# AKADEMUЯ HAYK CCCP MOTHER HAYK CCCP

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1977

## АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

журнал основан в 1965 году

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1977

#### СОДЕРЖАНИЕ

А. М. Лейтес, В. С. Федоровский. Важнейшие этапы становления континенталь-	à
ной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докемории	
A A Ефимов «Горячая тектоника» в гипербазитах и габороидах Урала	24
A п Суузнов Особочности геологического строения участка Madca, заснятого	
артоматиносичии станииями «Мапс»	43
н. Н. Херасков. Определение генезиса разломов на основе анализа сети разрыв-	
илу нарушений в Запалном Саяне и TVBe (стресс-анализ)	52
С. П. Малкин, Ю. А. Спевак. Роль уплотнения осадочных комплексов в форми-	
ровании локальных поднятий Восточного Предкавказья	67
Г. В. Осипов, Ю. И. Свистунов, А. А. Терехов. О возможной природе Алуштин-	-
ско-Батумской магнитной аномалии на Черном море	74
А. К. Бувалкин, В. Г. Николаев. Тектоника мезозойских отложений Майкюбен-	,
	80
ской впадины . С. А. Салун. Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алинской	
С. А. Салун. Основные черты темтолики и истории раздития	88
складчатой системы Н. Б. Заборовская, Г. Е. Некрасов. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-	
Колымских мезозоид к Корякско-Камчатской складчатой области	103
Колымских мезозоид к Корикско-Камчатской сымыдальной сымыдальной	
Рецензии	
·	
А. И. Рыбин. Некоторые замечания к книге В. Е. Хаина «Общая геотектоника»	118
М. А. Камалетдинов, Т. Т. Казанцева. Есть ли криптоэвгеосинклиналь на Южном	
Урале?	121
Хроника	
<b>И А Богланов</b> Офиолиты континентов и лна океана	120

<sup>©</sup> Издательство «Наука», «Геотектоника», 1977 г.

## ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

# GEOTECTONICS

JANUARY - FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1977

#### CONTENTS

A.	M. Lejtes, V. S. Fedorovsky. The principal stages of formation of the continental Earth's crust in the south of the Siberian platform in the Early Precambrian A. Efimov. «Hot tectonics» in ultrabasites and gabbroids of the Urals	3 24
A.	L. Sukhanov. Peculiarities of the geological structure of the Mars' sector photographed by automatic stations «Mars».	43
	N. Kheraskov. Determination of genesis of faults through an analysis of the system of fault structures in West Sayany and Tuva (stress-analysis).  P. Malkin, Yu. A. Spevak. The role of compaction of sedimentary complexes in	52
	formation of the East Pre-Caucasian local uplifts	·67
A.	K. Buvalkin, V. G. Nikolaev. Tectonics of Mesozoic deposits of the Maikyuben-	
S.	skaya depression	80 89
N.	B. Zaborovskaya, G. E. Nekrasov. Tectonics and magmatism of the zone transitional from the Yana-Kolyma mesozoids to the Koryak-Kamchatka folded area	103
	Reviews	
A.	I. Rybin. Some comments on the book by V. E. Khain «General tectonics»	118
M.	A. Kamaletdinov, T. T. Kazantseva. Is there a cryptoeugeosyncline in the South Urals?	121
	Chronicles	
N.	A. Bogdanov. Ophiolites of the continents and oceanic bottom .	126

1977 г.

УДК 551.241 (571.57+571.55)

### А. М. ЛЕЙТЕС, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

## ВАЖНЕЙШИЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕ́НТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Континентальная земная кора крупнейшего на востоке Азии выступа складчатых дорифейских образований слагает Алданский щит, протягивающийся от Байкала до Охотского моря. Она не существовала изначально, а возникла в раннем докембрии в ходе направленного геологического процесса. Первичная меланократовая земная кора, образовавшаяся ранее 4,0—3,5 млрд. лет, обнаруживает сходство с корой океанического типа. Первая континентальная кора возникла в конце раннего протерозоя. Ее показатели — вулкано-плутонические комплексы с возрастом 1,8—1,6 млрд. лет и поздняя моласса. Формационные особенности и последовательность образования докембрийских комплексов убеждают в стадийности геологического развития, аналогичной устанавливаемой в геосинклинальном процессе фанерозоя. Выделяются комплексы меланократового фундамента, аналоги океанической и переходной стадий. Суть сложного и длительного (более 2,2 млрд. лет) развития — превращение коры океанического типа в кору континентальную. Первостепенное значение в формировании континентальной земной коры и оформлении структуры щита имели значительные горизонтальные перемещения крупных литосферных плит.

Новый подход к исследованию геологической структуры и истории складчатых областей современных континентов, развиваемый в Геологическом институте АН СССР (Штрейс, 1967; Пейве, 1969: Пейве и др., 1971, 1972 и др.), позволил обосновать вывод о том, что континентальная земная кора не существовала изначально, как считают многие геологи, а возникла в результате сложной совокупности тектонических движений, процессов седиментации, магматизма, метаморфизма и метасоматоза. Эти процессы в ходе развития геосинклиналей фанерозоя приводят, как показали А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и их соавторы, к преобразованию океанической коры прошлого в кору континентальную. Длительное формирование и эволюция континентальной коры происходят в течение океанической, переходной и континентальной стадий, последовательно сменявших одна другую. Каждая стадия характеризуется определенными формациями горных пород и особенностями тектоники.

Можно ли говорить о формировании континентальной земной коры в глубоком докембрии, на самых ранних этапах геологической истории? С какого времени известны прямые геологические свидетельства существования зрелой континентальной коры? Как происходила эволюция земной коры на заре геологического развития? Успехи в исследовании тектоники и геологической истории докембрия позволяют ответить на эти вопросы.

Многие важные черты структуры и тектонического режима раннего докембрия раскрыты содержанием таких понятий, как лунная (Муратов, 1971), нуклеарная (Павловский, 1962) и пермобильная (Салоп, 1973) стадии, протогеосинклиналь и протоплатформа (Павловский, Марков, 1963) и других, показывающих существенные отличия некоторых собы-

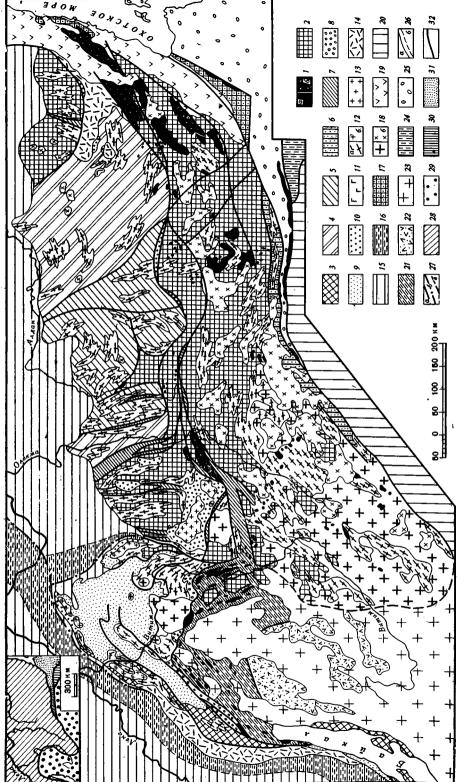


Рис.

1 — комплексы меланократового фундамента: a — массивы и тела гипербазитов, метагаббро и метагаббро-норитов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и кристаллических сланцев; 6 — массивы анортозитов и габбро-анортозитов. Континентальная земная кора, образовавшаяся к началу рифея (1,7—1,6 млрд. лет),—Алданский щит: 2—5 — комплексы протометаморфического слоя, образовавшегося в архее (к 3,5— 3,0 млрд. лет): 2 — комплексы меланократового базит-гипербазитового фундамента (первичная земная кора) Чарско-Алданской и Становой литосферных плит и аналогов образований океанической стадии нерасчлененные, фрагменты аллохтонных пластин в области раннепалеозойской континентальной коры; 3 — то же в пределах Бодайбинской и Байкало-Амурской плиты в Прибайкалье; 4—5 — комплексы глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры (4,0—3,5 млрд. лет): 4 — аналоги образований океанической стадии с широким развитием основных вулканитов, 5 аналоги образований океанической и переходной стадий нерасчлененные; 6—14— комплексы и формации становления и развития гранитно-метаморфического слоя первой континентальной коры: 6 — океанической стадии (до 2,6 млрд. лет), 7 — осадочно-вул-каногенные и железисто-кремнистые рифтогенных шовных прогибов (3,0—2,6 млрд. лет); 8—13— переходной стадии: 8— островодужный осадочно-вулканогенный известковощелочной с карбонатной формацией в верхах разреза  $(2,6-2,0\,$  млрд. лет); 9-13- по-казатели становления протометаморфического слоя: 9- песчанико-сланцевые и карбоказатели становления прогометаморфического слоя: 9 - песчанико-сланцевые и каробнатные протоконтинентального шельфа, склона и подножья (2,6-2,0 млрд. лет), 10 - пестроцветная меденосная (2,6-2,0 млрд. лет), 11 - расслоенных габбро, 12 - плагиогранито-гнейсовая и гнейсово-мигматитовая гранитоидов (2,4-1,7 млрд. лет): a - гнейсовидных преимущественно автохтонных, реже аллохтонных, 6 - массивных аллохтонных; 13 - гранодиорит-гранитная аллохтонных гранитоидов (2,0-1,7 млрд. лет); 14 вулкано-плутонический — показатель континентальной земной коры (1,7—1,6 млрд. лет); 15—19— комплексы континентальной стадии: 15—16— чехол Сибирской платформы: 15 — в области неглубокого залегания фундамента и малых мощностей осадочного чехла, 16 — в шовных зонах с глубоким залеганием фундамента, большими мощностями и интенсивными деформациями чехла; 17 — палеозойские терригенные континентального склона; 18 — гранитоидные и щелочные плутонические смежных областей более молодой коры: а — раннепалеозойские, б — позднепалеозойские и позднемезозойские; 19 — позднемезозойский вулкано-плутонический. Континентальная земная кора, образовавшаяся в раннем палеозое: 20 — нерасчлененная, 21 — комплексы океанической стадии (до 2,0 млрд. лет), 22 — комплексы переходной стадии (позднедокембрийские и кембрийские), 23 — раннепалеозойские гранитоиды — показатели становления континентальной коры. Молодые континентальные коры нерасчлененные: 24 — позднепалеозойская, 25 — позднемезозойская. Прочие знаки: 26 — границы комплексов: a — на поверхности, b — перекрытые платформенным чехлом; b — структурные швы, границы шарьированных пластин, разломы: a — на поверхности, b — перекрытые платформенным чехлом, ванных пластип, разломы: а— поверхности, о — перекрытые платформенным заклом, в — предполагаемые. Обозначения на врезке — схеме расположения разновозрастных континентальных кор: 28—31 — континентальные коры различного возраста: 28 — дорифейская, 29 — раннепалеозойская, 30 — позднепалеозойская, 31 — позднемезозойская; 32 — границы между корами различного возраста

тий далекого прошлого от явлений, обнаруживаемых при изучении геосинклинальных складчатых систем неохрона. Определяют ли эти особенности самое тлавное — общий ход процесса? Или они характеризуют лишь отдельные стороны раннего этапа становления и эволюции древнейшей земной коры? Современные данные по геологии раннего докембрия убеждают в том, что, несмотря на специфику тектонического режима, общая направленность геологического процесса и тогда отвечала последовательности, которую наметили А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и их соавторы (1972 и др.) для геосинклинальных систем фанерозоя.

Исключительный интерес в этом отношении представляет юг Сибирской платформы, где на огромных площадях вскрыты древнейшие образования, относительно детально изученные трудом многих геологов. Основы современных знаний геологии докембрия здесь заложили такие известные исследователи, как В. А. Обручев, Д. С. Коржинский, Н. В. Фролова, Ю. К. Дзевановский, Е. М. Лазько, А. А. Маракушев, Е. В. Павловский, Л. И. Салоп, Н. Г. Судовиков, их многочисленные ученики и последователи.

Анализ тектоники докембрийских комплексов и результаты изучения истории изменений их горных пород показывают, что континентальная кора и здесь является новообразованной, что некогда ей предше-

ствовала кора океанического типа (Лейтес и др., 1970; Лейтес, Федоровский, 1972; Мокшанцев и др., 1975). Всю сложную систему складчатых дорифейских образований юга Сибирской платформы, включающую север Байкальской горной страны, Олекмо-Витимскую горную страну, Алданский кристаллический массив, области Становика и Джугджура, в отличие от существующих тектонических схем (Тектоническая карта Евразии, 1966; Салоп, 1967; 1973; Мокшанцев и др., 1975), мы рассматриваем как Алданский щит — выступ фундамента Сибирской платформы, протягивающийся почти на 1800 км от оз. Байкал до Охотского моря при ширине до 500—600 км (рис. 1).

Континентальная земная кора и основные черты структуры этого гетерогенного массива — важного компонента тектоники оформились в раннем докембрии. Начиная с рифея, здесь не было ни существенных складчатых деформаций, ни метаморфических преобразований горных пород. Весь массив, начиная с рифея, представляет собой область устойчивого поднятия и отвечает, следовательно, признакам, которыми А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский характеризовали щиты древних платформ. Докембрийские образования Алданского щита составляют два структурных этажа. Нижний сложен кристаллическими сланцами и гнейсами, испытавшими региональный метаморфизм гранулитовой фации 3,5 млрд. лет назад, а позже — интенсивную гранитизацию и высокотемпературный регрессивный метаморфизм. Верхний этаж представлен зонально метаморфизованными осадочными и осадочновулканогенными толщами, накапливавшимися в интервале 3,5-3,0-1,6 млрд. лет назад. Комплексам этих этажей отвечают два крупных этапа развития земной коры, рассмотренные ниже.

Данная статья написана в процессе подготовки макета для новой тектонической карты Северной Евразии, которая составляется в Геологическом институте АН СССР. Раздел «Ранний этап» подготовил А. М. Лейтес, а в разделе «Поздний этап» все, относящееся к Байкальской складчатой области, — В. С. Федоровский. Остальной текст написан

обоими авторами совместно.

#### РАННИЙ ЭТАП

Горные породы комплексов раннего этапа становления континентальной земной коры Алданского щита испытали сложные процессы полиметаморфизма. Тем не менее изучение последовательности преобразования кристаллических сланцев и гнейсов, слагающих архейские серии, нередко позволяет выяснить первичную природу исходных пород, распознать их формационные особенности и принадлежность к меланократовому фундаменту или осадочно-вулканической оболочке.

#### МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ФУНДАМЕНТ

К меланократовому фундаменту принадлежат массивы и тела гипербазитов, метагабброидов, габбро-амфиболитов, основных и ультраосновных кристаллических сланцев, анортозитов и габбро-анортозитов.

Тела гипербазитов (перидотитов, пироксенитов, лерцолитов и других ультраосновных пород) обычно невелики. Большинство из тел тяготеет к зоне Станового разлома (12 на рис. 2 1), где они располагаются в низах разрезов архейских толщ среди мигматизированных основных кристаллических сланцев. Гипербазиты метаморфизованы и дислоцированы совместно с вмещающими породами.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В дальнейшем при ссылке на структурные единицы, изображенные на рис. 2, указан только номер, отвечающий структуре, без ссылки на рис. 2.

Перидотиты и пироксениты Кэннэнэйского гипербазит-базитового массива на севере Унгринского клина (40) вверх по гипсометрическому разрезу сменяются полосчатыми габбро-амфиболитами и амфиболитами. Постепенные переходы от типербазитов к метагабброидам и габброамфиболитам можно наблюдать и в верховьях Чульмана и Унгры (41), и в ряде других мест. Обычно же реликты исходных гипербазитов не отмечаются, и массивы габброидов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев, широко распространенные в Становой складчатой системе (44-48) и на юге Чарско-Алданской (41, 42), принято считать телами глубоко преобразованных интрузивных габбро. Между тем их отчетливая ассоциация с гипербазитами и анортозитами, представляющими основание конкретных разрезов в каждой области Алданского щита, и пространственная приуроченность к самым древним комплексам архея убеждают в принадлежности этих базитов к образованиям меланократового фундамента. По данным Л. П. Карсакова (1973), габбро-амфиболиты, основные и ультраосновные кристаллические сланцы крупных массивов востока Становой складчатой системы (45, 47) являются производными перидотитовой магмы. На западе (44, 48) небольшие массивы табброидов, горнблендитов и пироксенитов как бы «плавают» в поле более молодых гранитоидов, причем меланократовые породы переработаны еще основательнее, чем в других местах.

Джугджурские габброиды ассоциируют с анортозитами. Полоса широкого распространения этих пород (47) протягивается на 500 км. Наиболее крупный Джугджурский массив сложен анортозитами, пироксеновыми и оливиновыми габброидами (Ленников, 1974). Представления о происхождении анортозитов Джугджура различны. А. М. Ленников считает их интрузивными, И. Н. Дагелайская (1975 и др.) — ультраметаморфическими и метасоматическими образованиями, возникшими на месте, а Н. Б. Заборовская и М. Ю. Хотин (устное сообщение) полагают, что анортозиты Джугджура слагают основание наблюдаемого здесь разреза и, так же как и на Луне, являются древнейшими компонентами коры. Другой крупный Олекмо-Каларский массив находится на юговостоке Чарской складчатой области (34). Северные контакты анортозитов с основными кристаллическими сланцами самых низов архейской чарской серии и меланократовыми амфиболитами и гипербазитами, слагающими краевую зону юго-западной части массива, постепенные, через ореолы анортозитизации, с замещением перидотитов, габброидов и двупироксеновых кристаллических сланцев анортозитами. Внутри массива с севера на юг наблюдаются зоны гипербазитов, лабрадоритов, андезинитов и диафторированных анортозитов. Большая (Имангакитская) часть массива находится в ядре крупной антиклинорной структуры, представляя собой видимое в современном разрезе основание чарского архея.

Детальные петрографические исследования С. П. Кориковского и Г. Н. Баженовой (1965) позволили им сделать вывод, что внедрение анортозитов с замещением исходных базит-гипербазитовых пород произошло до мощных процессов архейской митматизации, сопровождавшейся образованием чарнокитов с возрастом около 2,9—3,1 млрд. лет, микроклинитов и сиенитов.

К образованиям меланократового фундамента принадлежат и располагающиеся за пределами щита в области раннепалеозойской континентальной коры тела пород офиолитового комплекса Муйской зоны Бай-кальской складчатой области, представляющие собой основание разрезов этой области.

На принадлежность перечисленных образований к офиолитовой ассоциации указывали Е. В. Павловский (1956), Л. И. Салоп (1967) для комплексов Байкальской и Чарской складчатых областей, Л. М. Минкин

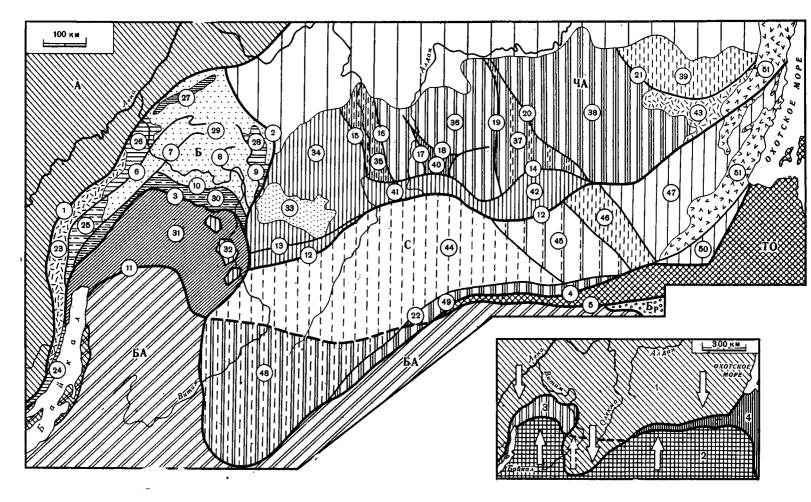


Рис. 2

Рис. 2. Схема тектонического районирования и расположения литосферных плит Алданского щита и северной части Байкальской складчатой области. Литосферные плиты: А—Ангарская, Б—Бодайбинская, ЧА—Чарско-Алданская, С—Становая, БА—Байкало-Амурская, Бр—Буреинская, ТО—Тукурингра-Охотская. Структурные швы, ограничивающие литосферные плиты: 1—Байкало-Вилюйский, 2—Ничатский, 3—Мамско-Витимский, 4—Охотско-Забайкальский, 5—Южно-Тукурингрский. Структурные швы и разломы, ограничивающие тектонические зоны внутри литосферных плит, их крупные блоки и аллохтонные пластины: 6—Чуйский, 7—Абчадский, 8—Верхне-Жуинский, 9—Нечёрский, 10—Лево-Витимский, 11—Верхне-Ангарский и его предполагаемое продолжение под Становой литосферной плитой (пунктир), 12—Становой, 13—Каларский, 14—Южно-Якутский, 15—Тунтурчинский, 16—Амгинский, 17—Верхне-Алданский, 18—Кэннэнейский, 19—Тимптонский, 20—Тыркандинский, 21—Улканский, 22—Гилюйский. Важнейшие тектонические области и зоны: 23—32—Байкальская складчатая область: 23—Северо-Байкальский краевой вулканический полс, 24—29—Структуры в зоне протоконтинентального склона и шельфа: 24—Анайский блок, 25—Миня-Абчадский блок, 26—Чуйское поднятие, 27—Тонодское поднятие, 28—Лонгдорское поднятие, 29—Мамско-Бодайбинский прогиб, 30—Делюн-Уранская островодужная система, 31—Муйская зона, 32—Муйские аллохтонные глыбы; 33—43—структурные области и зоны Чарско-Алданской складчатой системы: 33—Кодаро-Удоканский прогиб, 34—Чарская, 35—Олёкминская, 36—Иенгрская (Алдано-Тимптонская), 37—Сутамского синклинория, 38—Тимптоно-Учурская, 39—Батомгская, 40—Унгринский клин, 41—кряжа Зверева, 42—Сутамская, 43—Улканский вулкано-плутонический пояс: 44—50—структурные области и зоны Становой складчатой системы: 44—Олёкминского Становика, 45—Брянтинская, 46—Купуринская, 47—Джугджурская, 48—Нерча-Витимская, 49—Уркано-Гилюйская, 50—Шевлинский блок, 51—Охотский вулканический пояс:

На врезке показана схема движения Северо-Азиатской (1) и Южно-Азиатской (2) континентальных литосферных плит. Их столкновение и образование единого азиатского материка сопровождалось тектоническим перекрытием межплитных зон океанического и переходного развития и произошло на западе (3) в палеозое, а на востоке (4) — в позднем мезозое. Стрелки указывают направления движения плит

и В. А. Мокроусов в 1958 г.— для габброидов, гипербазитов и основных кристаллических сланцев алданского архея. Пространственный парагенез всех этих пород, залегание в основании разрезов и образование в самом начале формирования первичной земной коры подтверждают справедливость выводов этих исследователей и гипотезы Н. В. Фроловой (1951 и др.) о базитовом фундаменте архейских серий Алданского щита. Этот вопрос требует, однако, дальнейшей проработки, так как упомянутые меланократовые комплексы по ряду признаков отличаются от офиолитовых ассоциаций складчатых систем фанерозоя, занимая, вместе с тем, одинаковое с ними место в структуре складчатых областей архея и продолжительной череде событий, приведших к образованию континентальной коры.

Особенно интересно положение и происхождение крупных массивов анортозитов. Без особых доказательств их принято считать результатом интрузий анортозитовой магмы. Однако расположение массивов только среди основных и ультраосновных кристаллических сланцев, тогда как среди архейских толщ имеются и первично осадочные типы пород, убеждает в невозможности интрузивного генезиса анортозитов Алданского щита и наводит на мысль об их возникновении при расщеплении первичного мантийного вещества на анортозиты и остаточные перидотитовую и базальтоидную составляющие. В этом случае анортозиты представляют собой естественный компонент меланократового фундамента. Такому выводу как будто противоречат известные и упомянутые выше факты широкого проявления анортозитизации и даже отмечаемых иногда интрузивных соотношений анортозитов с архейскими толщами. Однако эти явления, как мы предполагаем, происходили на самых последних, завершающих этапах длительного и сложного процесса становления анортозитов. Первые толщи осадочно-вулканогенной оболочки Земли накапливались, по всем признакам, на базит-гипербазитовом, местами, вероятно, существенно анортозитовом фундаменте, представлявшем собой первичную земную кору.

Таким образом, рассмотренный комплекс меланократового фундамента, служивший субстратом для архейской супракрустальной оболочки, отличается от комплексов меланократового фундамента складчатых систем фанерозоя, впервые выделенных и охарактеризованных М. С. Марковым (1975) и включающих, по его мнению, также глубоко метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования.

#### МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ФУНДАМЕНТ (ПЕРВИЧНАЯ ЗЕМНАЯ КОРА) И АНАЛОГИ ОБРАЗОВАНИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТАДИИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

К образованиям меланократового фундамента и осадочно-вулканогенной оболочки принадлежат комплексы станового архея, выделяемые обычно под названием чарской и иликанской серий, курультино-гонамского комплекса, архея кряжа Зверева, сутамского архея, омнинского, батомгского, чогарского и других комплексов. Они представлены различными гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты и мигматиты, широко распространенные в пределах всей Становой складчатой системы (44-48), на западе (34) и востоке (39) Чарско-Алданской. Д. С. Коржинский (1939) рассматривал породы комплекса в качестве возрастных аналогов кристаллических сланцев алданского архея, испытавших значительные преобразования в связи с повторным метаморфизмом. В дальнейшем их считали и более древними, чем серии алданского архея, и одновозрастными им, и более молодыми — позднеархейскими или даже раннепротерозойскими. В настоящее время можно считать, что они во всяком случае не моложе серий алданского архея и представлены преимущественно основными кристаллическими сланцами гранулитовой фации, претерпевшими существенные изменения в связи с раннепротерозойским высокотемпературным регрессивным метаморфизмом, процессами гранитизации и другими наложенными явлениями.

В разрезах станового архея наблюдаются три главных компонента, отчетливо выраженные, например, в чарской (Федоровский, 1972) и курультино-гонамской (Ветлужских и др., 1966) сериях. Низы разрезов мощностью более 3000 м сложены метаморфизованными базитами и гипербазитами — пироксеновыми кристаллическими сланцами, часто содержащими оливин, магнезиальный гранат и шпинель, биотит- и амфибол-гиперстеновыми кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, меланократовыми амфиболитами и габбро-амфиболитами. Средняя часть мощностью около 3000—4000 м сложена основными кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами с многочисленными пачками, прослоями и линзами глиноземистых и высокоглиноземистых (корундовых, кианит-корундовых или кианитовых) кристаллических сланцев и гнейсов, подчиненными пачками и линзами кварцитов, диопсидовых пород, иногда — мраморов. Верхний член разрезов — толщи кристаллических сланцев, платиогнейсов и гнейсов мощностью более 3000 м, похожие на нижние, но, как правило, сильнее мигматизированные и, быть может, поэтому выделяемые в виде самостоятельных компонентов разреза.

Несмотря на поразительное постоянство строения разрезов, существуют основания в том, чтобы сомневаться в их изначальной стратифицированности. Мощные явления раннепротерозойской гранитизации, преобразовавшие породы комплекса, нередко настолько стерли их первичные признаки, что невозможно определить исходные породы. Обширные площади распространения пород станового архея плохо обнажены или недостаточно изучены. Между тем при более подробном изучении выясняется, что значительная часть кристаллических сланцев принадлежит глубоко измененным исходным гипербазитам и габброидам, как следует, например, из данных А. А. Раузера, изучавшего толщи одного

из участков Сутамской зоны (42). В других районах первично-осадочное происхождение отдельных, часто значительных, частей разрезов не вызывает сомнений, хотя отделить их от преобразованных пород меланократового фундамента пока не удается. Эти первично-осадочные и осадочно-вулканогенные члены комплекса, залегающие в единых разрезах с образованиями меланократового фундамента и испытавшие такую же историю метаморфизма, что и породы архейской осадочно-вулканогенной оболочки, мы рассматриваем в качестве аналогов комплексов океанической стадии, не отделенных от меланократового фундамента.

## МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ОБОЛОЧКА ПЕРВИЧНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современные представления о строении и составе глубоко метаморфизованных толщ архейской осадочно-вулканогенной оболочки опираются на работы Д. С. Коржинского (1939 и др.), расчленившего их на кварцито-гнейсовую иенгрскую серию, серию чарнокитовых гнейсов (тимптонскую) и карбонатно-гнейсовую джелтулинскую серию. Иенгрская серия пространственно обособлена от других. Она слагает Иенгрскую складчатую область (36). Толщи серии, наряду с обычными для всего алданского архея основными кристаллическими сланцами и пироксеновыми гнейсами, по составу отвечающими метаморфизованным базальтоидам, содержат горизонты и пачки кварцитов, силлиманит- и кордиеритсодержащих гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев, иногда обогащенных графитом, карбонатных и диопсидовых пород. Кварциты сосредоточены преимущественно в нижней трети разрезов, карбонатные породы — в самой верхней федоровской свите. Мощность первично-осадочных компонентов, часто преобладающих в конкретных разрезах серии, превышает половину ее общей мощности, достигающей 10 000—12 000 м. В основании серии находится толща меланократовых кристаллических сланцев и амфиболитов с редкими линзами кварцитов, обособляемая под названием горбыляхской свиты, блоки метаморфизованных базитов и гипербазитов. Необычный изотопный состав сульфатной серы из карбонатных пород федоровской свиты, изученный В. И. Виноградовым (Виноградов и др., 1976), свидетельствует о том, что это была сера первых сульфатов, накопившихся в значительном количестве в водной среде, и что федоровская свита содержит одни из самых древних на Земле первично-осадочные породы.

Тимптонская и джелтулинская серии представлены преимущественно типерстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, глиноземистыми (гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащими) гнейсами и кристаллическими сланцами, карбонатными и апокарбонатными диопсидовыми породами. В последние годы обе серии выделяют в виде единого комплекса (Фрумкин, 1971 и др.), учитывая их пространственную ассоциацию, вероятное генетическое единство исходных толщ и территориальную обособленность от иенгрской. В поле распространения комплекса выделяются две зоны. К западу от Тыркандинского разлома (20) находится зона Сутамского синклинория (37), толщи которой, как и иенгрская серия, более чем на половину сложены первично-осадочными породами и лишь на 20% — метаморфизованными основными вулканитами (Мокшанцев и др., 1975). Мощность разреза — до 9000 м. Восточнее расположена Тимптоно-Учурская складчатая область (38), в разрезах которой более 50% составляют метаморфизованные базальтоиды в виде основных кристаллических сланцев и гнейсов (Фрумкин, 1971). Суммарная мощность достигает 15 000 м. На юго-востоке области находятся основные кристаллические сланцы тырканской свиты, представляющие собой, по-видимому, древнейший меланократовый фундамент.

подстилавший исходные толщи архейской осадочно-вулканогенной оболочки. Первично-осадочные компоненты разреза, судя по изотопному составу серы, накапливались в водной среде, по содержанию тлавных анионов не слишком отличавшейся от вод фанерозойских и современных океанов (Виноградов и др., 1976).

Такие же толщи слатают и Олекминскую складчатую область (36), где основные кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы и подчиненные им кварциты и карбонатные породы составляют серию мощностью более 15 000 м (Миронюк и др., 1971). Исходные вулканиты, преобладающие в нижней половине разреза, были представлены преимущественно базальтами и в меньшей степени андезитами. Вверх по разрезу происходит уменьшение роли первично вулканогенных пород и смена их осадочными. В самых верхах разреза появляются прослои и линзы карбонатных пород.

Для каждого конкретного района распространения серий архейской оболочки прослеживается подмеченная еще Д. С. Коржинским ассоциация основных кристаллических сланцев и гнейсов с глиноземистыми и кварцитами главным образом в низах разрезов и с карбонатными породами в их верхах. Речь идет, по-видимому, о самой общей тенденции, но отнюдь не о возможности возрастной корреляции существенно кварцитовых или карбонатных толщ, которую стремится обосновать Р. Ф. Черкасов. Данные изотопии серы из карбонатных пород архея позволяют выяснить, накапливались ли исходные отложения одновременно с седиментацией первично-осадочных компонентов федоровской свиты или после этого времени.

Формационный состав исходных пород, представленных базальтоидами, отложениями типа граувакк, хемогенными кремнистыми и карбонатными отложениями, и их залегание на меланократовом фундаменте убеждают, что первичные осадочно-вулканогенные толщи были архейскими аналогами комплексов океанической стадии. Уже во время накопления исходных толщ первичная земная кора, сложенная комплексами меланократового фундамента, была дифференцирована. В ее пределах существовали участки относительной стабильности, на которые указывают разрезы иенгрской серии и тимптоно-джелтулинского комплекса зоны Сутамского синклинория, насыщенные первично-осадочными компонентами, и участки тектонической подвижности, характеризуемые существенно вулканогенными разрезами Тимптоно-Учурской и Олекминской складчатых областей. В пределах участков относительной стабильности накапливались толщи аналогов океанической и переходной стадий нерасчлененные. Возможно, что фундамент архейских супракрустальных серий в участках относительной стабильности составляла существенно анортозитовая первичная земная кора, а в участках тектонической подвижности — первичная кора, сложенная преимущественно базит-гипербазитовыми породами.

Все эти породы испытали воздействие глубокого метаморфизма и метасоматоза. Верхний предел их возраста — 3,5 млрд. лет — время регионального метаморфизма гранулитовой фации, приведшего к возникновению протометаморфического слоя, ставшего субстратом для комплексов следующего этапа развития континентальной коры Алданского щита. Этот субстрат уже в архее был, по-видимому, локально гранитизирован с образованием первых «островков» гранитно-метаморфического слоя, впоследствии превратившихся в центре массовой раннепротерозойской гранитизации. По физическим свойствам и химическому составу протометаморфический слой соответствовал «базальтовому» слою. Иными словами, возникшая земная кора была корой океанического типа (Лейтес, Федоровский, 1972).

Обширная область новообразования протометаморфического «базальтового», или, как его называют Б. Г. Лутц (1975) и другие исследова-

тели, «гранулит-базитового» слоя, возникшего в результате тектонического скучивания, метаморфизма и магматизма, в дальнейшей палеотектонической обстановке играла роль относительного поднятия. К югу от нее на меланократовом фундаменте, полностью или частично обнажившемся в процессе тектонического скучивания от толщ архейской оболочки, перемещенных на север, продолжали накапливаться базальтоидные осадочно-вулканогенные серии океанического типа. Эволюция протометаморфического слоя, превращение его в гранитно-метаморфический и становление континентальной коры Алданского щита составляют содержание событий следующего, позднего этапа.

#### поздний этап

Комплексы позднего этапа сохранили, как правило, многие признаки исходных образований и дают значительно больше сведений об особенностях структуры и тектоническом режиме времени становления первой континентальной земной коры. Они включают образования океанической стадии, осадочно-вулканогенные серии рифтогенных шовных прогибов, комплексы переходной стадии, состоящие из отложений внутренних прогибов протоконтинента, протоконтинентального склона, подножья, шельфа и островодужных серий, а также различных магматических образований, и вулкано-плутонические комплексы континентальной стадии.

#### комплексы океанической стадии

Эти комплексы представлены меланократовыми плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами усть-гилюйской нижнепротерозойской серии, которые вместе с залегающими в них телами гипербазитов и габброидов протягиваются вдоль южного края щита (49). Общая мощность серии — 5000—6000 м. Исходные породы — базальтоиды, преобладающие в нижней трети разрезов, обломочные тонкослоистые отложения в середине, базальтоиды и обломочные отложения в верхах разрезов.

За пределами щита, в области раннепалеозойской континентальной коры (31), находятся меланократовые толщи существенно вулканогенной спилит-кератофировой муйской серии (Салоп, 1964), одновозрастные усть-гилюйской. Их принадлежность к образованиям раннепротерозойской океанической стадии не вызывает сомнений. Эти толщи составляют единый латеральный ряд с комплексами переходной стадии дорифейской континентальной коры.

#### КОМПЛЕКСЫ РИФТОГЕННЫХ ШОВНЫХ ПРОГИБОВ

В состав осадочно-вулканогенных и железисто-кремнистых серий шовных прогибов, наибольшее число которых известно на западе щита, входят разнообразные зеленые сланцы и амфиболиты, возникшие по основным и средним лавам и туфам, метаморфизованные песчаники, алевролиты, железистые кварциты, а также ассоциирующие с ними тела гипербазитов и габброидов. Детальное описание структуры прогибов и слагающих их комплексов сделано ранее (Федоровский, Лейтес, 1968). Было высказано также предположение об образовании этих прогибов в условиях рифтогенеза (Грачев, Федоровский, 1970). Отметим здесь, что восточнее Чарской складчатой области (34) доля основных вулканитов в разрезах шовных прогибов постепенно уменьшается. В них становится больше средних и кислых вулканогенных пород (Миронюк и др., 1971), увеличивается количество первично-осадочных компонентов, среди которых существенную роль играют железные руды. Мощность толщ в конкретных прогибах изменяется от 2000 до 4000 м.

Расположение прогибов подчинено субширотной и субмеридиональной системам тектонических швов. В субмеридиональных прогибах выявляются признаки формирования осадочно-вулканогенных серий в условиях растяжения протометаморфического слоя. Такое же происхождение имеет, вероятно, и большинство субширотных прогибов, трассирующих южный край Чарско-Алданской складчатой системы, хотя здесь не исключена возможность обнаружить метаморфизованные аналоги океанических образований, идентичных муйской серии, тектонически перекрытые пластинами метаморфического слоя.

Формационный состав осадочно-вулканогенных серий шовных прогибов и их место в геологической истории Алданского щита позволяют считать эти прогибы рифтогенными, формировавшимися в обстановке растяжения на утоненном протометаморфическом слое. Об этом свидетельствует своеобразный смешанный состав разрезов, в которых с основными вулканитами сочетаются отложения, возникшие при разрушении пород протометаморфического слоя, слагавших борта прогибов, средние и кислые вулканиты. Складчатая структура прогибов оформилась в условиях сжатия, когда осадочно-вулканогенные толщи были тектонически прослоены телами гипербазитов и габброидов.

#### КОМПЛЕКСЫ ПЕРЕХОДНОЙ СТАДИИ

Нижнепротерозойские отложения, накапливавшиеся на протометаморфическом слое в удалении от былой океанической акватории, лучше всего представлены в Кодаро-Удоканском прогибе (33). Состав и строение толщ удоканской серии, тектоника прогиба и его соотношения с подстилающими структурами детально описаны ранее (Салоп, 1964; Лейтес, 1965; Федоровский, 1972; Лейтес, Федоровский, 1972). Вся толща в целом представляет собой по нашим данным древнюю пестроцветную меденосную формацию слабо метаморфизованных песчаников и алевролитов с подчиненными им филлитами, конгломератами, пуддингами и карбонатными породами. Отложения самой нижней части разреза образовались при размыве и переотложении древней коры выветривания. Выше находятся различные олигомиктовые песчаники и алевролиты, состав обломочного материала которых свидетельствует об их формировании при разрушении пород протометаморфического слоя. В верхней части разреза после хорошо выдержанной карбонатной толщи мощностью 100—150 м в породах появляется иной обломочный компонент. Песчаники и пуддинги становятся полимиктовыми, а в составе обломочного материала большое значение приобретают разнообразные кислые вулканиты, яшмокварциты и граниты, обломки которых отсутствовали в нижележащих отложениях (Лаврович, 1970). Общая мощность серии в пределах Кодаро-Удоканского прогиба превышает 10000 м. За его пределами находятся отдельные поля выходов отложений, одновозрастных удоканской серии и представленных такими же слабо метаморфизованными осадочными породами. Они прослеживаются на восток почти до Охотского моря.

Ключевое значение для расшифровки строения западной половины щита имеют результаты, полученые при изучении докембрийских образований Патомского нагорья С. П. Кориковским и В. С. Федоровским. Согласно общепринятым схемам (Салоп, 1964 и др.), здесь выделяют комплексы верхнего, среднего и нижнего протерозоя в виде неметаморфизованных отложений, метаморфических толщ и различных магматических образований. Считается, что почти вся территория сложена верхнепротерозойской патомской и среднепротерозойской тепторгинской сериями. Новые данные позволяют утверждать, что к верхнему протерозою (рифею) следует относить только неметаморфизованные отложения, распространенные вдоль западной и северной окраин области. Вся

остальная, большая часть севера Байкальской складчатой области (25-30) сложена толщами метаморфизованных осадочных серий нижнего протерозоя и телами магматических преимущественно раннепротерозойских пород, а также полиметаморфическими архейскими кристаллическими сланцами и чарнокитами, выступающими в ядрах поднятий (26, 28). Фактический материал, обосновывающий необходимость пересмотра традиционной стратиграфии докембрия Патомского нагорья, опубликован пока лишь частично (Кориковский, Федоровский, 1970; Кориковский и др., 1974). Не привлекая все артументы, укажем, что: 1) раннепротерозойские гранитоиды с возрастом 1,9 млрд. лет, петрологически идентичные воздействующим на удоканскую серию, прорывают толщи, считавшиеся среднепротерозойскими; 2) конгломераты «патомской серии» внутренних районов Патомского нагорья (29) отличаются от действительно верхнепротерозойских конгломератов более северной (Приленской) зоны составом валунов и галек; в них присутствуют только архейские, а не раннепротерозойские, гранитоиды, как считалось прежде; установлено резкое метаморфическое и стратиграфическое несогласие: верхнепротерозойские (рифейские) отложения не затронуты метаморфизмом, а их базальные горизонты с угловым и стратиграфическим несогласием везде перекрывают метаморфические толщи нижнего протерозоя и пересекают зоны метаморфизма почти под прямым углом; 4) обоснован архейский возраст полиметаморфических образований, подстилающих нижнепротерозойские толщи, считавшиеся прежде среднеили верхнепротерозойскими.

Новые данные помогают понять принципиальное сходство формационных рядов метаморфических толщ Патомского нагорья и парастратотипа нижнего протерозоя — удоканской серии, располагающихся на одном стратиграфическом уровне. Этот вывод позволяет выяснить пространственное положение и генетическую природу разрезов удоканского и патомского типов в латеральном ряду формаций, возникших на протометаморфическом складчатом основании в условиях внутреннего прогиба (удоканские разрезы), протоконтинентального шельфа, склона и подножья (патомские разрезы).

Формационные особенности нижнепротерозойских патомских разрезов характеризуют две зоны седиментации. В северной зоне, отвечающей области шельфа и тыловой части протоконтинентального склона, низы разрезов сложены толщами, возникшими при размыве и переотложении древней коры выветривания. Выше следуют олигомиктовые песчаники и алевролиты, в которых близ поднятий (26—28) появляются мощные линзы полимиктовых конгломератов и гравелитов, а в верхах разрезов — горизонты известняков мощностью до 200—400 м. Видимая мощность разрезов достигает 5000—6000 м.

Южная зона соответствует собственно протоконтинентальному склону и его подножью. В ее разрезах распознаются те же толщи, что и на севере, представленные здесь, однако, существенно флишоидными отложениями. В широкой полосе, прилегающей к северной зоне, в нижней части разрезов преобладает терригенный, а в средней — терригенно-карбонатный флиш, включающий мощные (более 500 м) толщи мраморов. На крайнем юге зоны нижние и средние части разрезов сложены терригенно-карбонатным флишем, в котором обособляются еще более мощные (до 1000 м) толщи мраморов. Верхняя часть разрезов всей южной зоны представлена граувакковыми песчаниками и гравелитами мощностью 3500 м. По составу обломочного материала эта часть отличается от нижележащей, в которой песчаники моно- или олигомиктовые, что, как и в северной зоне, указывает на транспортировку обломков с севера, из области размыва пород протометаморфического слоя. Здесь же. напротив, присутствуют плохо окатанные обломки и обломочные зерна гранитоидов, гранофиров, зеленых сланцев и зеленокаменных пород,

полевых шпатов, эпидота, амфиболов и других минералов, свидетельствующие о сносе со стороны островной кордильеры в океаническом бассейне, располагавшейся непосредственно южнее. Самый верх разрезов слагают слабо метаморфизованные песчаники и филлиты с горизонтами известняков. Суммарная мощность разрезов южной зоны достигает 15 000—18 000 м. На самом юге зоны в ряде мест обнаружена олистострома, что в сочетании с флишоидным характером разрезов и соседством с океанической областью указывает на принадлежность соответствующих отложений к образованиям подножья.

Структура толщ проконтинентального склона и шельфа очень сложна. Весь складчатый ансамбль возник в несколько этапов деформаций, вызванных интенсивным горизонтальным сжатием с севера, сопровождавшимся шарьированием крупных пластин, резким повышением степени зонального метаморфизма и гранитизацией, наиболее мощно проявленными во фронтальных частях аллохтонных пластин. Структурное исследование позволяет выделить зону относительного автохтона в центральной части Патомского нагорья, где толщи дислоцированы в систему субширотных изоклинальных складок I этапа деформаций с вертикальными осевыми поверхностями. Остальная часть территории представляет собой зоны аллохтонных пластин, в которых складки І этапа деформированы еще не менее двух раз с образованием новых очень крупных складчатых форм с крутыми шарнирами. На последнем этапе, сопровождавшемся максимальным метаморфизмом, возникли гигантские (протяженностью до 500 км) структуры с субгоризонтальными шарнирами, в которые деформированы уже возникшие аллохтонные пластины.

Даже предельно краткая характеристика толщ, накопившихся на протометаморфическом слое, показывает, что, несмотря на разную палеотектоническую и палеогеографическую позицию, всем этим толщам свойствены: 1) продукты размыва древней коры выветривания в основании разрезов; 2) две нижние трети разрезов в виде олигомиктовых отложений — продуктов размыва протометаморфического слоя; 3) верхняя треть разрезов с отложениями, указывающими на смену области питания обломочным материалом, поступавшим теперь из островной кор-

дильеры; 4) единый регрессивный формационный ряд.

Между широкой областью охарактеризованных выше отложений (29) и океанической Муйской зоной (31) находится древняя островодужная система (30). В разрезах ее внешней зоны, обращенной выпуклостью дуги к протоконтинентальному подножью, метаморфизованные туфогенные песчаники и граувакки, перемежающиеся с покровами основных и средних лав, кварцевых кератофиров и порфиров, сланцами и известняками, сменяются известняками с отдельными телами и покровами базальтоидов и порфиритов. Мощность всей толщи — 5000—6000 м. По южному краю зоны прослеживается олистострома, олистолиты в которой представлены метаморфизованными спилитами Муйской зоны, обломочными и вулканическими породами толщ островодужной системы.

Комплексы внутренней зоны в современном срезе сохранились лишь на флангах системы. На западе в их составе наблюдаются миндалекаменные диабазы, порфириты, альбитофиры, их туфы и брекчии, подчиненные им порфиры и ортофиры, сланцы, филлиты и известняки. На восточном фланге — средние, кислые и основные лавы, туфы и туфогенные песчаники. В отличие от субаквальных вулканических покровов внешней зоны, лавы изливались преимущественно в наземной обстановке. Осадочно-вулканогенная серия восточного фланга прорвана телами монцонит-диоритовой формации, для которой, как и для вулканитов, характерна натровая тенденция щелочности (Салоп, 1967). Видимая мощность осадочно-вулканогенных толщ достигает 1500—2000 м.

Нижнепротерозойский возраст комплексов островодужной системы принят в разрез с существующими представлениями на том основании,

что комплексы внешней зоны (делюн-уранская и олокитская толщи) и раньше ставились на один уровень с разрезами Патомского нагорья (Салоп, 1964 и др.). Поскольку новые данные заставляют оценивать патомские разрезы как нижнепротерозойские, так же следует датировать и серии внешней зоны островодужной системы. Толщи внутренней зоны (падринская и сыннырская) считались либо более древними, чем толщи внешней зоны (Салоп, 1964), либо коррелировались с ними (Охотников, Митрофанов, 1969), что не противоречит выводу об их нижнепротерозойском возрасте.

Формационный состав (молассоидные толщи и раннеорогенный характер контрастных вулканических серий), залегание на спилит-диабазовых образованиях океанической стадии и позиция толщ в латеральном ряду одновозрастных структур между подножьем протоконтинентального склона и океанической зоной не оставляют сомнений в их формировании в условиях островной дуги.

В последовательном ряду стадийного геологического развития континентальной коры (Пейве и др., 1972) все рассмотренные выше нижнепротерозойские комплексы занимают место среди образований переходной стадии. Этот вывод основывается на следующем: 1) островодужный комплекс характеризует кору переходного типа и отвечает переходной стадии развития земной коры; 2) накопление толщ протоконтинентального склона, шельфа и внутреннего прогиба происходило на протометаморфическом слое, еще не обладавшем свойствами континентальной коры; более того, земная кора, ставшая ложем нижнепротерозойских отложений, по физическим свойствам и меланократовому составу слагавших ее пород соответствовала коре океанического типа; 3) признаки континентальной земной коры Алданского щита появились позже — в конце раннего протерозоя, после накопления рассмотренных комплексов, завершения мощной гранитизации и гранитоидного интрузивного магматизма на уровне 2,0—1,7 млрд. лет; ее показателями были вулкано-плутонические комплексы и поздние молассы.

Положение рассмотренных нижнепротерозойских серий в единой колонне между протометаморфическим слоем и комплексами-показателями континентальной земной коры определяет их принадлежность к переходной стадии. Все они в сущности являются показателями земной коры переходного типа, тогда как в качестве преобразователей протометаморфического слоя выступают глубинные процессы — такие, как тектоническое скучивание, метаморфизм, гранитизация, интрузивный магматизм.

Раннепротерозойские магматические образования представлены расслоенными габбро Чинейского и других небольших массивов, гранитоидами плагиогранито-гнейсовой, гнейсово-мигматитовой и гранодиоритгранитной формаций. В составе плагиогранито-гнейсовой и гнейсовомигматитовой формаций выделяются плагиогранито- и гранито-гнейсы, гнейсовидные и, реже, массивные, главным образом биотитовые, граниты и плагиограниты.

