно консультироваться с основоположниками формационного метода в геологии Н. С. Шатским и Н. Б. Вассоевичем, а позднее и И. В. Хворовой, которые единодушно относили нижне- и среднеюрские морские прибрежно-континентальные отложения Восточно-Забайкальского прогиба к типичной полифациальной молассовой формации.

Последнее о стеногалийной фауне аммонитов и криноидей, которая, по мнению авторов, также подтверждает наличие в мезозое (триасе и юре) Сихотэ-Алиня и Монголо-Охотском поясе «единого прогиба» (с. 106). Наличие аммонитов в открытом эпиконтинентальном море отнюдь не свидетельствует о геосинклинальности морского бассейна и тем более о едином прогибе на его дне<sup>2</sup>.

Заканчивая рецензию на книгу «Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области», хочется подчерк-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Детальная стратиграфия юры по аммонитам была разработана А. П. Павловым зумение в отложениях юрского моря в Поволжье (волжский ярус).

нуть, что эта книга весьма полезна в той своей части, где изложен большой новый геологический материал по району хребтов Тукурингра а Джагды, а что касается крупных обобщений авторов, то они не всегда являются обоснованными.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию-30.III.1981

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 05.11.81	Подписано к печати 25.12.81	T-31511	Формат бумаги 70×1081/16
Высокая печать Усл. г	еч. л. 11,2+1 вкл. Усл. кротт.	20,7 тыс.	Учизд. л. 12,9 Бум. л. 4,0-
	Тираж 1804 экз. Зак.	5604	

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

#### К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

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

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном

листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

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

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

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

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

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

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

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

B-113;

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42 МАКАРИЧЕВУ Г И У C228

Цена I р. 40 к. Индекс 70228

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА» готовится к печати:

## ТЕКТОНИКА КАЗАХСТАНА. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА МАСШТАБА 1:2500000 И ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К НЕЙ. 11 л. 2 р. 15 к.

Тектоническая карта составлена в многоцветной красочной легенде по новым принципам и отражает представления о структуре и развитии Казахстана с докембрия до конца палеозоя.

В объяснительной записке дается последовательное описание всех стадий процесса формирования континентальной коры Казахстана с характеристикой соответствующих формаций горных пород, а также палеогеографических и палеотектонических обстановок; отмечена роль горизонтальных движений. Записка иллюстрирована схемами, разрезами, таблицами.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов различных специальностей.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277021 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



Геотектоника, 1982, Nº 1

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»