Автохтонные раннепротерозойские гранитоиды приурочены преимущественно к архейским комплексам нижнего структурного этажа и связаны с ними постепенными переходами через широкие ореолы фельдшпатизации и мигматизации, часто превышающие размеры тел самих гранитоидов. Гранито-гнейсовые купола, грибовидные и чашеобразные, а также иные, часто морфологически очень сложные тела автохтонных гранитоидов Чарской складчатой области (34) подробно описаны ранее (Лейтес, Федоровский, 1972; Глуховский, 1969). Массивы и тела подобного типа широко распространены в пределах Чарско-Алданской и Становой складчатых систем. Кроме массивов, показанных на тектонической карте (см. рис. 1), среди полей комплексов архейского протометамор-

фического слоя и, прежде всего, комплексов станового архея широко развиты зоны раннепротерозойской мигматизации и гранитизации.

Гранитоиды возникли преимущественно за счет преобразования протометаморфического слоя и вместе с ним как бы составляют ложе, на котором в современном срезе располагаются нижнепротерозойские толщи. Однако на периферии Кодаро-Удоканского прогиба (33), в ряде мест можно наблюдать, что гранитоиды воздействуют на породы вышележащей удоканской серии, что они моложе их, хотя и находятся гипсометрически ниже. Как правило, они не проникают в толщи осадочной оболочки более чем на 200—300 м выше ее базального горизонта.

На западе щита, в северной части Байкальской складчатой области, распространены аллохтонные гранитоиды этой формации, отличающиеся несколько повышенным содержанием калия и присутствием, наряду с гнейсовидными, характерных массивных разностей. Тела этих гранитоидов приурочены к фронтальным частям аллохтонных пластин и краевой зоне протоконтинентального склона, примыкающей к островодужной системе. Они залегают в нижнепротерозойских осадочных толщах вблизи от их границы с выступами протометаморфического слоя. Хотя массивы рассматриваемых транитоидов пересекают уже возникшие метаморфические зоны, их внедрение происходило во время максимума регионального метаморфизма, что доказывается специфическим характером контактовых изменений вмещающих пород (Кориковский и др., 1974). Вместе с рассмотренными выше синметаморфическими автохтонными гранитоидами Чарско-Алданской и Становой складчатых систем аллохтонные гранитоиды Байкальской складчатой области принадлежат одному петрологическому типу пород. Различна их тектоническая позиция. Перемещение гранитоидов в верхний структурный этаж было обусловлено. вероятно, процессами тектонического скучивания, особенно мощно прошедшими в раннем протерозое в Байкальской области. Приуроченность аллохтонных гранитоидов к зонам нагромождения шарьяжных пластин очевидна. В Чарско-Алданской системе, где в Кодаро-Удоканском прогибе и в зонах шовных прогибов подобные явления либо не выражены. либо выражены слабее, тнейсовидные гранитоиды имеют преимущественно автохтонный характер и остались, как правило, в «своем» структурном этаже.

Гранитоиды гранодиорит-гранитной формации развиты в Кодаро-Удоканском прогибе, где ими сложен тигантский Кодаро-Кеменский лополит, охарактеризованный ранее (Лейтес, Федоровский, 1972). Внедрение этих гранитоидов происходило после раннепротерозойского метаморфизма, что отличает их от упомянутых выше аллохтонных гранитоидов Байкальской области. В отличие от одновозрастных автохтонных гранитоидов, все аллохтонные гранитоиды представляют собой элементы тектоники верхнего структурного этажа.

Раннепротерозойский возраст рассмотренных гранитоидов обоснован геологическими данными и радиологическими датировками, укладывающимися в интервал 2,4—1,7 млрд. лет. Не вызывает сомнений и их относительная последовательность в едином ряду процессов метаморфизма и гранитообразования: синметаморфические автохтонные гранитоиды — аллохтонные гранитоиды эпохи максимального метаморфизма — аллохтонные гранитоиды, интрудировавшие после регионального метаморфизма.

Таким образом, мощные процессы раннепротерозойского тектонического скучивания, регионального метаморфизма, гранитизации и интрузивного магматизма кардинально изменили состав, структуру и мощность архейского протометаморфического слоя и его оболочки. Новообразованный гранитно-метаморфический слой знаменовал переход к континентальному развитию всей обширной территории Алданского щита.

#### ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ

Прямыми показателями существования зрелой континентальной коры, возникшей к уровню 1,8—1,6 млрд. лет, служат древнейшие в Сибири вулкано-плутонические комплексы, ассоциирующие с поздними наземными молассами; они находятся на западной и восточной окраинах Алданского щита. Западный (акитканский), слагающий Северо-Байкальский краевой вулканический пояс (23), изучен более детально (Бухаров, 1973; Лобанов, 1964; Файзуллин, 1964 и др.). Его вулканогенные компоненты представлены фельзитами, кварцевыми и фельзитовыми порфирами и ортофирами, базальтовыми порфиритами, андезитами, туфолавами, агломератовыми туфами и игнимбритами этих пород. Все они обладают пестрой окраской, образовались в наземной обстановке, по составу отвечают щелочноземельным вулканическим сериям с отклонением к субщелочным и принадлежат к классу орогенных щелочноземельных вулканических формаций.

Среди плутонических образований, комагматичных вулканитам, наблюдаются диориты, гранодиориты, гранодиорит-, гранит-, граносиенит- и сиенит-порфиры, граниты, кварцевые монцониты, аплиты и пегматиты, обособляющиеся в четыре фазы. От ранних фаз к поздним уменьшается основность пород, нарастает пересыщенность кремнеземом и преобладание калишпата над плагиоклазом.

С вулкано-плутоническим комплексом сочетается грубообломочная позднеорогенная моласса, сложенная пестроцветными отложениями — осадочным компонентом акитканской серии, накапливавшимся в наземных межгорных впадинах.

Возраст акитканского комплекса считается среднепротерозойским. Радиологические датировки укладываются в интервал 1,7—1,6 млрд. лет, а присутствие в гальке конгломератов акитканской серии раннепротерозойских гранитоидов и нижнепротерозойских метаморфических пород вместе с полным отсутствием следов регионального метаморфизма позволяет считать, что вулкано-плутонический комплекс завершил становление континентальной дорифейской коры.

На акитканский комплекс очень похожи образования Улканского вулкано-плутонического пояса (43) на востоке щита. Здесь среди вулканитов присутствуют базальты, порфириты, трахиандезиты, трахиты, липариты, их туфы и игнимбриты, составляющие трахибазальтовую и базальто-липаритовую формации (Гамалея, 1968). С вулканитами, среди которых преобладают кислые разности, ассоциируют обломочные отложения пестрого состава и окраски, а также комагматичные плутонические образования габбро-гранофировой и гранитоидной щелочной формаций. И вулканиты, и плутонические образования характеризуются повышенной щелочностью. Возраст улканского комплекса определяется его налеганием на нижнепротерозойские отложения, сопоставляемые с удоканской серией, и залеганием на нем конгломерато-песчаниковых отложений рифея. Радиологические датировки интрузий габбро-гранофировой формации (1,9 млрд. лет) и щелочных гранитоидов (1,8—1,6 млрд. лет) согласуются с геологическими данными.

Формационный состав вулкано-плутонических комплексов и их место в геологической истории и структуре Алданского щита не оставляют сомнений в их принадлежности к позднеорогенным образованиям. Позднеорогенные комплексы такого типа, как убедительно показал А. А. Моссаковский (1975, стр. 294), «...свидетельствуют о становлении земной коры континентального типа и о возникновении нового материкового блока». В нашем случае возник, однако, не просто новый, что обычно для складчатых систем фанерозоя, а первый в геологической истории Восточной Азии континентальный массив. В этом смысле конец раннего

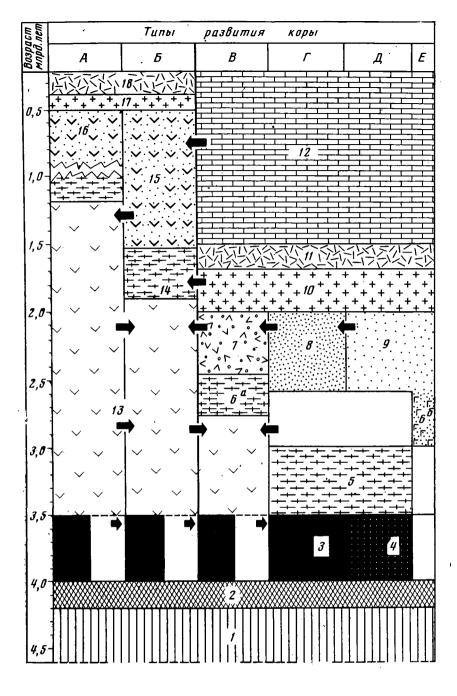


Рис. 3. Схема геологического развития различных типов континентальной земной коры на юге Сибири

Этапы и стадии формирования и эволюции земной коры: 1 — догеологическое развитие планетного вещества; 2—10 — формирование первой (дорифейской) континентальной коры: 2—5 — становление архейского протометаморфического слоя: 2 — начало геологического развития — расщепление планетного вещества на мантию и внешние оболочки (становление первичной земной коры с протобазальтовым слоем, начало осадочного процесса в водной среде, зарождение жизни и становление кислородной атмосферы); 3—4 — формирование комплексов осадочно-вулканогенной оболочки: 3 — аналогов образований океанической стадни с преобладанием основных вулканитов (в области тектонической подвижности меланократового фундамента); 4 — аналогов образований океанической и переходной стадий (в области относительной стабильности меланократового фундамента); 5 — становление протометаморфического слоя — тектоническое

скучивание, региональный метаморфизм, формирование габбро-диорит-плагиогранитных серий; 6-10 - становление раннепротерозойского гранитно-метаморфического слоя: 6а — становление метаморфического слоя в окраинной зоне океанической области — тектоническое скучивание, региональный метаморфизм, формирование габбро-диорит-плагиогранитной серии; 66 — накопление осадочно-вулканогенной и железисто-кремнистой формаций в рифтогенных зонах растяжения протометаморфического слоя (в шовных прогибах), 7—9— формирование латерального ряда комплексов переходной стадии: 7 — островодужного осадочно-вулканогенного известково-щелочного комплекса на метаморфическом слое в пределах океанической области; 8-9 - комплексов-показателей протометаморфического слоя: 8 — флишоидной формации и олистостромы зоны протоконтинентального подножья, песчанико-сланцевых и карбонатно-песчаниковых формаций области протоконтинентального склона и шельфа; 9 — пестроцветной меденосной формации с морскими, дельтовыми и субаэральными фациями; 10 — становление гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры — тектоническое скучивание, региональный метаморфизм, интенсивная гранитизация пород протометаморфического слоя с образованием плагиогранито-гнейсовой, гнейсово-мигматитовой и гранодиорит-гранитной формаций гранитоидов; 11 — формирование вулкано-плутонических комплексов и терригенных поздних моласс — показателей зрелой континентальной земной коры; 12 — накопление карбонатных и терригенных формации платформенного чехла; 13—17 — формирование раннепалеозойской континентальной земной коры: 13 — накопление существенно вулканогенных (базальтоидных) формаций в области океанического развития, 14 — становление метаморфического слоя — тектоническое скучивание, региональный метаморфизм, формирование габбро-плагиогранитной серии, 15 — накопление осадочно-вулканогенных серий переходной стадии во внешней (примыкающей к континенту) зоне; 16 — то же во внутренией зоне; 17 — становление гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры — тектоническое скучивание, метаморфизм, формирование крупных масс гранитоидов; 18 — формирование терригенной поздней молассы и вулкано-плутонического комплекса — показателей становления зрелой континентальной земной коры. Стрелками условно обозначены важнейшие этапы и направления тектонического скучивания и смещения литосферных плит

протерозоя был временем решительного перелома в ходе теологической истории, завершая полный цикл теологического развития, включавший первую океаническую, первую переходную и первую континентальную стадии.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоническое районирование, попытку которого сделали авторы (см. рис. 2), опираясь на концепцию мобилизма, структурный анализ и новое понимание сущности геологического развития, позволяет выделить несколько литосферных плит, образовавших Алданский щит и ограниченных структурными швами. Многочисленные данные свидетельствуют о том, что взаимодействие литосферных плит происходило при их горизонтальных перемещениях с севера на юг, создавших структуру Патомской дуги и игравших первостепенную роль в формировании структуры всего Алданского щита.

Анализ тектоники, становления и эволюции земной коры на юге Сибири позволяет представить схему последовательного стадийного формирования континентальной коры щита, основные вехи которого мы попытались изобразить графически (рис. 3).

Перечислим некоторые выводы.

1. На юге Сибири не существовало изначальной континентальной коры. Первичная меланократовая земная кора с протобазальтовым слоем и ее осадочно-вулканогенная оболочка, образовавшиеся до 4,0—3,5 млрд. лет, обнаруживают сходство с корой океанического типа.

2. Первая зрелая континентальная земная кора возникла лишь в конце раннего протерозоя. Ее прямые показатели — позднеорогенные вулкано-плутонические комплексы с возрастом 1,8—1,6 млрд. лет, сопро-

вождаемые территенной наземной молассой.

3. Анализ формационных особенностей докембрийских комплексов и их последовательность не оставляют сомнений в стадийности геологического развития, аналогичной океанической, переходной и континентальной стадиям геосинклиналей фанерозоя. Суть этого процесса — преобразование первичной коры океанического типа в континентальную.

- 4. Выявляются два важнейших переломных рубежа. Ранний (3.0 млрд. лет) отвечает созданию протометаморфического слоя, образовавшего крупные массивы суши, сочетавшиеся с океаническими акваториями. Эти массивы, во многом похожие на континенты неохрона, однако еще не обладавшие корой континентального типа, мы называем протоконтинентами. Поздний рубеж (1,8-1,6 млрд. лет) соответствует становлению зрелой континентальной коры. Таким образом, ясно, что для формирования первой в геологической истории Сибири континентальной коры потребовался огромный промежуток времени -- более 2.2 млрд. лет. Ранний рубеж представляет собой естественную историкогеологическую границу, которая может быть принята за границу между археем и протерозоем. Поздний рубеж — столь же естественная граница между ранним докембрием и рифеем. Важнейшее значение этого рубежа очевидно. Он знаменует создание первой континентальной коры. С этой точки зрения рифей является естественным компонентом неохрона, когда геосинклинальный процесс определялся становлением новообразованной континентальной коры в результате взаимодействия коры океанического типа с уже существовавшими континентами.
- При очевидной в целом необратимости геологического развития, выраженной в последовательном превращении океанической земной коры в континентальную и отсутствии обратного процесса, само развитие и стадийность такого превращения происходят по единому плану, будь то в раннем докембрии или в фанерозое. Этот сценарий природа разыгрывает с удивительным постоянством уже более 3 млрд. лет. Таким образом, на примере докембрийских образований юга Сибирской платформы еще раз подтверждается главный вывод о сущности геосинклинального процесса, заключающейся в смене океанической стадии переходной, а переходной — континентальной и в последовательном преобразовании коры океанического типа в континентальную.

Мы благодарны А. В. Пейве и Н. А. Штрейсу, давшим первый импульс для осмысливания материала с позиций мобилизма и нового подхода к проблеме становления континентальной земной коры.

#### Литература

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического

пояса. Новосибирск, «Наука», 1973. Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.

Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4.

Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибир-

ской платформы в докембрии.— Геотектоника, 1968, № 6. Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1969, № 3. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинкли-

нальных трогов. — Сов. геология, 1970, № 12.

Дагелайская И. Н. Анортозиты Дальнего Востока СССР. Автореф. канд. дис., Л., ВСЕГЕИ, 1975.

Карсаков Л. П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис., Владивосток, Дальневост. геол. ин-т АН СССР,

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: Стратигра-

фия СССР, т. 1. Докембрий СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939. Кориковский С. П., Баженова Г. Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. Докл. AH CCCP, 1965, T. 165, № 5.

Кориковский С. П., Гусева А. И., Федоровский В. С. Перекристаллизация кианит-хлоритовых сланцев и изменение состава мусковит-фенгитов в зонах контактового воздействия нижнепротерозойских гранитондов Патомского нагорья (Восточная Сибирь). В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып. IV. М., «Наука», 1974. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Новые данные о возрасте докембрийских толщ междуречья Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12.

Лаврович Н. Н. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.

*Лейтес А. М.* Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965. Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в разви-

тии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витим-

ская горная страна). — Геотектоника, 1972, № 2.

Ленников А. М. Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы. В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974.

Лобанов М. П. О магматизме северной части Байкальского хребта.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., «Недра», 1964.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.

Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971.

- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Петров А. Ф., Сластенков Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И. Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., «Наука», 1975.

Муратов М. В. Ранние эры в истории Земли.— Природа, 1971, № 11. Охотников И. А., Митрофанов Г. Л. Терригенно-вулканогенная формация и ее положение в разрезе докембрия Средне-Витимской горной страны. В кн.: Тезисы докладов по проблеме «Стратиграфия и полезные ископаемые докембрия Байкало-Патом-

ского нагорья». Иркутск, 1969. Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1956, № 10.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры) — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 1. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. Стратиграфия. М., «Недра», 1964; т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра»,

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5000000. Гл. ред. А. Л. Яншин. Изд. АН СССР и Мин-ва геологии СССР, М., 1966.

Файзуллин Р. М. Петрохимическая и геохимическая характеристика среднепротерозойских эффузивов Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской об-

ласти. М., «Недра», 1964. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутского гос. ун-та, сер. геол., т. 5, вып. 2. М., Госгеолиздат, 1951.

Фрумкин И. М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. Автореф. канд. дис., М., МГУ, 1971.

Штрейс Н. А. Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях.—В кн.: Н. П. Херасков. Тектоника и формации (избранные труды). М., «Наука», 1967.

УДК 551.253+549.383(234.85)

#### А. А. ЕФИМОВ

# «ГОРЯЧАЯ ТЕКТОНИКА» В ГИПЕРБАЗИТАХ И ГАББРОИДАХ УРАЛА

Полосатые габбро-гипербазитовые серии, слагающие концентрические геологические структуры массивов Платиноносного пояса Урала, рассматриваются как высокотемпературные тектониты — фемические гнейсы. Полосатые текстуры возникают в результате ламинарного пластического течения твердого неоднородного габоро-гипербазитового субстрата при температурах гранулитовой фации и низких давлениях; пластическое течение сопровождается метаморфической дифференциацией вещества, усугубляющей первичную неоднородность субстрата. Концентрический структурный рисунок массивов, установленный картированием, возник в результате деформации твердо-пластичных габбро-гипербазитовых блоков при тектоническом продвижении их в верхние горизонты коры; аггломерация таких блоков, границы которых являются высокотемпературными тектоническими швами, дает геологические тела - массивы, состоящие из нескольких концентрических структур. Как правило, синхронно с пластическим течением происходит полная перекристаллизация пород, уничтожающая следы динамических явлений в микроструктуре. Внедрение массивов сопровождается динамотермальным метаморфизмом и пластическим течением вмещающего вулканогенного субстрата в условиях пироксенроговиковой и амфиболитовой фаций.

Проблема полосатых текстур в гипербазитах и габброидах — одна из самых старых и трудных в петрологии — актуальна для Урала в течение по крайней мере 75 лет. Уже Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1900) обратил внимание на полосатые габбро Денежкина Камня, сравнив их с описанными ранее для Шотландии. В последующие десятилетия на Урале было установлено широкое развитие полосатых (стратифицированных) гипербазитов и габброидов, а в 50-х и 60-х годах при детальном картировании массивов Платиноносного пояса было показано, что структурный рисунок, создаваемый полосчатостью внутри массивов, резко отличается от такового в окружающих осадочно-вулканогенных толщах. Внутри массивов выделились конфокальные (концентрические) структуры, редко замкнутые, обычно же имеющие вид серии пологих дуг, в большей или меньшей мере несогласных с внешними очертаниями массивов.

Генетический смысл полосатых текстур и конфокальных геологических структур казался ясным только до тех пор, пока общепринятой была ортомагматическая концепция генезиса всех гипербазитов и габброидов. Полосчатость и конфокальные структуры объяснялись как результат течения вязкой гетерогенной магмы с ликвацией или без нее (Левинсон-Лессинг, 1900; Воробьева и др., 1962), воздействия одностороннего давления на кристаллизующуюся магму (Заварицкий, 1928) или гравитационного осаждения кристаллов. Последняя гипотеза, наиболее последовательно развитая в работах Л. Уэйджера (Уэйджер. Браун, 1970), не пользовалась особой популярностью на Урале, возможно потому, что структура уральских массивов мало походит на структуру тех платформенных комплексов, которые привели исследователей к мысли о накоплении почти горизонтальных слоев на дне магматической ка-

меры. Впрочем, высказывались и такие предположения (Решитько, 1963).

В последние 25 лет опубликовано много работ, в которых достаточно убедительно обосновывается немагматический генезис значительной части гипербазитов и габброндов Урала (Виноградская, 1952; Морковкина, 1967; Рудник, 1965; Москалева, 1958; Кашинцев и др., 1974; Ефимов, Ефимова, 1974, и др.). В той или иной мере эти представления начинают восприниматься исследователями, работающими и в других регионах СССР (Пинус и др., 1973; Паланджян, 1974). Авторы трансформистских гипотез пытаются объяснить природу полосатых текстур различным образом. Предположение об унаследовании слоистого строения осадочных толщ (Успенский, 1952; Штейнберг, 1958; Артамонова, 1963) не выдержало испытания временем — детальные исследования позволили отвергнуть возможность образования габбро-гипербазитовых комплексов путем замещения осадков и вулканитов. Нами (Ефимов, Ефимова, 1967) полосатые текстуры рассматривались как результат послойного метасоматоза. Предполагалось, например, что Платиноносном поясе новообразованный габбро-пироксенитовый комплекс унаследовал структурный план первичных дунитовых тел, обладавших структурной анизотропией. Природа анизотропии оставалась непонятной и весьма предположительно связывалась с ходом охлаждения дунитовых тел до начала метасоматоза.

В попытках объяснить генезис полосатых текстур обе группы гипотез — магматическая и трансформистская — сталкиваются с многочисленными и трудно преодолимыми противоречиями. Однако оригинальные данные, полученные на Урале в последние годы, а также общий прогресс в понимании офиолитов, достигнутый в связи с появлением концепции древней океанической коры (Пейве, 1969), дают возможность взглянуть на проблему совсем по-другому. Ревизия существующих взглядов, в том числе и собственных взглядов автора, представляется неизбежной; причиной ее на этот раз является установление и осознание роли по существу нового класса явлений, которые для краткости можно назвать «горячей тектоникой».

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПОЛОСАТЫХ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ СЕРИЙ, СЛОЖЕННЫХ БЛАСТОМИЛОНИТАМИ

Вблизи от западных контактов массивов Платиноносного пояса развиты полосатые серии, сложенные мощной толщей меланокраговых габброидов, названных в свое время Л. Дюпарком «тылаитами», пироксенитов, верлитов и дучитов. Тылаиты резко отличаются от других габброидов выделяемого нами эпидунитового комплекса своей микроструктурой, которую всегда было принято называть порфировидной. Порфировидные выделения клинопироксена, плагиоклаза и оливина в 10—20, а иногда в 100 и более раз крупнее зерен цементирующей массы, сложенной теми же минералами (рис. 1).

При внимательном изучении этих пород под микроскопом нельзя не заметить, что крупные выделения несут стчетливые следы деформации — изгибы, волнистое угасание, грануляцию, в то время как окружающая их мелко- или тонкозернистая матрица оливин-пироксен-плагиоклазового состава состоит из недеформированных полигональных зерен. Обычно порфировидные выделения имеют овоидальную, а иногда — явно обломочную форму. Таким образом, микроструктура тылаитов несет следы дробления и перекристаллизации, т. е. имеет катакластическое происхождение; деформированные порфировидные выделения в них, по-видимому, являются обломками или реликтами обломков, а мелкозернистая ненапряженная матрица — продуктом перекристаллизации более тонко измельченного материала. Порфировидные тылаиты.

следовательно, можно рассматривать как бластомилониты, образовавшиеся при дроблении и частичной перекристаллизации равномерно-зернистых габброидов того же состава.

Толща тылаитов, включающая прослои пироксенитов, верлитов и дунитов, обладает резко выраженной стратификацией, причем следы катаклаза и перекристаллизации свойственны всем слоям независимо от состава. Ориентировка и величина кластических порфировидных выделений, их послойное расположение и послойное же чередование газно-

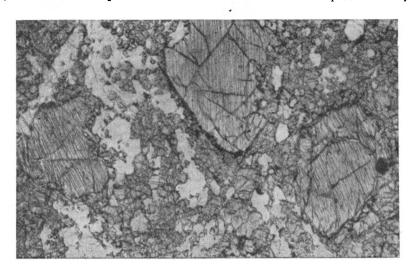


Рис. 1. «Порфировидная» (бластомилонитовая) микроструктура тылаитов Денежкина Камня

стей с различной величиной порфирокластов и зерен цементирующей массы позволяют прийти к выводу, что текстура бластомилонитов возникла тогда же, когда возникли и сами породы, т. е. является новообразованной. В противном случае мы могли бы наблюдать случаи пересечения первичной стратификации новой полосчатостью, возникшей в момент катаклаза.

Структура поля бластомилонитов в одном из северных массивов Платиноносного пояса — Денежкином Камне — достоверно выяснена при геологическом картировании (рис. 2). Эта структура представляет собой пологую дугу, выгнутую к северо-западу и в большой своей части подчиняющуюся очертаниям внешнего контакта массива. Бластомилонитовые габбро целиком слагают северо-западный сектор эндоконтактовой зоны; в западном секторе они отделены от вмещающих пород дунитовым телом Желтой Сопки, окруженным пироксенитовой каймой и пронизанным пироксенитовыми и габбровыми жилами. В дунитах и пироксенитах полосатые текстуры отсутствуют, соотношения пород обычны и позволяют предполагать метасоматическое развитие пироксенитов по дунитам. В экзоконтакте развиты пироксен-плагноклазовые роговики, образующие непрерывную кайму шириной до 300 м вокруг дунитов, пироксенитов и бластомилонитовых габбро. По мере удаления от контактов к западу роговики сменяются амфиболитами, а последние — зелеными сланцами.

Очень интересна переходная зона между дунитами Желтой Сопки и первыми выходами толщи бластомилонитов, полностью вскрытая в природных обнажениях <sup>1</sup>. Здесь массивные дуниты, пронизанные мно-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> О. А. Воробьева й ее соавторы (1962, стр. 20—25) рассматривают эту зону как результат метасоматоза дунитов при воздействии габброидной магмы.

гочисленными жилами апортитовых габброидов метасоматического типа (троктолитов и оливиновых габбро), создающих местами сетчатый штокверк, постепенно сменяются зоной, в которой преобладает габброидный материал с угловатыми блоками дунитов различной величины. Затем блоки дунита начинают терять четкость очертаний и вытягиваются

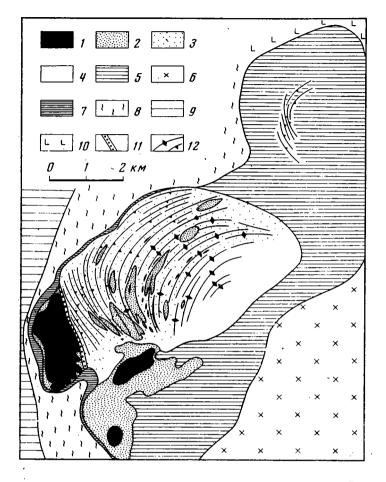


Рис. 2. Схема геологического строения платиноносного массива Денежкин Камень (по данным геологических съемок А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой, 1960—1963 гг.)

1 — дуниты, 2 — пироксениты, 3 — полосатые габброиды с бластомилонитовой структурой, 4 — полосатые габброиды с равномернозернистой гранобластовой структурой, 5 — эпигаббровый комплекс (габброиды магматического типа и продукты их метасоматоза), 6 — гранитоиды, 7 — пироксен-плагиоклазовые роговики, 8 — амфиболиты, 9 — зеленые сланцы и зеленокаменные вулканиты ордовика (?), 10 — вулканиты нижнего силура, 11 — зона тонкополосчатых троктолитов, 12 — простирание полосатых текстур

в линзы, полосы и тонкие параллельные слои. В зоне шириной около 200 м породы приобретают необычайно тонкую полосчатость: мономинеральные, ритмично чередующиеся слои анортита и оливина имеют толщину 1—3 мм; после этогс начинаются непрерывные выходы бластомилонитовых габбро с резкой, но не столь тонкой полосчатостью. Если следовать дальше к востоку, можно видеть непрерывный разрез толщи бластомилонитовых полосатых габбро с многочисленными слоями и линзами пироксенитов, верлятов и дунитов. Подобные разрезы большей или

меньшей мощности картируются близ западных контактов Кытлымского (рис. 3) и других массивов Платиноносного пояса.

В таких разрезах постоянчо присутствуют дунитовые тела различной мощности — от 1—2 до 200—300 м, сильно вытянутые по простиранию. Некоторые из них надежно прослежены на 2—3 км при мощности



Рис. 3. Чередование пологопадающих согласных пластовых тел дунитов (светлые выходы), пироксенитов, верлитов и тылаитов, слагающих мощную толщу бластомилонитов в северо-западной части Кытлымского массива

в 20—30 м. Ранее эти тела рассматривались как дунитовые дайки, но детальное изучение позволило установить, что они не имеют никаких признаков жильного происхождения, и предположить их реликтовую природу. Форма тел, согласная со структурным рисунком всего поля, и, что особенно важно, наличие в них тонкой плитчатой отдельности, также согласной с общей структурой, наводили на мысль, что вся полосатая серия образовалась по первично анизогропному, сланцеватому дуниту и что при метасоматозе наследовался структурный план первичного дунитового тела. Однако внимательное изучение позволяет установить в реликтовых телах дунитов бластомилонитовую структуру, что может указывать на их синхронность с другими породами разреза.

Естественно предположить, что бластомилонитовые серии фиксиру ют зоны колоссальных тектонических напряжений, сравнимых с напряжениями, которые привели к образованию складчатости во вмещоющих толщах. По-видимому, дробление, перекристаллизация, образование полосатых текстур и геологической структуры в этих сериях синхронны и происходили при высоких гемпературах, о чем свидетельствуют парагенезисы пород. Становятся понятными и вытянутая форма дунктовых тел, и сланцеватость слагающих их дунитов, не находившие ранее достаточно рационального объягнения. Сланцеватость в дунитах следует рассматривать не жак первопричину, а как следствие образования полосатых серий, т. е. считать ее кливажем течения.

Габбро-гипербазитовые серии описанного типа установлены не только в Платиноносном поясе. В восточной периферической зоне Хабарнинского массива на Южном Урале выделяется мощная толща, сложенная полосатыми порфировидными габбро и пироксенитами. А. С. Варлаков (1966) рассматривал последние как порфировые породы — результат закалки пироксенитовой магмы. Однако вкрапленники пироксена и окружающая их тонкозернистая пироксеновая матрица не обнаруживают различий в составе, которые должны были бы быть в

истинно порфировой породе, содержащей два поколения кристаллов. К тому же — и это самое существенное — «вкрапленники» имеют обломочную форму и следы деформаций, чего не наблюдается в матрице (рис. 4). «Закаленные» пироксениты, таким образом, представляют собой бластомилониты, а их тонкополосчатая текстура — это типичная

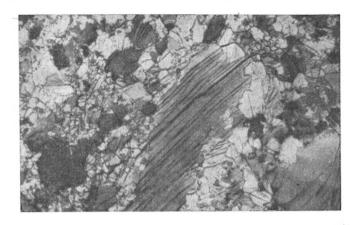


Рис. 4. Бластомилонитовая структура «закаленного» пироксенита из восточной части Хабарнинского массива (Южный Урал)

для милонитов текстура, возникшая при деформации. Мощные зоны бластомилонитовых габброидов с наложением более позднего метаморфизма амфиболитовой ступени, приводящего к образованию гранатовых габбро-амфиболитов, картируются также в полярноуральских массивах — Войкаро-Сыньинском и Сыум-Кеу.

#### ПОЛОСАТЫЕ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ СЕРИИ ОБЫЧНОГО ТИПА

Полосатые габбро-гипербазитовые серии, сложенные теми же (в отношении минерального состава) породами, что и бластомилонитовые серии, но с равномерно-зернистой структурой, более обычны. Детальное изучение вещества приводит к важному выводу: в горных породах этих серий под микроскопом мы можем видеть лишь равновесный агрегат одновременно образовавшихся минералов, без следов внутренних напряжений, дробления, последующей перекристаллизации или замещения одного минерала другим. Высокая равновесность полосатых габброидов обычного типа и присущая им гранобластовая, типично метаморфическая структура явились серьезными доводами в пользу утверждения об их немагматическом происхождении (Ефимов, Ефимова, 1967а).

Наблюдая полосатые породы этого типа в естественных обнажениях, мы не видим обычно ничего, кроме строго параллельных и прямолинейных полос (слоев) разного состава, выдержанных по мощности. Естественно, что в таких случаях предположение о послойном замещении субстрата трудно или невозможно подтвердить.

В хорошо обнаженных массивах удается обнаружить детали, чрезвычайно важные для понимания природы полосчатости. Это дислокации — мелкие изгибы, складки, флексуры, разрывы, явления будинажа (рис. 5—7). Как бы мы ни интерпретировали полосчатость, такие ее дислокации можно рассматривать только как результат пластической или хрупкой деформации уже твердой породы. Следует отметить одно замечательное обстоятельство: в дислокационных участках порода по структуре и минеральному составу ничем не отличается от той,

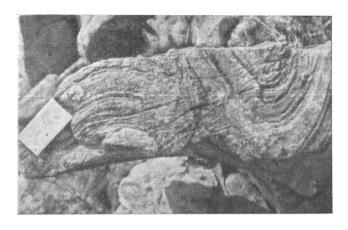


Рис. 5. Деформированные блоки верлит-пироксенит-габбрового состава, «сваренные» по плоскости разрыва; отчетливо видно увеличение мощности слоев в замках складок. Денежкин Камень

какая слагает участки с ламинарной текстурой. Это всегда ненапряженный гранобластовый агрегат, равновесный и в структурном, и в физико-химическом смысле. Следовательно, мы видим в текстурах лишьтени дислокаций, сама же дислоцированная порода полностью перекристаллизована и все внутренние напряжения, следы дробления и т. п., неизбежно возникающие при деформации, уже сняты. Значит, температура, при которой имели место дислокации, была достаточно высокой. Действительно, парагенезисы полосатых пород соответствуют температурам гранулитовой фации метаморфизма.

Если дислоцированные и недислоцированные (т. е. с параллельными слоями, ламинарные) полосатые породы структурно и минералоги-



Рис. 6. Разрывы и смещения первично непрерывных и параллельных меланократовых слоев в полосатом габбро. В соседних меланократовых слоях разрывные нарушения отсутствуют. Денежкин Камень.

чески неразличимы, естественно предположить, что они образовались в одно время и в одних физико-химических условиях. Возникает вопрос: можно ли считать их образованиями принципиально различными, связанными с двумя различными этапами, или это лишь различные проявления одного и того же процесса? Последнее представляется гораздо более вероятным. По-видимому, полосатые текстуры в гипербазитах и габброидах вообще — это результат ламинарного пластического течения, а дислокации в них в виде складок, срывов и будинажа — всего лишь местные отклонения, неизбежные на общем фоне удивительно упорядоченной пластической деформации.

Если такой вывод справедлив, то мы, снова обратившись к данным картирования, должны признать, что конфокальные мегаструктуры,

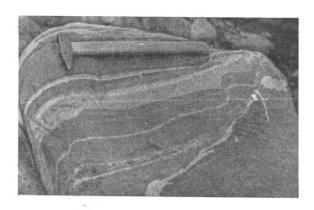


Рис. 7. Разрывы (начало будинажа) меланократовых слоев в полосатом габбро. Денежкин Камень

устанавливаемые по полосчатости, суть структуры деформации, т. е. в принципе не отличаются от геологических структур окружающих вулканогенных и осадочных толщ. Коренное их отличие от последних заключается в составе деформируемого субстрата и в высоких температурах деформации — это структуры «горячей тектоники».

#### МЕТАСОМАТОЗ, ДЕФОРМАЦИЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

Какова природа субстрата стратифицированных серий?

В любом из габбро-гипербазитовых массивов Урала выделяются поля в десятки и сотни квадратных километров, в пределах которых те же горные породы, какие слагают полосатые серии, не стратифицированы. Строение таких участков редко бывает монотонным, так как даже неполосчатые гипербазиты и габброиды очень разнообразны в отношении крупности зерна и количественных соотношений минералов. Главная особенность нестратифицированных участков — преобладание деформаций, свойственных жестким блокам, т. е. разрывных нарушений.

В таких участках можно наблюдать массу конкретных геологических фактов, указывающих на метасоматическое замещение одних пород другими; подробности можно найти во многих работах, описывающих конкретные случаи. Как правило, это случаи, когда одна порода образует жилы или жилоподобные тела в другой, причем обнаруживается много деталей, не позволяющих говорить о проникновении в твердую породу магматического расплава. Сопоставление отдельных фактов дает возможность установить общие закономерности. Так, для Платиноносного пояса однозначно (во всяком случае, пока нет даже наме ка на то, что это не правило) установлено, что дунит образовался раньше всех других пород, что образование пироксенитов предшествует образованию габброидов и т. д. Для альпинотипных массивов Полярного Урала описаны случаи замещения дунитов гарцбургитами и наоборот, но никогда не отмечалось образование этих пород по пироксенитам и габбро. Короче говоря, наблюдения в жестких участках дают достаточно оснований считать, что в первом приближении существуют как бы две субстанции: первичная — магнезиальный дунит-гарцбургитовый субстрат — и вторичная — кальциевые гипербазиты и габороиды. Наблюдения такого рода — та база, на которой возникли представления о ведущей роли Ca — Al метасоматоза в образовании всего разнообразия гипербазитов и габброидов.

Здесь следует отвлечься от главной темы статьи и уделить некоторое внимание доказательствам, которые приводятся разными авторами в пользу метасоматического генезиса гипербазитов и габброидов.

Многие трансформисты придают большое значение соотношениям минералов в шлифах, пытаясь найти под микроскопом непосредственные следы метасоматических процессов. Они исходят из естественного предположения, что если оливиновая порода метасоматически замещается пироксеновой, то в зоне перехода можно видеть сразу и первичные, и новообразованные минералы, т. е. замещение одного минерала другим. В работах разных авторов можно найти много иллюстраций, более или менее убедительно, но никогда не однозначно подтверждающих реакционные отношения минералов: округлые включения оливина в пироксене, похожие на корродированные реликты, ксеноморфный или скелетный пироксен, как бы разъедающий оливиновый агрегат, и т. д.

Детальное изучение вещества показало, что оливин из верлита, слагающего переходную зону между дунитом и пироксенитом, никогда не тождествен по составу оливину из дунита. Описаны бесспорные случаи, когда одна порода замещает другую и тем не менее в любой точке переходной зоны составы «реликтового» и «новообразованного» минералов изменяются сопряженно, что может означать лишь одно: в высокотемпературных метасоматических процессах всегда достигается практически полное равновесие: в любой точке переходной зоны мы имеем равновесный агрегат одновременно образовавшихся минералов. Поэтому генетические выводы, основанные на толковании отношений минералов в шлифах, недоказательны. До тех пор, пока остаются сомнения в широком распространении метасоматоза в интересующих нас комплексах, однозначным критерием метасоматоза может быть только достоверное геологическое наблюдение, подкрепленное детальным изучением вещества. Другое дело, что особенности продуктов метасоматоза, установленные в достоверных случаях, со временем становятся критерием и основанием для экстраполяций. Для Урала, например, анортитовый состав плагиоклаза в сочетании с гранобластовой структурой, по мнению автора, — достаточное основание для отнесения габброидной породы к определенной генетической пруппе. Однако для основополагающих выводов достоверные геологические наблюдения обязательны.

В тех частях массивов, которые сложены полосатыми габбро-гипер-базитовыми сериями, соотношения горных пород далеко не столь очевидны. И хотя минеральный состав и структура не дают оснований отличать породы полосатых серий от их аналогов в жестких участках, метасоматический генезис полосатых пород не может быть доказан строго. Приблизиться к пониманию их природы, однако, можно, если рассмотреть взаимосвязь тех и других в единой, хорошо изученной геологической структуре. Обратимся к примеру, приведенному выше, к массиву Денежкин Камень на Северном Урале.

Выше было упомянуто, что между зоной метасоматического габброидного штокверка в дунитах и разрезом полосатых бластомилонитов развиты тонкополосчатые оливин-анортитовые породы, относительно которых нельзя утверждать, что они суть продукты замещения дунита, поскольку мы не видим в них ничего, кроме тонких параллельных слоев. Однако непрерывность разреза и отсутствие каких-либо принципиальных различий между ними и габброидами зоны штокверка в смысле минерального состава, т. е. парагенетическое тождество тех и других. делают более чем вероятным предположение, что тонкополосчатые породы — результат пластического течения габброидного штокверка в дунитах. Бластомилонитовые же габбро, парагенетически близкие к тем и другим, можно считать продуктом пластического течения большой массы габброидов, образовавшихся в принципе так же, как и штокверк. Прямое указание на это — дунитовые пласты и линзы, обычные среди бластомилонитов выше по разрезу, которые следует, как это делалось нами и ранее, считать реликтами дунитового субстрата. Однако

их форму следует уже рассматривать не как изначальную, а как при-

обретенную в процессе пластического течения всей толши.

Все это заставляет отказаться от представления о послойном метасоматозе как главном факторе образования полосатых серий. Стратификацию можно, скорее, квалифицировать как конечный результат пластической деформации габбро-гипербазитового комплекса хаотического строения, подобного наблюдаемому в жестких участках, а полосатые породы — как высокотемпературные тектониты — своего рода фемические гнейсы, при образовании которых метасоматоз уже не играл сколько-нибудь заметной роли. С этой точки зрения неоднородность по-

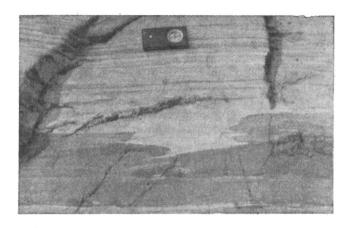


Рис. 8. Признаки метаморфической дифференциации в полосатом габбро с ламинарной текстурой. В верхней и нижней частях снимка слои непрерывны и параллельны; в средней части мощный меланократовый слой разорван, а в месте разрыва образовалось скопление почти моономинеральной анортитовой породы, конфигурация которого не подчиняется общей стратификации. Денежкин Камень

лосатых серий хорошо объясняется неоднородностью деформируемого субстрата.

При пластическом течении вступает в действие еще один фактор, усугубляющий первичную неоднородность субстрата и хорошо известный по наблюдениям в зонах ультраметаморфизма, — метаморфическая дифференциация вещества. При дифференциальных движениях в ламинарно текущей массе возникают местные градиенты давления (а следовательно, и химических потенциалов компонентов), особенно ощутимые в зонах разрыва отдельных слоев; в области пониженного давления немедленно диффундирует вещество. В гнейсовых толщах в «тенях давления» скапливается кварц-полевошпатовый материал, более светлый, чем окружающая масса. Примерно то же происходит в полосатых габбро: в области пониженного давления мигрирует всегда светлое вещество — образуются анортозитовые участки, сложенные тем же плагиоклазом, что и окружающие габбро (рис. 8). Расстояния диффузии невелики, и часто можно наблюдать комплементарные продукты скопления фемических минералов, слои, обогащенные титаномагнетитом, и т. д. Все это усиливает и без того большую неоднородность деформируемого субстрата.

Таким образом, стратификацию в габбро-гипербазитовых комплексах можно считать совместным результатом действия трех главных факторов: известково-глиноземистого метасоматоза, пластической деформации и сопровождающей последнюю метаморфической дифференциации вещества. Процессы протекали при температурах, соответствующих температурам гранулитовой фации (800—1000° С), и при умеренных или низких давлениях, о чем можно судить по парагенезисам, среди которых экспериментально изученный оливин-анортитовый парагенезис (в троктолитах) указывает на то, что давления были во всяком случае ниже 7 кбар (Кусиро, Йодер, 1968).

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

Попытаемся восстановить последовательность событий в общей динамической картине на примере все того же Денежкинского массива.

Неширокая оторочка средне- и высокотемпературных метаморфитов амфиболитовой и пироксен-роговиковой ступени, уже давно рассматривается нами как свидетельство «горячего» контакта габбро-гипербазитового комплекса с вулканогенным окружением (Ефимов, 1962). Амфиболиты — обычно тонкополосчатые и тонкосланцевые породы, в структуре которых зафиксирован процесс пластического течения при умеренных температурах. Роговики — тоже тонкополосчатые, но не сланцеватые породы. Их текстура сохраняет следы интенсивного пластического течения, ламинарного или сопровождавшегося образованием складок, плойчатости и т. п. Микроструктура, напротив, не несет никаких следов деформации или направленной кристаллизации, что, без сомнения, связано со снятием напряжений путем перекристаллизации при высоких температурах. Простирание полосчатости в роговиках и сланцеватости в амфиболитах полностью подчинено конфигурации западного контакта массива. Эти породы образуют «залив» у южного окончания дунитового тела, довольно глубоко вдающийся внутрь массива (см. рис. 2). Все говорит в пользу того, что ближайшее окружение массива составляют средне- и высокотемпературные тектониты, образование которых непосредственно связано с воздействием габбро-гипербазитовой массы на вулканогенную «раму». Внутренняя структура массива в целом явно независима от структуры «рамы», однако в северо-западном секторе массива определенно чувствуется тенденция ее приспособления к очертаниям внешнего контакта.

В общей картине строения массива можно выделить в первом приближении жесткие (нестратифицированные) участки и стратифицированную часть, в которой, в свою очередь, выделяются зона полосатых бластомилонитовых габброидов и зона полосатых габброидов равномерно-зернистой структуры, связанные совершенно постепенным переходом. Оставляя пока без рассмотрения северо-восточную часть массива, в которой вырисовывается самостоятельная концентрическая структура Журавлева Камня, сложенная, по нашей терминологии, эпигаббровым комплексом (ортомагматическими габбро и продуктами их преобразования), отметим, что строение стратифицированной части достаточно закономерно. Во внешней дуге полосчатость всюду падает под углами от 20 до 60° внутрь массива. По мере приближения к центру массива падение становится более крутым и приближается к вертикальному. Таким образом, разрез стратифицированной части представляет собой в общем моноклиналь с закономерным изменением углов падения. Можно говорить о верхней и нижней части разреза; нетрудно заметить, что толща бластомилонитов видимой мощностью около 3 *км* приурочена к низам разреза и в северо-западном секторе массива непосредственно налегает на зону экзоконтактовых тектонитов — роговиков и амфиболи-TOB.

Поскольку последние прямо связаны с воздействием всей габброгипербазитовой массы, а структура бластомилонитовой серии приспосабливается к очертаниям внешнего контакта, то образование экзоконтактовых «горячих» тектонитов и габброидных бластомилонитов, по-ви-

димому, происходило одновременно. Поэтому бластомилониты следует квалифицировать как эндоконтактовые тектониты, синхронные с образованием экзоконтактовых тектонитов и, следовательно, с внедрением массива в вулканогенную «раму». Становится понятной приуроченность их именно к западному, лежачему боку массива — к зоне наивысших тектонических напряжений.

Рассмотрение общей структуры дает возможность сделать еще одно правдоподобное заключение. Плавные очертания западного контакта массива осложнены контуром дунитового тела Желтой Сопки. Этот сравнительно жесткий участок разделяют здесь роговики и бластомилониты, являясь как бы областью относительного тектонического покоя между двумя областями интенсивного пластического течения. Можно предполагать, что дунитовое тело вместе с пироксенитовой каймой представляет собой фрагмент, оторванный от поля дунит-пироксенитового состава, которое картируется в юго-западной части массива. Возможно, что дунитовое тело располагалось ранее на 1 км южнее, а затем было оторвано и продвинуто вдоль западного края бластомилонитовой зоны. Образовавшийся разрыв был заполнен роговиками и амфиболитами. При этом находит прекрасное объяснение уже упоминавшаяся 200-метровая зона между дунитами и бластомилонитами, сложенная тонкополосчатыми (можно сказать, сверхтонкополосчатыми) троктолитами. Ее можно с полным основанием рассматривать как «горячий» тектонический шов между глыбой дунитового тела и ламинарнопластичной массой бластомилонитов. Находит объяснение и отсутствие обычной между дунитами и габбро пироксенитовой каймы.

Полностью аналогична списанной ситуация в западной части другого хорошо известного платиноносного массива — Кытлымского (рис. 9). По сравнению с Денежкиным Камнем здесь в разрезе бластомилонитовой серии гораздо больше гипербазитовых слоев, а габброиды в среднем содержат меньше плагиоклаза. Среди поля стратифицированных пород выделяются относительно жесткие участки — Йовское и Косьвинское дунитовые тела с их ближайшим окружением.

Рисунок концентрических структур, сложенных породами эпигаббрового комплекса — Серебрянской и Валенторской в Кытлымском и структуры Журавлева Камня в Денежкинском массиве, весьма напоминает таковой структур эпидунитового комплекса, хотя временами выражен и не так четко. В больших габбро-норитовых полях структура создается не полосчатостью, а трахитоидностью — ориентированным расположением табличек плагиоклаза. Появление в габбро-норитах полосчатости всегда связывается с деформацией и метасоматозом, но структуры, картируемые по трахитоидности, пока не находят достаточно ясного объяснения. Их пока нельзя однозначно связывать с деформацией, хотя это было бы, возможно, более естественным объяснением, чем предполагавшееся нами течение вязкой толеитовой магмы (Ефимов, Ефимова, 1967, а, б). В пользу этого свидетельствует тот факт, что крупные массы типа Валенторской структуры, так же как и западные бластомилониты, с запада окружены зоной высокотемпературных тектонитов — роговиков.

Следует остановиться на особенностях внутреннего строения упоминавшихся выше жестких участков внутри габбро-гипербазитовых массивов, связанных постепенными переходами с зонами пластического течения. Об их «жесткости» можно говорить лишь в общих чертах, в том смысле, что в них не имело места правильное ламинарное течение всей массы горных пород. Следы же более ограниченных и нерегулярных высокотемпературных деформаций в их пределах совершенно обычны. Так, в контактах дунитов и пироксенитов можно наблюдать блоки пироксенита, закатанные в оливиновой массе, вытягивание пироксенитовых участков в длинные линзы и т. д. В дунитах Желтой Сопки и Иов-

ского тела повсеместно наблюдаются плитчатая отдельность, деформации прямолинейных жил, проявление бластомилонитовых структур. В нелом жесткие участки отличаются от стратифицированных более слабыми и беспорядочно ориентированными деформациями, указывающими на то, что, оставаясь областями относительного тектонического

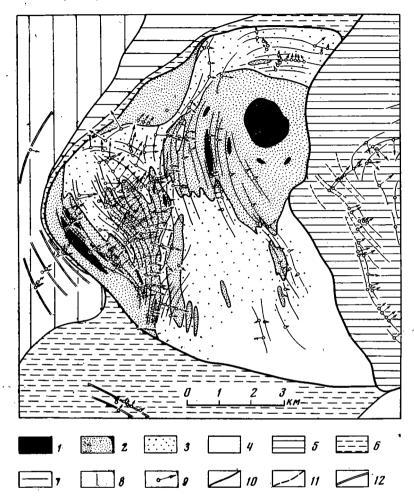


Рис. 9. Структурная карта северо-западной части Кытлымского массива (Тылай-Конжаковская структура; по данным геологических съемок А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой, 1955—1959 гг.)

1 — дуниты, 2 — пироксениты, 3 — тылаиты, 4 — полосатые и массивные габброиды с равномернозернистой гранобластовой структурой, 5 — эпигабровый комплекс, 6 — роговики и диафториты по ним (кытлымиты), 7 → амфиболиты, 8 — зеленые сланцы и зеленокаменные вулканиты эрдовика (?), 9 — векторы падения полосчатости (длина стрелок обратно пропорциональна углу падения), 10 — линии простирания полосатых текстур, 11 — тоже — трахитоидных текстур, 12 — то же метаморфической полосчатости и сланцеватости в роговиках, амфиболитах и зеленых сланцах

покоя, они все же участвовали в общем пластическом течении, которым была охвачена вся габбро-гипербазитовая масса.

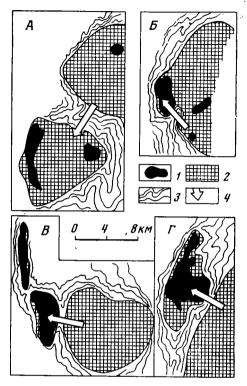
В отдельных случаях по границам жестких участков могли происходить срывы, отделявшие их от зон пластического течения. В частности, дунитовое тело Желтой Сопки обнаруживает явную тенденцию отделиться по зоне сверхтонкополосчатых троктолитов от большого поля бластомилонитов. Дунитовые тела Вересового и Светлого Бора в Качканарском массиве, генетически тождественные Желтой Сопке, уже не

имеют прямой связи со стратифицированным полем Качканара и отделены от него роговиками и амфиболитами. Такое же положение занимает дунитовое тело Соловьевой горы в Тагильском массиве, отделенное от стратифицированной массы на востоке широкой полосой роговиков и диафторитов по ним. Геофизические данные подтверждают представление об этих телах как о бескорневых мегабудинах, облекаемых метаморфизованными и деформированными вулканогенными породами.

Рис. 10. Схемы, иллюстрирующие различия в тектонической позиции дунитовых тел западной части Платиноносного пояса Урала

Сосновское, A — Кытлымский массив. Косьвинское и Иовское дунитовые тела составляют единое целое с эпидунитовым комплексом и деформированы вместе с ним. Б — массив Денежкин Ка-мень. Дунитовое тело Желтой Сопки контактирует со стратифицированным эпидунитовым комплексом по «горяче-му» тектоническому шву, образовавшемуся в процессе продвижения дунитового тела от места его первоначального залегания. Образовавшийся разрыв заполнен роговиками. В — Качканарский массив. Дунитовые тела Светлого и Вересового Бора полностью отчленены от поля эпидунитового комплекса и со всех сторон окружены роговиками и амфиболитами. Г — Тагильский массив. Тот же случай — дунитовое тело Соловьевой горы отделено от поля эпидунитового комплекса полосой роговиков

1 — дуниты, 2 — эпидунитовый комплекс, 3 — метаморфиты пироксен-роговиковой и амфиболитовой ступени, 4 — предполагаемые направления, по которым происходило расчленение некогда единых блоков



Детальные карты платиноносных массивов дают возможность предполагать, что существует непрерывный ряд структурной позиции жестких участков, приуроченных к западным контактам,— от положения дунитовых тел Кытлымского массива, составляющих неразрывное целое со стратифицированным пироксенит-тылаитовым разрезом, к положению Желтой Сопки, существующей как бы накануне отрыва от главной массы гипербазитов и габброидов, до позиции уже отторгнутых тел Качканарского, Тагильского и Ревдинского массивов. Как правило, промежуток, возникающий при отторжении таких тел, заполняется роговиками и амфиболитами. В некоторых случаях можно предположить разрыв и крупных стратифицированных полей. Например, есть основания считать, что Косьвинская и Тылай-Конжаковская структуры в Кытлымском массиве, сложенные одной серией пород, образовались при разрыве крупного габбро-гипербазитового блока с заполнением образовавшегося широтного промежутка роговиками (рис. 10).

В свете изложенного находит рациональное объяснение также факт существования в некоторых массивах нескольких конфокальных структур, каждая из которых имеет свой структурный план. Так, в Кытлымском массиве картируется пять автономных структур, в Денежкинском — две. Каждая из них, по-видимому, представляет собой самостоятельный тектонический блок со своей «горячей тектоникой», а места сочленения таких блоков — высокотемпературные тектонические швы. Аггломерация блоков — структур дает геологические тела — массивы.

## ДЕФОРМАЦИИ ПРИ УМЕРЕННЫХ И НИЗКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Деформации на температурных уровнях, соответствующих амфиболитовой и зеленосланцевой фациям, в массивах Платиноносного пояса имеют в общем ограниченное распространение. В габброидах Кумбинского массива на Северном Урале при картировании прослежена довольно крупная зона динамотермального метаморфизма, отделяющая небольшое дунитовое тело Гладкой Сопки от поля габбро-норитов. Эта зона выходит непосредственно к внешнему контакту массива с зеленокаменными эффузивами. Общая ее длина — около 10, ширина — до 0,5—1 км. Если следовать по разрезу зоны с востока на запад, можно

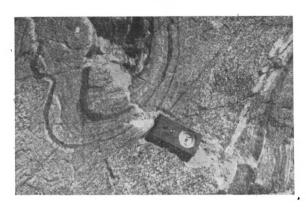


Рис. 11. Новообразованная метаморфическая полосчатость, пластическая деформация и признаки метаморфической дифференциации (появление темных мономинеральных слоев) в пироповых амфиболитах, образовавшихся по троктолитам массивной текстуры. Кемпирсайский массив

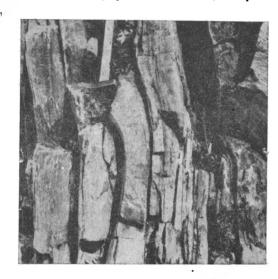
видеть появление в монотонном, массивном светло-сером габбро-норите сначала редких, а затем все более частых и мощных участков пластической деформации, где порода приобретает тонкополосчатую текстуру, но не ламинарную, а с многочисленными складками, флексурами, пережимами и срывами. В деформированных участках безводные минералы исчезают и порода приобретает амфибол-плагиоклазовый состав, т. е. состав амфиболита. Постепенно габбро-нориты исчезают, сохраняясь в амфиболитовой массе лишь в виде будин. Полосатые, но не сланцевые амфиболиты обнаруживают под микроскопом вполне изотропную гранобластовую структуру, что опять-таки, как и в полосатых габбро, говорит о снятии напряжений путем перекристаллизации, почти одновременной с деформацией. Кумбинская зона в некотором отношении аналогична «горячему» тектоническому шву Желтой Сопки. Она разделяет два относительно стабильных блока внутри массива, фиксируя интенсивные деформации и метаморфизм между ними.

В крупных альпинотипных массивах Полярного и Южного Урала деформации на температурном уровне амфиболитовой фации распространены очень широко. Здесь всегда выделялись обширные поля пород неясного генезиса, объединяемых под названием «габбро-амфиболиты». Детальное изучение этих образований приводит к выводу, что во многих случаях краевые части массивов были деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации вместе с породами экзоконтакта как единое целое. Не рассматривая здесь генетические вопросы, отметим лишь, что явления пластического течения распространены в «габбро-амфиболитовых» зонах очень широко. Так, в Кемпирсайском массиве, в разрезе по р. Куагач, описанном Н. П. Херасковым (1967)

и нами (Ефимов, Царицын, 1975), массивные, неполосчатые троктолиты превращаются в зоне сверхдавления в пироповые амфиболиты — резко полосчатые (но не сланцеватые, с гранобластовой структурой) крупнозернистые породы с многочисленными признаками пластической деформации и метаморфической дифференциации (рис. 11). В массивах Сыум-Кеу и Войкаро-Сыньинском на Полярном Урале по полосатым габброидам на огромных площадях образуются полосатые же, но также не сланцеватые гранатовые амфиболиты.

Метаморфические преобразования габбро-гипербазитовых комплексов на уровне зеленосланцевой фации иногда протекают без деформации или сопровождаются лишь локальными деформациями, как, напри-

Рис. 12. Тонкая полосчатость и сланцеватость, образовавшаяся при метаморфизме габброидов в условиях зеленосланцевой фации. Войкаро-Сыньинский массив



мер, в южных массивах Платиноносного пояса — Ревдинском и Тагильском. В таких случаях породы, теряя первичный состав, полностью сохраняют свой текстурно-структурный рисунок, т. е. новообразованная зеленокаменная порода представляет собой по существу псевдоморфозу. Во многих альпинотипных массивах процесс зеленокаменного перерождения, напротив, сопровождается интенсивным пластическим течением, приводя к возникновению синхронной с метаморфизмом новообразованной полосчатости.

Яркие примеры деформации гипербазитов и габброидов на температурном уровне зеленосланцевой фации можно наблюдать в так называемой восточной габбро-амфиболитовой зоне Войкаро-Сыньинского массива. Зеленокаменные породы резко отличаются от продуктов высокотемпературного метаморфизма, во-первых, тем, что их микрос труктура фиксирует пластическое течение (ориентировка призм амфибола и чешуек хлорита), а во-вторых, тем, что в них возникает отчетливо выраженная тонкая сланцеватость, и породы по внешнему облику приближаются в типичным сланцам (рис. 12). Породы расслаиваются, причем тенденция к образованию срывов вдоль сланцеватости особенно заметна на границах петрографически различных слоев. Так возникают будины более массивных и менее измененных пород в отчетливо сланцеватой матрице. Если же мысленно снять зеленокаменный метаморфизм, например с разреза той же восточной зоны Войкаро-Сыньинского массива, то можно обнаружить, что он полностью аналогичен монолитным (не сланцеватым) разрезам габбро-гипербазитовых серий Платиноносного пояса. Появление при зеленокаменном метаморфизме множества поверхностей срыва благоприятствует скольжению одних слоев по другим и приводит в конечном счете к дезинтеграции некогда монолитного разреза с расчленением его на серию тектонических пластин, линз и будин. Дальнейшая деформация в условиях низких температур сопровождается холодным дроблением, образованием милонитов (рис. 13),

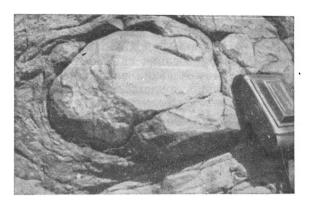


Рис. 13. Блок массивного пироксенита в «холодном» сланцеватом пироксенитовом милоните. Тагильский массив

тектонических блоков и, наконец, меланжа, представляющего собой последнюю ступень тектонического преобразования габбро-гипербазитовых комплексов в земной коре.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Из сказанного следует, что габбро-гипербазитовые комплексы Урала, рассматривавшиеся прежде и петрологами, и тектонистами в первом приближении как монолитные жесткие глыбы, в действительности претерпели длительную и сложную деформацию. И если процессы их преобразования при умеренных и низких температурах никем не оспаривались (хотя особенного внимания до недавних пор и не привлекали), то деформации при температурах, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, долгое время по существу игнорировались.

Почему же в течение почти столетия исследователи, среди которых были необычайно тонкие наблюдатели, не видели признаков высокотемпературных деформаций в гипербазитах и габброидах Урала? Лучше всего объясняют этот странный факт слова Н. К. Высоцкого — автора классической монографии, посвященной Платиноносному поясу: «Эта полосчатая структура... представляет собой явление первичное, так как в описываемых габбро всякие следы динамометаморфизма в большинстве случаев отсутствуют совершенно, а если и появляются, то лишь в такой слабой степени, как обычное погасание, изгибы и микроскопические сдвиги лейстовидных кристаллов, местные раздробления отдельных более крупных зерен и т. под.» (1913, стр. 385).

Вот в чем дело! Даже самых внимательных наблюдателей гипнотизировала ненапряженная микроструктура, не допускавшая мысли о тектонической природе полосатых пород. Они не принимали во внимание возможность полной перекристаллизации при высокой температуре, т. е. явления, аналогичного отжигу в металлургии, уничтожающему все следы деформации в микроструктуре.

Наблюдения говорят о том, что отжиг свойствен всем тектонитам, образующимся при температурах гранулитовой, и части тектонитов амфиболитовой фаций метаморфизма. Однако уже в низах амфиболитовой

ступени и повсеместно при зеленокаменном метаморфизме деформация

фиксируется как в текстуре, так и в структуре горных пород.

Есть основания выделять в истории формирования габбро-гипербазитовых комплексов Урала две тектонические эпохи. Первая характеризуется общей обстановкой растяжения, и ее следы, по-видимому, можно наблюдать в относительно стабильных, нестратифицированных участках массивов. С этой эпохой, вероятно, связан алюмокальшиевый метасоматоз магнезиального гипербазитового субстрата, приведший к появлению сложного комплекса кальциевых гипербазитов и габброидов. имевшего первоначально хаотическое строение. Это, в самом общем виде, штокверк жил, пронизывающих первичный субстрат. Температуры его образования были высокими (800—1000° C), давления — низкими. Это не противоречит предположению, что первая тектоническая эпоха имела место в низах древней океанической коры и в верхах мантии под нею. Наиболее неясным моментом эпохи остается мошный гипотетический процесс метасоматоза. Его проявления сейчас невозможно этрицать, однако агент метасоматоза, его источник, экзотический химизм, не имеющий аналогий ни в одной из формаций коры, отсутствие комплементарных продуктов — все это остается загадочным.

Вторая тектоническая эпоха — это эпоха сжатия. Габбро-гипербазитовые комплексы хаотического строения испытывают значительные напряжения, связанные, как можно предполагать, с выведением их в структуры складчатых зон. Начинается высокотемпературное пластическое течение огромных монолитных масс, приводящее к возникновению полосатых текстур. Метасоматоз при этом, по-видимому, не играл заметной роли, зато широко проявились метаморфическая дифференциация вещества и полная перекристаллизация пород, благодаря чему мы не имеем в продуктах начала этой эпохи следов движения в микроструктуре. Возможно, что продуктами начала эпохи являются полосатые серии, сложенные породами с ненапряженной равномерно-зернистой гранобластовой структурой. Однако во многих случаях движение габбро-гипербазитовых масс было длительным и сопровождалось образованием не полностью перекристаллизованных бластомилонитовых серий, а по мере остывания — тектонитов все более низкого температурного уровня, вплоть до зеленых сланцев, холодных тектонитов и меланжа. Для Платиноносного пояса характерно, по-видимому, сравнительно быстрое внедрение габбро-гипербазитовых масс с образованием в экзо- и эндоконтактах «горячих» тектонитов. Для большинства же альпинотипных массивов Урала фиксируются длительные движения, продолжавшиеся и после полного остывания глубинных масс.

Все продукты эпохи сжатия — типично метаморфические породы, по существу — кристаллические сланцы фемического состава. Мы снова, но на новом уровне, возвращаемся к забытым представлениям предшественников: как известно, Е. С. Федоров (1888) называл уральские полосатые габбро «сиенито-гнейсами».

По-видимому, своеобразная внутренняя структура габбро-гипербазитовых массивов Урала, их «горячая тектоника» есть прежде всего результат транспортной деформации, связанной с продвижением глубинных блоков в верхние горизонты коры. Мы должны отчетливо осознать, что независимо от наших представлений о предыстории габбро-гипербазитовых комплексов, в своем теперешнем виде они практически полностью сложены горными породами, являющимися прежде всего тектонитами. Следует окончательно отказаться от представления о габброгипербазитовых массивах как о монолитных глыбах с таинственной протоструктурой, вызванной какими-то причинами помимо тектонических.

- Артамонова В. А. Роль вмещающих толщ и процессов метаморфизма в формировании габброидных комплексов. В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала,
- т. 1. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1963.

  Варлаков А. С. История формирования Хабарнинской гипербазитовой интрузии.— В сб.: Второе Уральское петрогр. совещ., Тезисы докл., вып. 2. Изд. УФАН СССР, Сверд-
- ловск, 1966. Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород.— Докл. АН СССР, 1952, т. 87, № 5.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 65, 1962.
- Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на
- Урале.— Тр. Геолкома, нов. серия, вып. 62, 1913. Ефимов А. А. Контактовые явления и образование кытлымитов в Кытлымском платиноносном массиве. — В сб.: Материалы по геологии и полезн. ископ. Урала, вып. 10. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. В сб.: Материалы по
- геологии и полезн. ископ. Урала, вып. 13. М., «Недра», 1967<sub>1</sub>. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Генетическое значение степени равновесности габброидов.
- Докл. АН СССР, 19672, т. 175, № 1. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового
- массива.— Сов. геология, 1974, № 5. . Ефимов А. А., Царицын Е. П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива. Тр. Свердловского горн. ин-та, вып. 116, 1975.
- Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Материалы по общей и прикладн. геологии, вып. 108. Л., Изд-во Геолкома, 1928.
- Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Особенности метасоматического преобразования гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). В сб.: Асбесты СССР, вып. 1. М., 1974.
- Кусиро И., Йодер Г. С. Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давле-
- ниях.— В сб.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

  Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., т. 30, 1900.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
- Москалева С. В. О генезисе некоторых гипербазитов Урала. Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 1.
- Паланджян С. А. Процессы метаморфизма в офиолитовом поясе Малого Кавказа.— В сб.: Асбесты СССР, вып. 1. М., 1974.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Решитько В. А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение. В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1, Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1963.
- Рудник Г. Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. — В сб.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов.
- М., «Наука», 1965.

  Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала.— В сб.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолиздат,
- Уйэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.
- Федоров Е. С. Сиенито-гнейсы Северного Урала. Изв. Геолкома, 1888, т. 7, № 1.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избранные труды. М., «Наука», 1967.
- Штейнберг Д. С. Некоторые петрологические критерии поисков эндогенных железорудных месторождений Урала.— В сб.: Материалы по геологии и полезн. ископаемым Урала, вып. 5. Свердловск, 1958.

Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, Свердловск

Статья поступила 6 февраля 1976 г.

УДК 523.4+551.1/4

#### А. Л. СУХАНОВ

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УЧАСТКА МАРСА, ЗАСНЯТОГО АВТОМАТИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ «МАРС»

Рассмотрены стратиграфия и тектоника участка Марса площадью около 4,5 млн.  $\kappa M^2$  в районе 10—45° ю. ш. и 10—80° з. д. По сравнению с Луной на Марсе более интенсивно развиты процессы аккумуляции, эрозионной переработки и переотложения материала, протекавшие наряду с вулканизмом и метеоритной бомбардировкой.

Рассматривая особенности геологического дешифрирования и возможные варианты легенды к геологическим картам Марса, необходимо помнить, что хотя в целом рельеф Марса сходен с рельефом Луны, все же ряд особенностей строения марсианского рельефа не позволяет автоматически переносить на него те приемы картирования, которые были разработаны для лунной поверхности. Представляется несомненным, что Марс отличается от Луны как характером проявления эндогенных процессов, так и наличием экзогенных факторов переработки рельефа (помимо метеоритной бомбардировки), которые не свойственны Луне, а на Марсе, видимо, были гораздо сильнее развиты в прошлом. Таким образом, для картирования Марса необходимо разрабатывать новую методику дешифрирования фотоснимков. Разработка ее должна опираться на материал по гораздо более обширным площадям с более раэнообразным рельефом, чем тот, что имеется сейчас в нашем распоряжении. Используя лишь те фотографии, которые были сделаны станциями «Марс-4,5» (в феврале — марте 1974 г.), и отдельные снимки американских космических аппаратов, надо отдавать себе отчет в том, что полученные выводы останутся во многом гипотетичными. Последнее усугубляется еще и тем, что отдельные фотографии или их участки имеют недостаточное разрешение.

В целом результаты дешифрирования снимков автоматических станций «Марс» не противоречат данным, полученным ранее по снимкам аппаратов серии «Маринер». Полученная в результате этой работы легенда к карте может быть представлена в следующем виде.

## МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. КРАТЕРНАЯ РАВНИНА

Кратерная равнина распространена на востоке, северо-востоке и небольшими участками на западе рассматриваемой территории. Это местность, покрытая беспорядочно рассеянными кратерами с редкими трудноразличимыми линейными деталями. По сравнению с «нормальным» частотным распределением кратеров по диаметрам здесь для кратеров диаметром менее 15 км наблюдается отчетливый дефицит.

Изредка на этой поверхности встречаются линейные структуры протяженностью 20—50 км. Морфология их читается плохо; это могут быть и тектонические, и эрозионные формы.

Кроме того, здесь отмечены неправильные удлиненные западины с четкими и крутыми бортами; некоторые из них незамкнуты и как бы сливаются одной стороной с окружающей равниной. На крайнем севе-

ро-востоке видна изогнутая борозда, похожая на долину.

Дефицит кратеров менее 15 км диаметром (перекрытых?), присутствие деградированных (но не разрушенных последующими метеоритными ударами) кратеров, равнинный характер и следы эрозионной деятельности — все это позволяет предполагать, что данная местность не является первичной поверхностью Марса, переработанной только метеоритной бомбардировкой, а подвергалась экзогенным воздействиям и, видимо, перекрыта каким-то покровом. Мощность его неравномерна, поскольку он, очевидно, скрывает популяцию разноразмерных кратеров, но в среднем она должна быть около 300—500 м, т. е. соответствует высоте внешних склонов валов 15-км кратеров.

Кратерная равнина перекрыта в центре и на западе территории гладкими покровами, а кратерная популяция равнины затронута дислокациями Аргира, поэтому ее следует относить к наиболее древним обра-

зованиям района.

## АРГИРСКАЯ КОРДИЛЬЕРА

В пределах заснятой территории расположены северная и северовосточная части впадины Аргир, диаметр которой около 1200 км. Впадина окружена кордильерой, очень похожей на кордильеры лунных морей. Так же как и в Апеннинской кордильере Моря Дождей на Луне, здесь выделяются две зоны: зона расчлененного рельефа внутренней части кордильеры и внешняя зона умеренного рельефа шириной 150—250 км.

Внутренняя зона разбита на 2—3 концентрические гряды, разделенные протяженными впадинами с выровненной поверхностью. Гряды состоят из отдельных пиков, холмов, грядок, борозд, остатков деформированных кратеров, полупогребенных и немногочисленных новообразованных кратеров. Все концентрические тряды разбиты многочисленными разрывами. Внешняя зона характеризуется сглаженным мягкохолмистым рельефом, и разрывы здесь видны слабее.

На востоке граница внешней зоны с кратерной равниной весьма расплывчата. Субрадиальные гребни и холмы постепенно понижаются и незаметно сливаются с окружающей местностью. Поэтому мы считаем, что возраст образования кордильер сопоставим с возрастом кратерной равнины или несколько моложе. Если кордильеры сложены выбросами из Артира, то они дерекрывают кратерную равнину; если же кордильеры сложены приподнятыми блоками, то в результате эрозии здесь могут обнажиться несколько более древние породы.

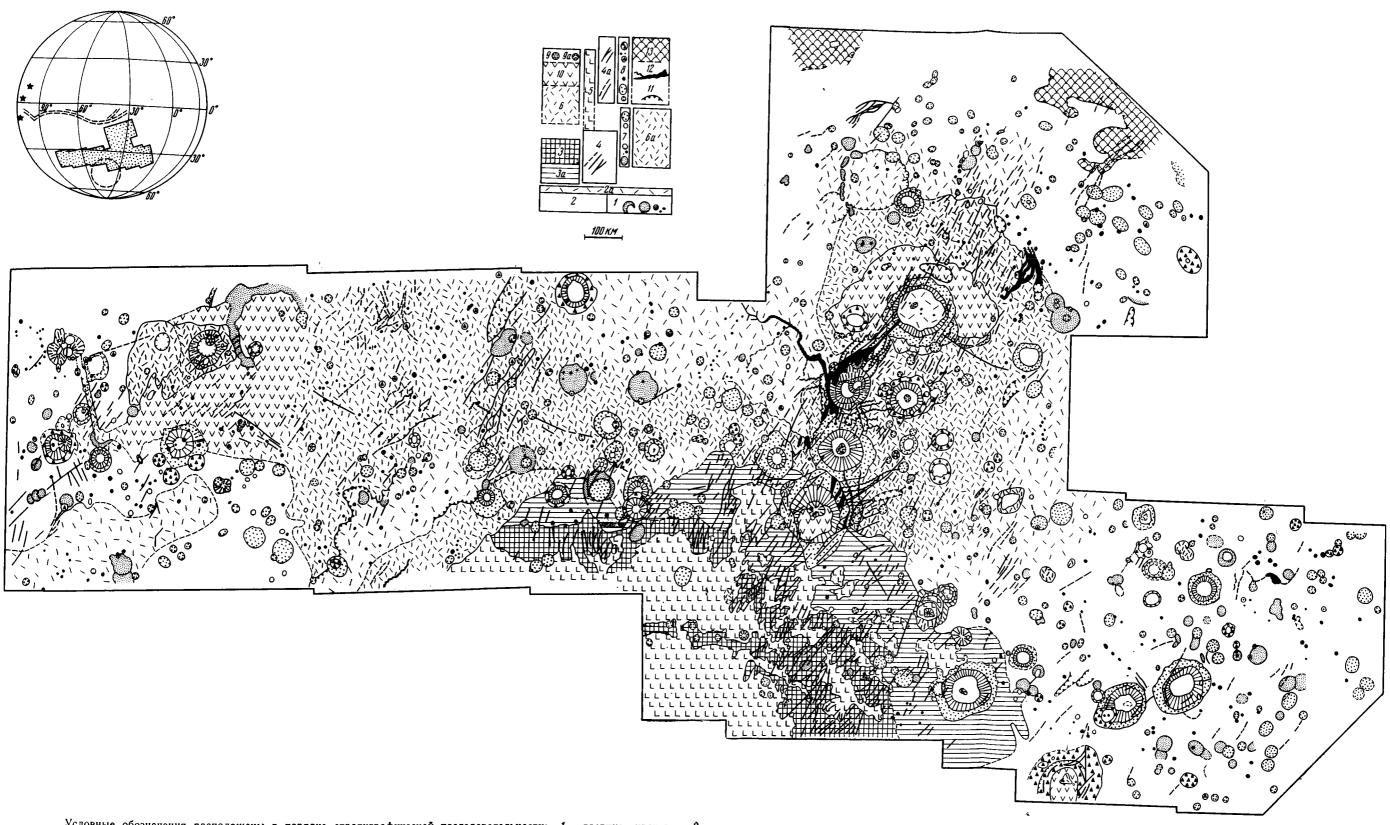
На западе обе зоны Аргирской кордильеры отчетливо перекрыты

северо-западными покровами, очевидно, более молодыми.

#### ЛАВЫ

Впадина Аргир и субконцентрические понижения в ее кордильерах заполнены породами с ровной поверхностью и «ингрессивными» кроющими контактами. Никаких структур на их поверхности не видно, а границы местами довольно расплывчаты, но по аналогии с лунными морями их, видимо, следует считать лавами.

Отдельные кратеры на крайнем западе и севере территории также частично перекрыты аналогично кратерам лунных морей. Однако данных, позволяющих трактовать эти образования однозначно как лавовые потоки, еще недостаточно.



Условные обозначения расположены в порядке стратиграфической последовательности: 1—древние кратеры; 2—3—расчлененный рельеф Адгирской кордильеры (a—умеренно расчленный рельеф Аргирской кордильеры); 4—кратерная равнина (a— кратерная равнина, предположительно перекрытая покровами); разрывы вокруг Аргира (a—разрывы северо-восточного простирания); 5—лавы Аргира; 6—покровы в западной части района (a—покровы в северо-восточной части района); 7— кратеры древнего и среднего возраста; 8—кратеры молодого и среднего возраста; 9— вулканы (a—вулканы предполагаемые); 10—вулканические накопления предполагаемые; 11—эрозионные уступы; 12—долинные формы; 13—хаотический рельеф дна каньонов. Масштаб непостоянен. На врезке показано положение заспятого участка, а также Аргирская кордильера (пунктир), система каньонов (двойной пунктир) и три крупных вулкана (звездочки)

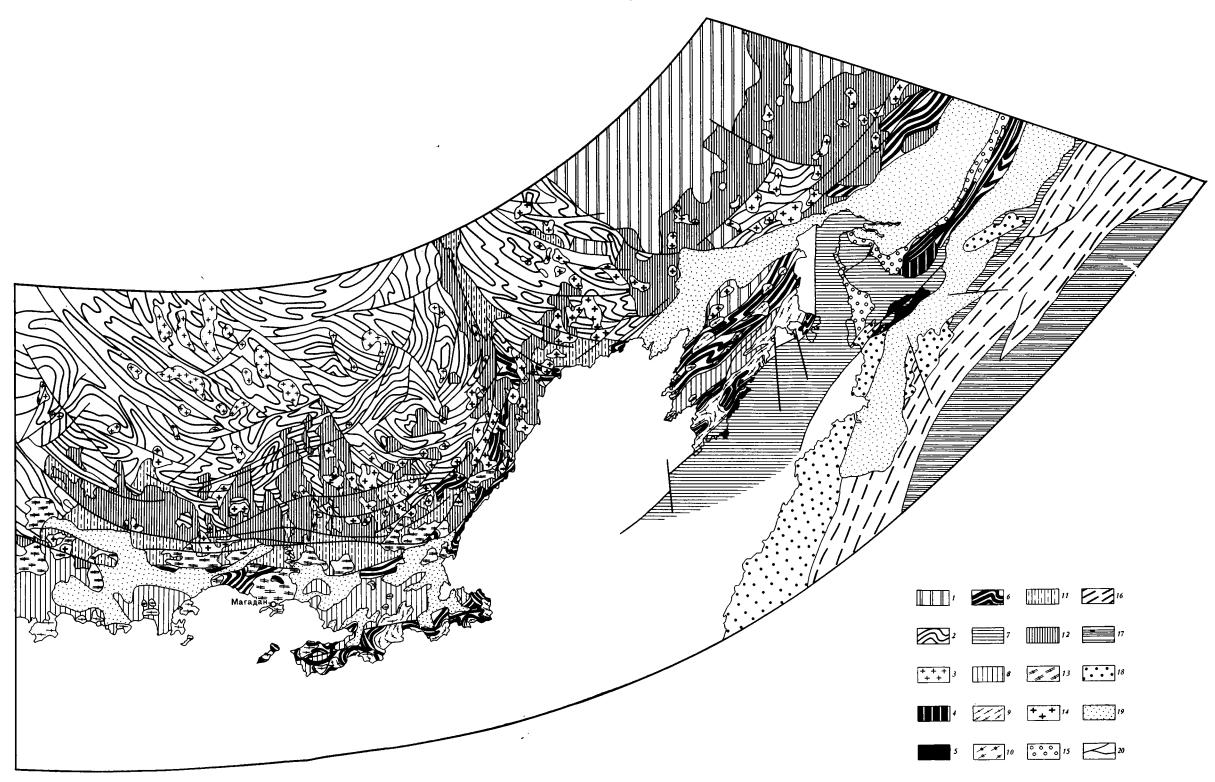


Рис. 1. Тектоническая схема Охотского региона и Северо-Западной Қамчатки

1—3 — мезозоиды СССР, сформировавшиеся на континентальной дорифейской коре, местами с существенной ее переработкой: 1 — массивы и блоки континентальной коры, обнажающиеся на поверхности; 2 — многеосинклинальные комплексы рифейско-позднеюрского возраста; 3 — интрузии позднеюрско-раннемеловых гранитоидов; 4—15 — Тайгоносско-Западно-Корякская позднемезозойская складчатая система, сформировавшаяся в палеозое — мезозое в зоне перехода континентального и океанического блоков земной коры: 4 — блоки меланократового фундамента доордовикского возраста, представленного преимущественно габброидами; 5 — выходы меланократового фундамента, представленного гипербазитами, эклогитами и метаморфическими породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма в зоне вторичного растяжения земной коры; 6 — геосинклинальные комплексы раннепалеозойско-позднеюрского возраста; 7 — зона вторичного растяжения земной коры с эвгеосинклинальным разрезом позднеюрско-раннемелового возраста; 8—14 — орогенные структуры позднеюрско-мелового возраста и ассоцинрующие с ними гранитоиды (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), 8—10—внутренняя зона пояса: 8 — унаследованные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, сложенные в нижней части вулканогенными породами преимущественно сред-

него и основного состава, а в верхней — морской и континентальной угленосной молассой и вулканитами среднего и кислого состава; 9 — раннемеловые интрузии габброгранодиорит-гранитного состава; 10 — ранне-позднемеловые интрузии граносиенитов и субщелочных гранитов; 11—14—внешняя зона пояса: 11 — наложенные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, сложенные вулканогенными комплексами среднего, основного состава и континентальной нижней молассой; 12—наложенные структуры ранне-позднемелового возраста, сложеные вулканитами преимущественно кислого состава и континентальной верхней молассой; 13 — ранне-позднемеловые интрузии габброгранодиорит-гранитного состава; 14 — позднемеловые интрузии гранитов и граносиенитов; 15 — орогенные структуры позднемелового возраста, сложенные морской и паралической угленосной верхней молассой; 16—18 — мезозойско-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья, сформировавшиеся на коре океанического типа: 16 — геосинклинальные комплексы среднепалеозойского-позднемелового возраста; 17 — эвгеосинклинальные комплексы позднемелового-палеогенового возраста; 18 — кайнозойские наложенные прогибы и впадины; 19 — плиоцен-четвертичные впадины; 20 — разломы

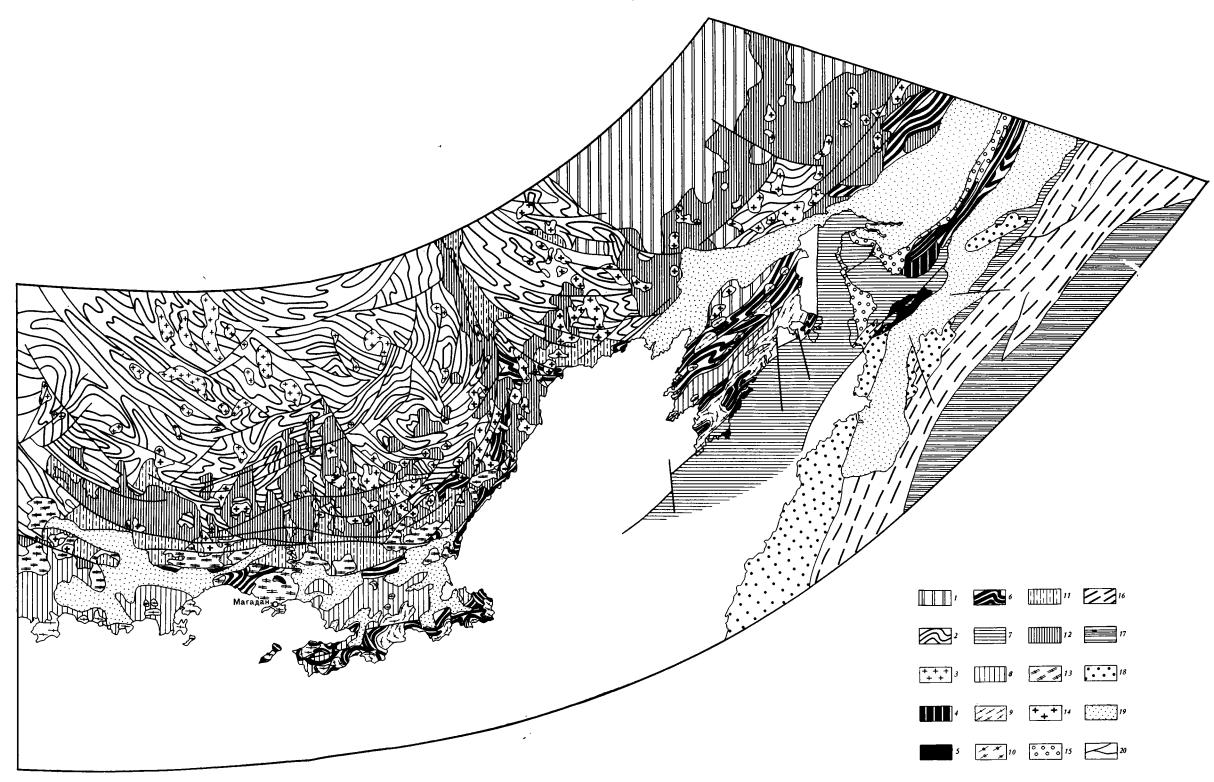


Рис. 1. Тектоническая схема Охотского региона и Северо-Западной Қамчатки

1—3 — мезозоиды СССР, сформировавшиеся на континентальной дорифейской коре, местами с существенной ее переработкой: 1 — массивы и блоки континентальной коры, обнажающиеся на поверхности; 2 — многеосинклинальные комплексы рифейско-позднеюрского возраста; 3 — интрузии позднеюрско-раннемеловых гранитоидов; 4—15 — Тайгоносско-Западно-Корякская позднемезозойская складчатая система, сформировавшаяся в палеозое — мезозое в зоне перехода континентального и океанического блоков земной коры: 4 — блоки меланократового фундамента доордовикского возраста, представленного преимущественно габброидами; 5 — выходы меланократового фундамента, представленного гипербазитами, эклогитами и метаморфическими породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма в зоне вторичного растяжения земной коры; 6 — геосинклинальные комплексы раннепалеозойско-позднеюрского возраста; 7 — зона вторичного растяжения земной коры с эвгеосинклинальным разрезом позднеюрско-раннемелового возраста; 8—14 — орогенные структуры позднеюрско-мелового возраста и ассоцинрующие с ними гранитоиды (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), 8—10—внутренняя зона пояса: 8 — унаследованные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, сложенные в нижней части вулканогенными породами преимущественно средвозраста, сложенные в нижней части вулканогенными породами преимущественно средвозраста.

него и основного состава, а в верхней — морской и континентальной угленосной молассой и вулканитами среднего и кислого состава; 9 — раннемеловые интрузии габброгранодиорит-гранитного состава; 10 — ранне-позднемеловые интрузии граносиенитов и субщелочных гранитов; 11—14—внешняя зона пояса: 11 — наложенные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, сложенные вулканогенными комплексами среднего, основного состава и континентальной нижней молассой; 12—наложенные структуры ранне-позднемелового возраста, сложенные вулканитами преимущественно кислого состава и континентальной верхней молассой; 13 — ранне-позднемеловые интрузии габброгранодиорит-гранитного состава; 14 — позднемеловые интрузии гранитов и граносиенитов; 15 — орогенные структуры позднемелового возраста, сложенные морской и паралической угленосной верхней молассой; 16—18 — мезозойско-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья, сформировавшиеся на коре океанического типа: 16 — геосинклинальные комплексы среднепалеозойского-позднемелового возраста; 17 — эвгеосинклинальные комплексы позднемелового-палеогенового возраста; 18 — кайнозойские наложенные прогибы и впадины; 19 — плиоцен-четвертичные впадины; 20 — разломы

Покровные отложения развиты вокруг кратера Холден и в районе северо-западнее впадины Аргир.

Область покровных отложений северо-западнее Аргира расположена между 50 и 65° з. д. Выделяются эти породы по перекрытию ими Аргирской кордильеры и по почти полному отсутствию кратеров в их пределах. Присутствуют лишь мелкие кратеры (примерно до 15 км) хорошей сохранности, так что, по-видимому, они образовались позднее, чем был сформирован основной рельеф местности. Более крупные и более древние кратеры скорее всего перекрыты, и, таким образом, мощность покрова должна составлять сотни метров (до 500—1000 м). Определить эту цифру ближе не представляется возможным, поскольку перекрытию подверглись, очевидно, не молодые кратеры, для которых известно соотношение высоты вала и диаметра, а частично разрушенные и, возможно, полузасыпанные кратеры, для которых это соотношение изменено. Несколько контуров таких перекрытых кратеров проступает вдоль восточного края области развития покрова.

На крупномасштабных снимках видно, что внутри покрова кратеры имеют мягкие, как бы «оплывающие» валы с радиальными расплывчатыми бороздами, видимо, следами перемещения рыхлого материала в кратеры. Это может рассматриваться как признак покрова, даже если в кадре не видно его границы. Следы оползания материала видны и в основании одного из уступов на покрове, где этим материалом перекрыты несколько лунок. Материал покрова по крайней мере местами подвергся экзогенной переработке: здесь присутствуют извилистые разветвленные борозды, схожие с земными руслами, а в устье одного из русел виден шлейф материала, похожий на конус выноса (34° ю. ш., 54.5° з. д.).

Покров у кратера Холден обрамляется с востока четким уступом. В этот уступ врезаны эрозионные долины, которые, очевидно, выносили его материал и отлагали на окружающей равнине. На этом покрове нет крупных кратеров, зато повышено число мелких лунок, которые отличаются чашевидной формой, хорошей сохранностью, в нескольких случаях они группируются в цепочки. Часть этих лунок удлинена в северо-восточном направлении вдоль разрывов, радиальных относительно впадины Аргир. Своеобразный вид этих лунок позволяет предположить, что происхождение их отлично от происхождения кратеров окружающей равнины; но как именно они возникли — неясно: это может быть и мерзлотное протаивание, и суффозия, и дегазация, и ветровая эрозия. На поверхности покрова видны также борозды восток-северо-восточной ориентировки, которые обрываются и исчезают у края покрова, и поэтому вряд ли могут быть тектоническими. Возможно, они также возникли в результате ветровой эрозии.

В целом покров располагается на поднятии высотой 1—2 км, а его центральная часть, непосредственно вокруг кратера Холден, приподнята больше всего: она четко дешифрируется как сглаженная темная шапка какого-то материала; в пределах этой шапки разрывы исчезают; на ней видны своеобразные западины без валов поперечником в несколько десятков километров. По-видимому, материал этой шапки отличается от материала нижележащего покрова, например, это могут быть туфовые или лавовые накопления. Возможно, что между образованием основного покрова и образованием перекрывающей шапки был какой-то перерыв.

Южнее, в районе кратера Бонд, признаки покровного строения видны не так хорошо, но на крупномасштабном кадре 23.II.09 отчетливо видно, что слой какого-то материала перекрывает северо-восточные гряды и в свою очередь прорезается долинами, открывающимися на более пониженную область; при этом видны признаки выноса материала покрова на нижележащую местность.

## КРАТЕРНАЯ РАВНИНА, ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ПЕРЕКРЫТАЯ ПОКРОВАМИ

Поля этих образований окаймляют области покровных отложений и, по сути дела, они являются переходными разновидностями между образованиями равнины и покровами. На мелкомасштабных фотографиях они практически неотличимы от материала равнины и характеризуются только относительно несколько большей сглаженностью рельефа; лишь местами видны признаки маломощных покровов, перекрывающих кратерную равнину. Возможно, более детальные фотографии позволили бы разделить эти образования и отнести их либо к кратерной равнине, либо к маломощным краям покровов. Возможно также, что эти образования являются покровами более древними, чем покровы вокруг кратера Холден и на северо-западе района (северо-восточнее кратера Холден видны останцы 200-км полукольцевой структуры, очевидно, перекрытой какими-то отложениями; однако они в свою очередь перекрыты покровами кратера Холден).

### пролювиальные и оползневые отложения

По всей территории встречаются извилистые долины до сотен километров длиной. Очевидно, что по ним переносился какой-то материал. Однако места переотложения этого материала устанавливаются редко по небольшим «конусам выноса» в устьях долин.

Скопления пролювия должны присутствовать, например в районе кратеров Хейл, Бонд и Qz: здесь проходит меридиональный уступ, к которому с востока подходит серия долин и оврагов. (Маловероятно, что уступ является бортом гипотетической меридиональной долины, а продолжение формирования долины после образования кратеров Бонда и Хейла с «перехлестом» воды через эти кратеры мы считаем невозможным.)

Другая область переотложения материала — нижняя часть Ниргальской долины, кажущаяся с первого взгляда естественным продолжением русла, контролируется разрывами и, по сути дела, представляет собой грабен, который слепо кончается, упираясь в вал кратера Холден. Часть вала здесь просела в грабен, но тем не менее создает барьер для дальнейшего распространения долинного материала. В районе этого грабена и его южного притока вдоль долины прослеживаются дуговидные трещины, по которым отдельные блоки (десятки километров в поперечнике) проседают, очевидно, оползая в долину. Таким образом, здесь, видимо, действовали мерзлотные или суффозионные процессы.

Аналогичные отложения должны присутствовать на дне Копратского каньона — понижения, окраины которого видны на севере района. Извилистые очертания этого понижения свидетельствуют о попятном движении борта каньона, врезающегося в кратерную равнину, а хаотический рельеф дна каньона, видимо, образован оползневыми блоками и пролювием. (В районе северо-восточнее заснятой территории вокруг понижений с хаотическим рельефом развиты такие же дуговые трещины оползания, как вокруг Ниргальского грабена.)

## ЭОЛОВЫЕ НАКОПЛЕНИЯ '

Существование ветровой эрозии можно предполагать по сглаженности склонов даже самых молодых кратеров и по мелким прерывистым бороздам и удлиненным депрессиям, видимо, дефляционного происхож-

дения, так как их ориентировка не совпадает с направлением тектонических элементов.

Но остается неизвестным, где расположены области эоловой аккумуляции. Очевидно, эоловыми процессами образованы северо-западные языки и полосы с повышенным или пониженным альбедо; скорее всего это лишь маломощные пылевые плащи, поскольку они не маскируют подстилающего рельефа.

#### КРАТЕРЫ

На снимках видны кратеры от сотен метров до 150—200 км в поперечнике. В целом они сходны с лунными кратерами, отличаясь от последних большей сглаженностью, «затушеванностью» деталей рельефа. Лишь в отдельных случаях удается различить реликты «струйчатого» рельефа выбросов вокруг кратеров.

Мы считаем, что надежно разделить кратеры по возрасту можно лишь на три генерации, поскольку редкость кратерных перекрытий не позволяет сравнивать степень сохранности разновозрастных кратеров

разного размера.

1. Древние кратеры — реликтовые формы, слабо проступающие изпод покровов.

2. Средние — сглаженные неглубокие плоскодонные формы; внешние склоны выделяются слабо или не видны совсем.

3. Молодые — четкие глубокие кратеры, иногда с террасами и струк-

турированным внешним склоном.

Несомненно, что линзы кратерных выбросов занимают значительный объем в аккумулятивных образованиях Марса, а дробление и перераспределение вещества при образовании кратеров является существенным фактором формирования осадочного чехла.

## ВУЛКАНЫ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КРАТЕРЫ

Этих образований на описываемой территории немного, но все же они есть. Выделены они по тем же критериям, что и вулканические

структуры на Луне.

На крайнем северо-западе территории виден холм поперечником 100 км с несколькими лунками и структурой типа секторного грабена на его склоне. Видимо, с ним связана меридиональная борозда, отходящая к югу, похожая на грабен. Восточнее него — два низких возвышения с поперечниками 150—200 км с кратерами на вершинах размером 50 и 60 км. На мелкомасштабных фотографиях эти холмы почти не читаются, но на телефотографии видно, что восточный холм образован серией покровов с четкими ограничениями, а кратер на его вершине имеет хорошую сохранность, но при этом очень мелок и лишен характерных валов ударных кратеров; на его гребне расположен полигональный кратер с поперечником в несколько километров с очень широким пологим валом, похожий на кальдеру или на лунные лепестковые кратеры. Поверхность холма выглядит очень свежей, и, видимо, моложе, чем окружающая местность. Очевидно, это крупный щитовой вулкан.

К юго-востоку от этих холмов располагается область весьма сглаженного рельефа; материал этой области отчетливо перекрывает несколько кратеров среднего размера. Возможно, этот участок сложен вулканогенным материалом — лавами или туфами, распространяющи-

мися вокруг щитовых вулканов.

В 200 км южнее 100-км холма на гребне крупного кратера виден холм, как будто перекрывающий гребень вала; поперечник холма около 40 км, это может быть аккумулятивное вулканическое образование; но качество снимка не позволяет достаточно надежно установить наличие перекрытия.

Вулканическим следует считать кратер на 37° ю. ш., 27° з. д.— его структура не характерна для ударных кратеров (концентрические проседания, смещающиеся от центра; крупная центральная горка).

В кратере Qz (южный борт Ниргальской долины) видно взаимопересечение его с меньшим кратером, расположенным на его северо-восточном валу; поэтому по крайней мере один из них можно отнести к вулканическим.

Кратер размером 50 на 30 км, расположенный к северо-западу от кратера Хейл, очень похож на лунный кратер Шиллер — точно та же форма, центральный грабен, тангенциальное положение по борту главной структуры; очевидно, это также вулкано-тектоническая структура.

Наконец, сам кратер Хейл имеет относительно высокий внешний склон сложно построенного вала, сложную центральную горку, своеобразную структуру вала — прямолинейные разрывы, как бы обтекающие кратер; в северо-западной части вала находится упоминавшийся выше

вулканический кратер типа Шиллера.

Ранее нами было показано (Суханов, 1974), что многие вулкано-тектонические структуры на Луне очень похожи на метеоритные кратеры и различаются они иногда лишь по таким деталям (характер внешних склонов), которые нивелируются по мере увеличения возраста кратеров, и тогда выявление их природы становится невозможным. Вершинные кальдеры вулканов Марса (Сагг, 1974) также можно было бы принять за ударные формы, если бы они были расположены не на щитовых вулканах, а на ровной местности. Основная же часть марсианских кратеров в значительной мере переработана эрозией, и определение генезиса кратеров весьма затруднительно. Поэтому не исключено, что на рассматриваемой территории вулканических форм окажется больше, чем удалось обнаружить.

Те формы, которые мы предположительно относим к вулканическим, по сохранности относятся к одним из самых молодых образований района. Но весьма вероятно, что здесь есть и более древние вулканические формы, у которых эрозия стерла признаки вулканического происхождения.

#### **ТЕКТОНИКА**

Наиболее крупная структура района — Аргирская кордильера, разбитая многочисленными разрывами. Разрывы эти настолько часты, что трассировать какой-либо один или даже всю систему затруднительно. Однако несомненно, что в целом сеть разрывов направлена радиально от центра впадины Аргир; при этом часть их отклоняется от общего направления на 20—30°, так что получается состоящая из двух систем разрывов ромбическая сеть с размерами блоков 10—30 км. Тангенциальные разрывы, характерные для лунных морей, здесь не развиты.

Радиальные разрывы прослеживаются на расстояние до 1500 км от основной кордильеры, но только в северо-северо-восточном направлении. Северная часть кордильеры и области вне ее засняты плохо, но все же достаточно для того, чтобы разрывы такого типа были бы видны, тем более они должны быть видны на северо-западе и на востоке. Либо в этих секторах разрывы не образовались (как в некоторых секторах вокруг лунного Моря Восточного), либо же они были перекрыты позднейшими покровами.

Вся область Аргира подвергалась некоторому проседанию. Это видно, во-первых, по ее современному положению в крупной депрессии, а во-вторых, потому что кратер Хейл, лежащий на внешнем краю кордильеры (диаметр около 150 км), наклонен в сторону центральной впадины и частично перекрыт вдоль опущенной, обращенной к Аргиру стороне. Интересно, что северо-северо-восточная зона разрывов частично совпадает с вытянутой к северу от Аргира топографической депрессией;

возможно, образование этой депрессии сопутствовало проседанию впа-

дины Аргир.

Поскольку крупные впадины типа Аргира многими интерпретируются как ударные структуры, то рассматриваемые разрывы в принципе могли бы считаться следами выброса из этой впадины. Однако против этого говорят следующие особенности: а) разрывы ориентированы не строго радиально от центра впадины, а образуют сеть из 2—3 направлений, пересекающихся под углами 20—30°; б) они плавно изгибаются по простиранию и продолжаются грабеном в нижней части Ниргальской долины (так же как разрывы Моря Восточного оконтуривают грабен Долины Бааде); в) эти разрывы деформируют кратер Холден, частично перекрываются покровом вокруг этого кратера и одновременно прослеживаются на поверхности этого покрова по удлиненным лункам и депрессиям, из чего следует, что они развивались длительно.

Таким образом, хотя впадина Аргир и могла образоваться при ударе астероида (выбросы такого взрыва могли и не сохраниться в рельефе), все же несомненно, что впоследствии здесь происходила интенсивная тектоническая и вулканическая деятельность.

Для области покровов северо-западней Аргира характерны линей-

ные структуры трех типов.

Первый тип — северо-восточные уступы и ложбины. В плане они местами изогнуты, но постоянная единообразная северо-восточная ориентировка позволяет предполагать их тектоническое происхождение. Об этом же свидетельствует трещина, проходящая через двойной кратер в кадре 26.12.II. Этот кратер образовался позднее уступа, он наложен на уступ, но при этом уступ в виде трещины прослеживается внутри кратера, что свидетельствует о длительности его развития. Вероятно, эти уступы отражают блоковую структуру, просвечивающую через покровы.

Некоторые из северо-восточных структур трудно интерпретировать как разрывы из-за их довольно извилистых очертаний — они похожи скорее на края каких-то потоков. Но ширина этих уступов достигает многих сотен метров (при длине 20—50 км). Они, собственно, не уступы, а пологие склоны. Возможно, это флексурообразные изгибы чехла над трещинами подстилающего субстрата.

Все эти структуры ориентированы параллельно разрывам Аргирской кордильеры и лишь на крайнем западе приобретают субмеридиональное

направление.

Второй тип — северо-западные трещины, которые весьма прямолинейны, имеют длину до 150 км и очень похожи на грабеновидные тре-

щины типа борозды Гигина на Луне.

Третий тип — полигональная сеть нечетких борозд в северо-западной части района примерно на 62° с. ш.; некоторые из них изолированы, другие смыкаются; в целом они похожи на плохо развитую систему трещин растяжения — возможно, что это из-под покрова просвечивает система трещин субстрата.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Таким образом, история рассматриваемого участка марсианской поверхности может быть представлена вкратце следующим образом.

1. Формирование кратерной равнины: перекрытие местности кратерами от мельчайших до 100—200 км в поперечнике, среди которых, видимо, преобладали метеоритные формы, но присутствовали также и вулканические. Одновременно (и впоследствии) эта местность подвергалась экзогенной переработке, что привело к уничтожению и перекрытию кратеров малых размеров и перекрытию местности чехлом относительно рыхлых образований мощностью в первые сотни метров.

2. Образование и последующее развитие впадины Аргир с ее кордильерами; проседание этой впадины, заполнение лавами самой центральной котловины и концентрических понижений между кордильерами; дополнительные подвижки по разломам, в целом радиальных к Аргиру. Образование северо-западных и северо-восточных разрывов фундамента.

3. Перекрытие местности вокруг кратера Холден и на северо-западе территории покровами мощностью ориентировочно не менее 300—400 м; продолжающиеся подвижки по разломам; формирование кратеров сред-

него возраста.

- 4. Частичное разрушение покровов, сопровождаемое проседаниями по краям покровов и во внутренних грабенах. Формирование на крайнем севере территории областей проседания с гхаотическим рельефом. Развитие извилистых долин и транспортировка по ним материала, переотлагавшегося в устьях этих долин.
- 5. Образование щитовых вулканов на северо-западе, которое, возможно, происходило одновременно с процессами деградации покровов. Формирование молодых кратеров.

6. Эоловая эрозия и отложение.

Особый интерес представляют процессы деградации покровов и формирования хаотического рельефа. Очевидно, для образования западин в покровах, долин и грабенов с хаотическим рельефом необходимо удаление какого-то материала из-под поверхности. Для крупных областей проседания (районы хаотического рельефа) можно допустить, что удаление материала происходило на большой глубине, например миграция магмы в латеральном направлении с последующим излиянием ее за пределами рассматриваемой области (в частности, в зоне щитовых вулканов на северо-западе).

Однако на Марсе существуют замкнутые депрессии с фестончатыми бортами, дно которых представляет собой равнину, покрытую останцами («изъеденная» местность) (Sharp, 1974). Амплитуда проседания составляет сотни метров. Предполагается, что эти депрессии образовались за счет вытаивания погребенного льда (водного). На рассматриваемой территории таких депрессий нет, но есть замкнутые западины с пеперечниками в десятки километров и отмечаются признаки разрушения краев покровов. Но кроме небольших конусов выноса не удалось идентифицировать областей сколько-нибудь значительного переотложения материала. Поэтому здесь также следует допустить наличие погребенных льдов, которые вытаивают или возгоняются, переходя в ат-

мосферу.

Хотя наличие льда и воды необходимо для объяснения появления извилистых долин (Milton, 1974), мы считаем вполне возможным, что марсианская мерзлота в значительной мере состоит из углекислого льда — твердой СО2. Это следует из сопоставления тройной диаграммы фазовых состояний СО2 с условиями, наблюдающимися на Марсе. Интервал температур на поверхности — от плюсовых до точки замерзания СО2. Очевидно, что сезонные колебания температур должны исчезать на глубине первых метров или десятков метров. Принимая плотность пород коры  $2.7 \ e/c m^3$  и средний температурный градиент  $30^c/\kappa m$ , мы получим кривую Р-Т, очень близкую к границе раздела между газообразной фазой СО2 и зоной твердой и жидкой фаз. Отсюда следует, что на глубинах от сотен метров до первых километров под поверхностью Марса может располагаться (или располагался в прошлом) слой твердой углекислоты, возможно, подстилаемый зоной с жидкой углекислотой. Любое изменение температурного режима может нарушить это равновесие и привести к возгонке твердой фазы или испарению жидкой, что и создаст дефицит материала и просадки на поверхности. Точно так же, если покров твердой углекислоты будет разбит трещинами, то нижележащая жидкая углекислота в результате сброса дав-

ления устремится к поверхности, вскипая и испаряясь. В виде газа она может транспортироваться с атмосферой к полярным шапкам, где опять перейдет в твердую фазу. По-видимому, жидкая углекислота не сможет течь по поверхности и даже достичь ее, поскольку при испарении она будет немедленно замерзать. Но быстрая возгонка углекислого льда может быть причиной просадок по дуговым трещинам вдоль бортов больших долин и вдоль крупных уступов. Каждая новая трещина будет способствовать сублимации погребенной углекислоты и область проседания будет постепенно расширяться. Некоторые небольшие кратеры, видимо, также можно объяснить быстрой возгонкой погребенной углекислоты. Таким образом, возможно, что некоторые особенности марсианских структур объясняются не водной, а углекислой деятельностью. (Не исключено, что углекислота в недрах Марса частично существует в виде соединения с водой — газогидрата; но пока трудно оценить степень развития этого явления, если оно и существует.)

Сравнивая на основании геологического дешифрирования фотографий строение поверхности Земли, Луны и Марса, можно прийти к выводу, что эти три космические тела обладают некоторыми сходными, чертами строения. И на Луне и на Марсе широким развитием пользуются крупные кольцевые отрицательные структуры, отчетливо выраженные в рельефе и выполненные покровами. Судя по имеющимся данным о Луне, на Марсе эти покровы, видимо, также представлены лавами, скорее всего базальтового состава. Не исключено, что структурными аналогами их на Земле являются крупные океанические котловины и глубоководные впадины окраинных морей с широким развитием в их пределах примитивного толеитового вулканизма. Интересно, что и на Земле и на Луне крупные кольцевые или округлые впадины часто являются районами больших положительных гравитационных аномалий, свидетельствующих, с нашей точки зрения, об утонении или отсутствии верхних легких горизонтов коры под ними и подъеме в этих районах более тяжелого мантийного вещества. Не исключено, что и при дальнейшем изучении Марса удастся обнаружить марсианские «масконы» под крупными округлыми впадинами.

В то же время детали химического состава примитивных базальтов Земли, Луны и Марса будут, видимо, отличаться друг от друга и зависеть от состава первичного вещества этих тел, а также условий его дифференциации, связанных с тепловым режимом, условиями гравитации и рядом других факторов.

# Литература '

Суханов А. Л. Вулканические формы на Луне. В кн. Вулканизм и тектоника Луны. М., «Наука», 1974.

M. H. Carr. Volcanism on Mars.—J. Geophys. Res., 1974, 78, No. 20. R. P. Sharp. Mars: Fretted and Chaotic Terrains.—J. Geophys. Res., 1974, 78, No. 20. D. J. Milton. Water and Processes of Degradation in the Marsian Landscape.— J. Geophys. Res., 1974, 78, No. 20.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 29 декабря 1975 г.

УДК 551.243 (235.222 + 571.52)

#### H. H. XEPACKOB

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕЗИСА РАЗЛОМОВ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СЕТИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ЗАПАДНОМ САЯНЕ И ТУВЕ (СТРЕСС-АНАЛИЗ)

В областях альпинотипной складчатости развито шесть систем разломов, попарно образующих три группы сопряженных систем: группу продольных взбросо-сдвигов, группу диагональных сдвигов и группу поперечных сбросо-сдвигов. В зонах германотипной складчатости обычно развиты четыре системы разломов: продольные взбросо-сдвиги и диагональные сдвиги со сбросовой или взбросовой составляющей. Различные группы в каждом районе закономерно связаны. Делается вывод о длительном и в общем одновременном перемещении по разломам всех систем. Все системы разломов приблизительно одновозрастны, хотя конкретные разломы имеют различный возраст.

При геологическом картировании в крупном масштабе, особенно с широким применением аэрометодов, выявляется громадное количество разрывных нарушений разного размера и генезиса. Однако они обычно показываются на геологических и тектонических картах без всякого расчленения по генезису или другим признакам. Автор расчленения по генезису или другим признакам. Автор совместно с Н. Д. Анисимовой, Б. В. Вяткиным, В. И. Елизаровым и Н. П. Шелухиным в течение четырех лет занимался разработкой методики выявления разломов на основе дешифрирования аэрофотоснимков при геологическом картировании масштаба 1:50 000 в Западном Саяне и Туве. В результате была разработана методика определения направлений перемещений по разломам разных простираний с помощью анализа отдешифрированной сети разрывных нарушений и некоторого необходимого минимума полевых наблюдений. Описанию этой методики (стресс-анализа) и посвящена настоящая статья. В качестве примеров рассмотрены разломы одного из участков на северном склоне Западного Саяна с ярко выраженной альпинотипной складчатостью и одного из участков Западной Тувы, характеризующегося интенсивной германотипной складчатостью.

В основу описываемого здесь метода стресс-анализа положены исследования американских геологов (Lu, Scheidegger, 1965; Ranken, Scheidegger, 1969), которые анализировали отдешифрированную сеть разрывных нарушений, главным образом в платформенных районах Северной Америки. Методика этого анализа, названная изалло-стресс-анализом, основывается на представлениях Г. Ленсена, согласно которым все разрывные нарушения являются сколами, группирующимися в сопряженные системы. Причем в зависимости от ориентировки сил сжатия и растяжения, т. е. ориентировки эллипсоида напряжения, возникает все многообразие сочетаний разломов разного генезиса. Г. Ленсеном рассмотрены три крайних случая положения в пространстве сопряженных сколов и соответственно характера соотношений сколов на земной поверхности и геологической карте (см. рис. 1), когда одна из осей эллипсоида напряжения вертикальна, а две другие горизонтальны. При этом он исходит из того, что сколы образуются по плоскостям макси-

мальных касательных напряжений, образующих в пространстве прямой угол (рис. 1, u).

В первом случае, когда максимальная ось напряжения — ось сжатия  $(\sigma_1)$  — горизонтальна, средняя ось  $(\sigma_2)$  горизонтальна, а минимальная ось — ось относительного растяжения  $(\sigma_3)$  — вертикальна, образуются сколы, выраженные на земной поверхности параллельными линиями, причем поверхности сместителей этих сопряженных сколов падают в разные стороны под углом 45° (рис. 1,  $\alpha$ ), т. е. образуются взбросы.

Во втором случае, когда горизонтальны оси сжатия ( $\sigma_1$ ) и растяжения ( $\sigma_3$ ), а вертикальна средняя ось ( $\sigma_2$ ), образуются сопряженные пра-

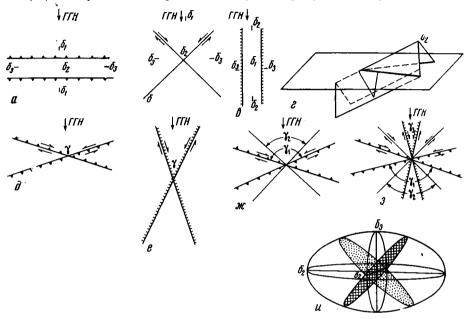


Рис. 1. Различные соотношения сопряженных систем разломов

a — взбросов; b — сдвигов; b — сбросов; c — пересечение земной поверхностью двугранного угла, образованного сопряженными разломами; d — взбросо-сдвигов; e — сбрососдвигов;  $\omega$  — сочетание взбросо-сдвигов и сдвигов; s — сочетание взбросо-сдвигов, сдвигов и сбросо-сдвигов;  $\omega$  — плоскости максимальных касательных напряжений в трехосном эллипсоиде напряжений.

ГГН — направление главного горизонтального напряжения; оси эллипсоида напряжений:  $\sigma_1$  — максимальная (ось сжатия),  $\sigma_2$  — средняя,  $\sigma_3$  — минимальная;  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$ ,  $\gamma_3$  — углы сжатия для разных сопряженных систем разломов

вый и левый сдвиги (рис.  $1, \delta$ ), пересекающиеся на земной поверхности под прямым углом и имеющие вертикальное падение поверхностей сместителей.

В третьем случае, когда вертикальна максимальная ось эллипсоида  $(\sigma_1)$ , а средняя  $(\sigma_2)$  и минимальная  $(\sigma_3)$  оси горизонтальны, образуются сопряженные сбросы, выраженные на земной поверхности параллельными линиями и имеющие падение поверхностей сместителей в разные стороны под углами  $45^\circ$ , т. е. наблюдается картина, внешне аналогичная первому случаю (рис. 1,  $\boldsymbol{s}$ ).

Выше рассмотрены только крайние случаи, но, по  $\Gamma$ . Ленсену, эллипсоид обычно располагается наклонно, в результате чего сопряженные сколы, образующие в пространстве прямой угол, пересекаясь с земной поверхностью, образуют разные углы от 0 до  $180^\circ$  (рис. 1,  $\epsilon$ ). В этом случае все разломы будут иметь как вертикальную, так и горизонтальную составляющие, т. е. будут являться или взбросо-сдвигами, или сбросо-сдвигами (рис. 1,  $\partial$ , e).

Изалло-стресс-анализ сети разрывных нарушений, следовательно, основывается на изучении углов, образующихся в результате пересечения сопряженных разломов — сколов — с земной поверхностью. Для проведения изалло-стресс-анализа вводятся понятия главного горизонтального напряжения (ГГН) и угла сжатия ( $\gamma$ ). Главным горизонтальным напряжением называется направление проекции на земную поверхность оси сжатия эллипсоида напряжений ( $\sigma_1$ ) для взбросов, сдвигов и взбросо-сдвигов, а если эта ось почти вертикальна (сбросы и сбросо-сдвиги), то берется проекция средней оси ( $\sigma_2$ ). Углом сжатия ( $\gamma$ ) называется один из двух смежных углов между сопряженными разломами на геологической карте или аэрофотоснимке, а именно тот, биссектрисой которого является главное горизонтальное напряжение.

Таким образом, мы имеем следующий непрерывный ряд генетических типов разломов в зависимости от угла сжатия между сопряженны-

ми системами:

Типы разломов Углы сжатия (ү), град Вэбросы  $\gamma = 180$  Вэбросо-сдвиги  $180 < \gamma < 90$  Сдвиги  $\gamma = 90$  Сбросо-сдвиги  $90 > \gamma > 0$  Сбросы  $\gamma = 0$ 

При изалло-стресс-анализе сначала из общих теоретических построений определяется направление главного горизонтального напряжения и затем измеряются углы сжатия между отдешифрированными по аэрофотоснимкам разрывными нарушениями. На основании многочисленных замеренных углов сжатия в изолиниях строится карта, на которой отражается характер напряжений, существовавший на разных участках, в частности, выделяются зоны растяжения, где развиты сбросы и сбросо-сдвиги ( $\gamma$ <90°), и зоны сжатия, где наблюдаются взбросо-сдвиги, взбросы и сдвиги ( $\gamma$ >90°). Это имеет большое теоретическое и практическое значение, в частности для поисков полезных ископаемых.

Описанный метод изалло-стресс-анализа имеет ряд существенных недостатков и в таком виде неприменим для областей со сложной альпинотипной и германотипной складчатостью. Прежде всего, многочисленные экспериментальные и геологические исследования показали, что угол между сопряженными сколами всегда меньше теоретического (90°), и зависит прежде всего от физических свойств пород. Так, Дж. Муди и М. Хилл (1960) считают, что этот угол равен в среднем 60°, а М. В. Гзовский (1960) указывает, что он изменяется от 20—50° для гранитов и эффузивов до 70—80° для глинистых сланцев. Таким образом, количественная сторона рассматриваемого метода требует пересмотра.

Главным недостатком метода изолло-стресса-анализа является то, что он применим только если исходить из предпосылки о принадлежности всех разломов двум сопряженным системам. Это положение, возможно, верно для многих платформенных областей, но в складчатых областях развито обычно четыре, шесть и более систем разломов, и в этом случае рассматриваемый метод требует существенных дополнений.

Главным достижением теории изалло-стресс-анализа является четко сформулированная зависимость угла между пересекающимися в плане разломами и ориентировкой эллипсоида напряжения. Это положение легло в основу разрабатываемого автором метода стресс-анализа.

При изучении сети разрывных нарушений в различных районах Западного Саяна и Тувы с помощью построения роз-диаграмм длин разломов было установлено, что в большинстве случаев в каждом районе

Отсюда название «изалло-стресс-анализ».

выделяется четыре или шесть систем разломов, попарно объединяемых в группы сопряженных систем. Судя по данным картирования, выделяется группа сопряженных продольных взбросо-сдвигов, приблизительно параллельных складчатым структурам. Угол сжатия между продольными взбросо-сдвигами равен 140—160°. Кроме того, всегда присутствуют диагональные по отношению к складчатым структурам сопряженные сдвиги, обычно с небольшой сбросовой составляющей. Угол сжатия между этими сдвигами обычно равен 70—100°. Наряду с этими двумя группами разломов часто встречаются поперечные сбросо-сдвиги, угол сжатия между которыми обычно равен 10—30°.

Изучение сети разломов в разнообразных тектонических районах показало, что в областях с германотипной складчатостью присутствуют продольные взбросо-сдвиги и диагональные сдвиги (рис. 1, ж). Системы сбросо-сдвигов развиты обычно слабо и могут практически отсутствовать. Так, из двух изученных участков в областях развития ордовикских и девонских образований в Западном и Восточном Танну-Ола (см. рис. 2) только на одном развиты сбросо-сдвиги, и то не повсеместно. Просмотр материалов по Южно-Минусинской впадине выявил ту же закономерность. Таким образом, для германотипных структур Западного Саяна и Тувы можно считать характерным развитие двух групп сопряженных систем разломов (см. рис. 1, ж).

В областях развития альпинотипной складчатости на многих участках в Западном Саяне, а также в Восточном Танну-Ола все разломы разделяются на три группы сопряженных систем: группу взбросо-сдви-

гов, группу сдвигов и группу сбросо-сдвигов (рис. 1, 3).

Необходимо отметить, что выявленные закономерности относятся к большинству районов рассматриваемых регионов, но не ко всем. На участках сочленения крупных тектонических структур возникают более сложные своеобразные сети разломов, подчиняющиеся закономерностям, которые пока не изучены.

При изучении расположения разломов в различных районах удалось выявить очень важную закономерность в ориентировке различных групп сопряженных систем. Оказалось, что биссектрисы всех выделяемых групп сопряженных систем совпадают между собой, т. е. группы разломов развиваются не самостоятельно, а четко взаимосвязаны и обусловлены единым полем напряжений, характерным для крупных тектонических структур на протяжении длительных промежутков времени. Биссектриса всех углов сжатия едина, и вдоль нее ориентировано главное горизонтальное напряжение, общее для всех систем.

Исходя из того что все системы разломов попарно относятся к сопряженным сколам, можно определить направление падения поверхностей сместителей в какой-либо системе, зная падение поверхностей сместителей в сопряженной системе. Поэтому можно обходиться ограниченным количеством наблюдений падений поверхностей сместителей разломов в каждом районе, тем более что такие наблюдения удается сделать далеко не всегда.

Зная направление падений поверхностей сместителей разломов в системе и ориентировку главного горизонтального напряжения, не представляет труда определить ориентировку движения по разломам этой системы, горизонтальной и вертикальной составляющих. Горизонтальная сдвиговая составляющая движений, независимо от направления падения поверхностей сместителей, всегда направлена внутрь угла сжатия, а чтобы определить, какое крыло поднято и какое опущено, необходимо знать падение поверхностей сместителей.

Выявленная взаимосвязь разломов различного генезиса позволяет проанализировать сложные сети разрывных нарушений, установленных с помощью картирования и дешифрирования аэрофотоснимков. Необходимо отметить, что только применение аэрофотометодов может вы-

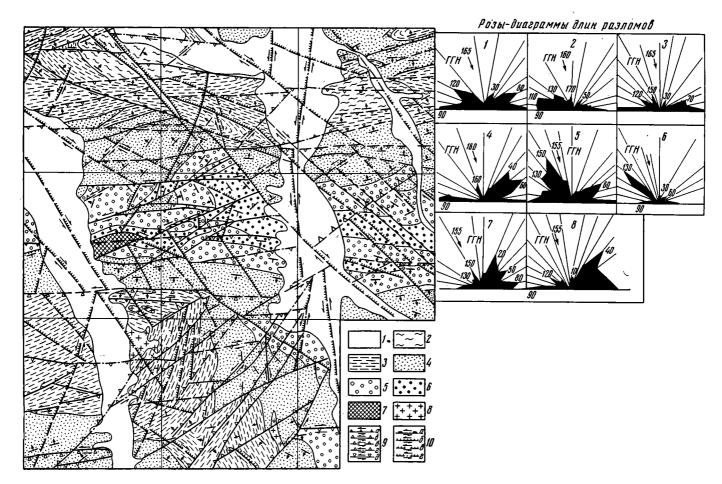


Рис. 2

Рис. 2. Карта разрывных нарушений района рек Аянгаты и Чергак в Западном Танну-Ола в Туве

I— четвертичные адлювиальные и пролювиальные отложения; 2, 3— силур, чергакская свита: 2— верхняя подсвита — алевролиты, песчаники, известняки, 3— нижняя подсвита — песчаники, алевролиты; 4—6 — ордовик, шемушдагская свита: 4 — верхняя подсвита — песчаники, в основании конгломераты, 5 — средняя подсвита — песчаники, в основании конгломераты, 6 — нижняя подсвита — песчаники, конгломераты, алевролиты; 7 — нижний кембрий (?) — известняки; 8 — девонские граниты; 9 — взбросо-сдвиги: a — откартированные, с известным направлением падения сместителей, 6 — откартированные на аэрофотоснимках, с предполагаемым падением поверхностей сместителей, e — отдешифрированные на аэрофотоснимках под четвертичными отложениями, d — сбросо-слвиги отставания с предполагаемым направлением падения сместителей; 10 — сдвиги (и сбросо-слвиги): e — откартированные, с известным направлением падения сместителей, e — отдешифрированные, с предполагаемым направлением падения сместителей, e — отдешифрированные на аэрофотоснимках, с предполагаемым направлением падении сместителя, e — отдешифрированные на аэрофотоснимках, с предполагаемым направлением падения сместителя, e — отдешифрированные на аэрофотоснимках под четвертичными отложениями

явить все основные направления разломов, так как в группах сопряженных систем обычно одна система является ведущей, и относящиеся к ней разломы хорошо картируются по смещениям геологических объектов, а другая сопряженная система является второстепенной, как бы оперяющей. Разломы этой второй системы картируются редко, так как не сопровождаются большими смещениями, хотя на аэрофотоснимках они видны достаточно четко.

Для анализа сети разломов строились розы-диаграммы длин разломов по азимутам простирания через 10°. Они строились по квадратам, причем в качестве квадрата, как показал опыт, удобнее всего брать планшет масштаба 1:25000 (80 км²). Если брать квадрат меньшей площади, то на розах-диаграммах могут не выявиться некоторые системы, а при построении роз-диаграмм по более крупным квадратам не выявляются закономерности изменения сети разломов по площади. Кроме того, при больших квадратах, в связи с изменением простирания разломов отдельных систем от места к месту, некоторые системы на розах-диаграммах могут слиться с другими, и в этом случае на диаграммах получатся расплывчатые лучи. Так, например, на сводной розедиаграмме приводимого в качестве примера участка в Западном Танну-Ола (см. рис. 2) выявляются только два луча, так как лучи, отвечающие сдвигам, слились с лучами, отвечающими взбросо-сдвигам. В то же время на частных розах-диаграммах четко выделяются четыре системы.

Далее, розы-диаграммы анализируются на основании вышеприведенных закономерностей, учитывая, что главное горизонтальное напряжение приблизительно перпендикулярно простиранию складчатости. На розах-диаграммах находят такие пары лучей, для углов между которыми направление главного горизонтального напряжения будет являться биссектрисой. Эти углы между парами лучей будут углами сжатия, внутрь которых направлены сдвиговые составляющие всех разломов, системы которых отражены на розах-диаграммах в виде лучей.

В случае, если биссектриса будет единой для всех углов сжатия, мы наблюдаем закономерную взаимосвязь разных типов разломов, которую можно подвергнуть стресс-анализу. Если биссектрисы углов сжатия сопряженных систем не совпадают между собой, значит, в процессе тектонического развития района происходила переориентировка напряжений (например, в областях сочленения двух крупных тектонических структур), и для стресс-анализа требуются дополнительные данные по соседним районам.

Направление падения поверхностей сместителей разломов определяется непосредственными наблюдениями, иногда с помощью дешифрирования аэрофотоснимков и исходя из теоретических предпосылок, согласно которым в группе сопряженных систем разломы одной систе-

мы падают все в одну сторону, а сопряженные с ними разломы другой системы падают в противоположную сторону. Во многих случаях для определения направления падения поверхностей сместителей разломов можно использовать измерение элементов залегания трещиноватости на изучаемых площадях. При этом предполагается, что трещиноватость горных пород вызвана в основном теми же тектоническими напряжениями, которые вызвали возникновение разломов. Как показали исследования на многих участках Западного Саяна и Тувы, основные направления трещин аналогичны основным направлениям разломов, что выявляется из сравнения роз-диаграмм простираний разломов и трещин. Однако самым главным оказывается то, что, как правило, преобладающее направление падения трещин совпадает с направлением падения поверхностей сместителей разломов этого же простирания. Это позволяет в какой-то мере заменить изучение труднодоступных для наблюдений поверхностей сместителей разломов изучением трещиноватости.

Во многих случаях наблюдается усложнение выявленной закономерности расположения разломов различного генезиса. Так, нередко в системе взбросов и взбросо-сдвигов появляются сбросы или сбросо-сдвиги, которые, вслед за Е. Хиллсом (1954), можно назвать сбросами отставания и сбросо-сдвигами отставания. Эти сбросы отставания возникают в тылу наиболее быстро воздымающегося блока в ряд блоков, образованных взбросами. Вероятно, аналогичным образом могут возникать и сдвиги отставания в ряду сдвигов, например отдельные правые сдвиги в ряду левых сдвигов. Однако пока такие разломы нам наблюдать не удалось.

Нужно отметить, что продольные и, вероятно, диагональные разломы испытывают в процессе складчатости деформацию. Продольные разломы могут становиться более крутыми или более пологими, а в местах, где наблюдается опрокидывание складок, они могут быть опрокинутыми. Так, по северному склону Западного Саяна, где складки опрокинуты на север, обе системы продольных взбросо-сдвигов имеют южное падение поверхностей сместителей, хотя теоретически разломы разных систем должны иметь противоположные падения (см. рис. 3).

Несмотря на некоторые усложнения, описанные выше закономерности подтверждаются на многочисленных исследованных участках Западного Саяна и Тувы. В качестве примеров рассмотрим два участка, резко различающиеся по характеру тектонического строения. Следует отметить, что карта разрывных нарушений для рассматриваемых участков сопровождается розами-диаграммами длин разломов, замеренных по картам масштаба 1:50 000. Естественно, что при уменьшении карт часть разломов пришлось снять, однако все основные системы разломов на них сохранены.

Участок, выбранный в Западном Танну-Ола (рис. 2), сложен зеленоцветными молассами ордовика и силура, смятыми в брахиформные складки, нарушенные многочисленными разломами. Углы падения пород на крыльях обычно колеблются в пределах 30—50°. Благодаря наличию четких маркирующих горизонтов конгломератов на границах подразделений ордовика и известняков в силуре, во многих случаях удается откартировать смещения по разломам, которые подтверждают теоретические представления, вытекающие из стресс-анализа.

Анализ роз-диаграмм длин разломов, отдешифрированных на аэрофотоснимках и частично откартированных при геологической съемке (О. А. Безруков) и в специальных маршрутах автора, показывает, что на данном участке в основном развиты разломы четырех систем (см. розы-диаграммы к рис. 2). Стресс-анализ, предполагающий тангенциальное сжатие в субмеридиональном направлении перпендикулярно простиранию складчатости, позволяет выделить две группы разломов, для каждой из которых главное горизонтальное напряжение будет ори-

ентировано по азимуту 155—165°. К группе продольных взбросо-сдвигов будут относиться разломы с азимутом простирания 90, реже 80° (правые взбросы-сдвиги) и сопряженные с ними левые взбросо-сдвиги, имеющие азимут простирания 60, реже 50°.

Группа диагональных сдвигов включает в себя правые сдвиги с азимутом простирания 120—130° и левые сдвиги, азимут простирания ко-

торых в среднем равен 30° (с отклонением до 20 и 40°).

Кроме этих четких двух групп, незначительно распространена группа поперечных сбросо-сдвигов, ймеющих азимуты простирания 150—170° и принадлежащих, вероятно, к двум системам: правых сбрососдвигов (азимут простирания 150°) и левых сбросо-сдвигов (азимут простирания 170°). Для них также главное горизонтальное напряжение направлено по азимуту 160°.

Полевые наблюдения позволили, во-первых, подтвердить существование разломов выделенных систем и, во-вторых, более полно охарактеризовать разломы каждой системы.

Правые взбросо-сдвиги имеют южное падение поверхностей сместителей под углами 70—75°. Взбросовый характер движений по крупному широтному разлому установлен на правом берегу р. Аянгаты (квадрат 4 на рис. 2), где в соприкосновение приведены верхне- и нижнешемушдагские отложения, т. е. вертикальная амплитуда смещения достигает 1000—1500 м. На крайнем северо-западе (квадрат 1 на рис. 2) наблюдается широтный разлом, к которому приурочены дайки гранит-порфиров, имеющие южное падение под углом 70—80°. По смещению пласта силурийских известняков устанавливается правостороннее движение по разлому.

Более мелкие разломы внутри силурийских отложений наблюдаются на северо-востоке участка (квадрат 3 на рис. 2), где хорошо видны южные падения поверхностей сместителей и многочисленные зеркала скольжения.

Четкий широтный разлом дешифрируется между ордовикскими и силурийскими отложениями в центральной части участка, но там он интерпретируется нами как левый сбросо-сдвиг отставания с небольшой амплитудой.

Сопряженные с описанными выше разломами левые взбросо-сдвиги (азимут простирания 60°) очень хорошо видны на северо-западе участка, где по одному из них приведены в соприкосновение породы ордовика и силура, а другие проходят внутри силурийских отложений. Здесь наблюдается широкая зона трещиноватости, охватившая всю силурийскую толщу. Эти трещины, похожие на кливажные, имеют четкое крутое северное падение.

Крупный левый взбросо-сдвиг наблюдается на правом берегу р. Аянгаты, где кембрийские известняки приведены в соприкосновение с различными толщами ордовика, т. е. вертикальная амплитуда смещения достигает 4—5 км. Разлом имеет северное падение под углом 70°.

Целая серия левых взбросо-сдвигов наблюдается на юге участка (квадрат 8 на рис. 2), где отмечаются четкие левосторонние смещения пластов конгломератов, маркирующих подошву и кровлю среднешемушдагской подсвиты ордовика.

Хорошо выделяются правые сдвиги, имеющие обычно некоторую сбросовую составляющую. Особенно четко видны правосторонние смещения в восточной части участка (квадрат 6 на рис. 2), где смещения картируются при прослеживании горизонта конгломерата, приуроченного к основанию верхнешемущдагской подсвиты.

Сбросовая составляющая по правому сдвигу устанавливается на севере участка (граница квадратов 2 и 5 на рис. 2), где нижняя подсвита шемушдагской свиты контактирует с верхней.

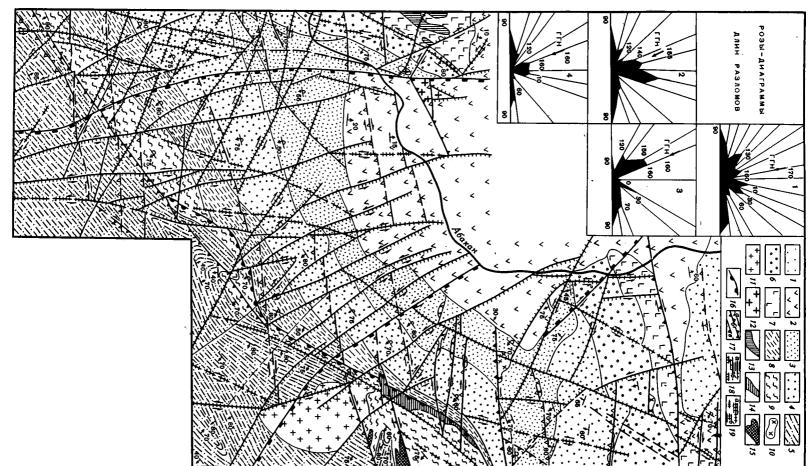


Рис. 3

Рис. 3. Карта разрывных нарушений района Абаканского месторождения на северном склоне Западного Саяна

1 — средне-верхнедевонская моласса;
 2 — нижне-среднедевонская эффузивная толща;
 3 — средний кембрий, курчепская свита — песчаники, алевролиты, аргиллиты;
 4 — нижний кембрий, чеханская свита — туфопесчаники, алевролиты, туфобрекчии, песчаники;
 5 — нижний — средний кембрий, джебашская свита зеленых метаморфических сланцев;
 6 — нижний кембрий, верхнемонокская свита — туфоконгломераты, линзы известняков;
 7 — венд — нижний кембрий, нижнемонокская свита — спилиты, диабазы, кератофиры;
 8 9 — венд — нижний кембрий, чингинская свита:
 8 — верхняя толща — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки,
 9 — нижняя толща — диабазы, спилиты, кератофиры, кварциты, кремнистые и глинистые сланцы;
 10 — девонские диориты и диоритпорфириты;
 11 — девонские гранитоиды;
 12 — нижнепалеозойские плагиограниты;
 13 — нижнекембрийские габброиды;
 14 — венд-нижнекембрийские габброиды;
 15 — венд-нижнекембрийские габброиды;
 16 — шарьяж;
 17 — взбросо-сдвиги:
 а — откартированные, с известным направлением падения сместителей,
 6 — отдешифрированные,
 6 — отдешифрованные на аэрофотоснимках;
 19 — сдвиги:
 а — откартированные,
 б — отдешифрованные на аэрофотоснимках;

Смещения по левым сдвигам, сопряженные с описанными выше правыми, картируются плохо, но разломы местами хорошо прослеживаются по дайкам диорит-порфиритов, особенно на северо-западе участка (квадрат 1 на рис. 2).

Мелкие сбросо-сдвиги, относящиеся к третьей, слабо развитой группе, как правило, только дешифрируются; иногда они выражены зонами трещиноватости. Откартировать смещение по ним не удалось.

Таким образом, наличие четырех основных систем разломов и характер смещения по ним, соответствующий теоретическому, хорошо подтверждаются полевыми наблюдениями.

Более сложен в тектоническом отношении участок на северном склоне Западного Саяна (рис. 3), где развиты кембрийские: и девонские толщи. Центральную часть участка занимает Арбатская синклиналь, северное крыло которой сложено венд-нижнекембрийской спилито-кератофировой и нижнекембрийской верхнемонокской рифо-туфоконгломератовой формациями. Юго-восточное крыло образовано венд-нижнекембрийской спилито-фтанито-сланцевой формацией (чингинская свита). Ядро синклинали выполнено формацией «зеленых туфов» (арбатская серия). На северном крыле породы залегают под углами 60—75°, южное крыло повсеместно опрокинуто и породы залегают под углами 70—80°, падая на юг.

Север участка сложен вулканогенными и молассовыми толщами девона, простирающимися до центра Арбатской синклинали, а на северовостоке граница отложений кембрия и девона проходит по Северо-Саянскому взбросо-сдвигу.

Юго-восточнее Арбатской синклинали располагается крыло Джебашского синклинория, сложенного чингинской свитой и главным образом джебашской серией зеленых метаморфических сланцев, которая является метаморфическим аналогом арбатской свиты (Херасков, 1970). Сланцы смяты в сложные складки с крутыми углами падения.

Граница между Арбатской синклиналью и Джебашским синклинорием проходит по Джебашскому взбросо-сдвигу (опрокинутому) и левому сдвигу, образующим сложную зону разломов.

На основании стресс-анализа здесь выделяются три группы разломов: группа продольных взбросо-сдвигов, группа диагональных сдвигов и группа поперечных сбросо-сдвигов.

К группе продольных разломов относятся широтные правые взбрососдвиги и левые взбросо-сдвиги с азимутом простирания 60°. Многочисленные наблюдения за падением поверхностей сместителей разломов этой группы показывают, что они всегда имеют крутое южное и юговосточное падение, что противоречит теоретическим представлениям. Можно предположить, что система левых взбросо-сдвигов первоначально имела северное падение поверхностей сместителей, а затем в результате опрокидывания всего юго-восточного крыла Арбатской синклинали

эти поверхности сместителей были также опрокинуты.

Крупнейший разлом этой системы опрокинутых левых взбросо-сдвигов — Джебашский — отделяет поля развития чингинской свиты и джебашской серии. Он хорошо обнажен на юго-западе участка (квадрат 4 на рис. 3), по дороге Абаза — Актоврак, где представлен широкой (до 1000 м) зоной рассланцевания с падением сланцеватости на юговосток под углом 75—80°. В зоне разлома наблюдается актинолитизация, хлоритизация и эпидотизация, иногда биотитизация, встречаются многочисленные кварцевые и карбонатные прожилки, жилы гранитаплитов. Очень интересны кластические дайки, сложенные ордовикскими (?) красноцветными конгломератами и гравелитами, имеющими простирание, близкое к простиранию зоны, при крутом, реже пологом падении в разные стороны. Наличие кластических даек указывает на сдвиговые перемещения по разлому, в результате которых приоткрывались полости, заполнявшиеся затем песком и галькой в ордовикское (?) время. Геологически этот разлом выглядит как сбросо-сдвиг, по которому приведены в соприкосновение венд-нижнекембрийские и нижнесреднекембрийские образования, и только доказанная опрокинутость южного крыла Арбатской синклинали позволяет предполагать, что этот разлом первоначально был взбросо-сдвигом с амплитудой перемещения до 6—7 *км*.

Возможно, к этой же системе относится своеобразный разлом, протягивающийся согласно вмещающим толщам к северу от Джебашского разлома в центре территории и далее отклоняющийся на север по азимуту 30° согласно со сдвигом этого простирания (квадрат 3 на рис. 3). Разлом на севере трассируется вытянутым массивом габброидов, а в центре участка по нему приходят в соприкосновение нижняя существенно вулканогенная подсвита чингинской свиты (западного типа разреза свиты) и существенно сланцевая нижняя же подсвита той же свиты (восточного типа разреза свиты). Этот разлом, вероятно, является доскладчатым шарьяжем, который прослеживается далеко на восток за пределы рассматриваемой территории и постепенно перекрывает все зоны южного крыла и центральной части Майнского синклинория, включая и Арбатскую синклиналь.

Сопряженными с левыми взбросо-сдвигами являются широтные правые взбросо-сдвиги. Наиболее крупный из них — Северо-Саянский разлом — ограничивает с юга Южно-Минусинскую средне-верхнепалеозойскую впадину от вендско-кембрийских толщ Западного Саяна. Разлом выражен зоной повышенной трещиноватости шириной 50—100 м и, судя по ориентировке трещин, падает на юг под углом 70—75°. Вертикальная амплитуда перемещения по нему достигает несколько километров.

На юге территории (квадрат 3 на рис. 3) от Джебашского разлома ответвляются два субширотных разлома, приуроченных к границе чингинской и джебашской свит и трассирующихся телами гипербазитов. Они входят в систему единой зоны Джебашского глубинного разлома. Эти разломы представлены зонами рассланцевания шириной до 150 м, причем иногда удается наблюдать, как первичная рассланцовка сланцевых пород постепенно затушевывается разломной рассланцовкой. Судя по рассланцовке, падение плоскостей разломов крутое (угол 70—75°) и южное.

Севернее (квадрат 1 на рис. 3) серия широтных разломов сопровождается дайками и вытянутыми телами девонских диорит-порфиритов.

Таким образом, по сопряженным правым и левым взбросо-сдвигам хорошо выявляется вертикальная составляющая перемещений, а сдви-

говая составляющая устанавливается только теоретически и иногда по косвенным признакам.

Системы сдвигов на рассматриваемом участке представлены чрезвычайно широко. Особенно многочисленны правые сдвиги, имеющие азимут простирания 120°. По ним обычно происходят небольшие смещения. Лишь на юго-западе территории отмечены смещения до 1 км (квадрат 4 на рис. 3). Как правило, к этим разломам приурочены лога, и поэтому их строение не ясно. Но мелкие разломы этого направления удается изучить. Они выражены зонами повышенной трещиноватости, сопровождаемыми многочисленными зеркалами скольжения, обычно с субгоризонтальными бороздами.

Сопряженные с описанными левые сдвиги встречаются реже, но зато они представлены тремя крупными разломами. Наиболее крупный из них смещает на крайнем северо-востоке участка Северо-Саянский разлом на 5 км. По этому разлому установлена взбросовая составляющая, так как девонские толщи к западу от него запрокинуты. Разлом выражен зоной повышенной трещиноватости, иногда доходящей до рассланцовки. Ширина зоны обычно достигает первых сотен метров, а на севере, где разлом раздваивается, она значительно больше.

Другой разлом четко устанавливается на западе участка, в районе Абаканского железорудного месторождения (квадрат 2 на рис. 3), где он проходит по границе нижнемонокской и верхнемонокской свит, является рудоносным и вскрыт многочисленными скважинами. Разлом представляет собой широкую зону рассланцевания, с преобладающим падением сланцеватости на запад под углом 80°. Он сопровождается многочисленными зеркалами скольжения, кластическими дайками и мелкими вытянутыми вдоль разлома грабенами, заполненными ордовикскими (?) конгломератами и гравелитами. По этим дайкам и грабенам устанавливаются сдвиговые перемещения по разлому, но их амплитуда не ясна.

Довольно крупный сдвиг этой же системы откартирован на востоке участка (квадрат 3 на рис. 3), где он обрывает Джебашский глубинный разлом и где смещение по нему достигает 6—7 км. Разлом выражен зоной рассланцевания с преобладающим падением сланцеватости на восток под углом 80—85°. В зоне рассланцевания наблюдаются многочисленные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки.

Третья группа разломов — сбросо-сдвиги — представлена чрезвычайно широко на описываемой территории, однако анализ ее затруднен изменчивостью простираний отдельных разломов. Подавляющее большинство разломов этой группы относится к левым сбросо-сдвигам с опущенным восточным крылом. Простирание их меняется от меридионального на западе территории до северо-северо-западного на востоке.

Крупный меридиональный сброс отмечен на западе участка (кладрат 2 на рис. 3), где в районе Абаканского месторождения по тему приходят в соприкосновение девонские и кембрийские толщи. Ра лом представлен зоной повышенной трещиноватости и брекчивания мо цностью до 300 м, которая перекрыта аллювием рек. Падение поверхности сместителя восточное под углами от 50 до 70°. Видимое правое смещение по левому сбросо-сдвигу объясняется резким преобладанием сбросовой составляющей.

На востоке территории (квадрат 3 на рис. 3) картируется целая серия левых сбросо-сдвигов северо-северо-западного простирания, обычно приуроченных к долинам ручьев. По ним хорошо устанавливаются левые смещения границ кембрийских толщ на расстоянии до 1 км, а сбросовая составляющая, благодаря очень крутому залеганию толщ, не выявляется. По одному из разломов удалось наблюдать поверхность сместителя, имеющую крутое (80°) падение на восток.

Сопряженные с описанными выше правые сбросо-сдвиги обычно очень мелкие, поэтому при уменьшении карты (рис. 3) они были в

основном сняты. В районе Абаканского месторождения по долине ручья в скважинах подсечена зона брекчирования, имеющая северо-западное простирание, но падение сместителя установить не удалось. На севере территории, на правом берегу р. Абакан, наблюдалась зона сближенных трещин мощностью 1 м, наклоненная на юго-запад под углом 70°.

Несколько южнее на аэрофотоснимках дешифрируется разлом северо-западного направления, по которому граничат девонские и кембрийские образования. Таким образом устанавливается их сбросовая составляющая. Других данных по этим разломам нет, за исключением данных дешифрирования.

Итак, на Абаканском участке с достаточной степенью достоверности выделяются три группы разломов, судя по ориентировке их главного горизонтального напряжения, тесно связанных между собой генетически и по возрасту. Теоретическая картина, вытекающая из стрес-анализа, осложняется здесь опрокидыванием системы левых взбросо-сдвигов.

\* \* \*

В заключение остановимся на некоторых вопросах возраста разломов и возможной теоретической интерпретации полученных эмпирических выводов.

Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет установить очень широкое развитие разрывных нарушений, однако за редким исключением не удается отдешифрировать смещение одних разломов другими. Это, на наш взгляд, можно объяснить только тем, что движения по разным системам разломов происходят многократно. В результате этого вначале один разлом смещается другим, при последующих движениях из двух частей разорванного первого разлома возникают два новых, которые, продолжаясь («простреливаясь»), смещают второй разлом. Таким образом, в результате многочисленных подвижек по разломам разных систем, сопровождающихся их разрастанием в длину («простреливанием»), возникает весьма сложная сеть разрывных нарушений, причем разломы разного направления пересекаются без видимого смещения.

Только геологическим картированием удается установить, что основные перемещения происходят по разным разломам одной системы, вернее, по отдельным смещенным отрезкам первоначально единого разлома. Примером может служить Северо-Саянский разлом, который на Арбатском участке смещен левым сдвигом, а затем «простреливает» этот сдвиг и слабо его смещает (см. рис. 3).

Существуют многочисленные данные о длительности перемещений по многим крупным разломам в Западном Саяне и Туве, и нет никаких данных о том, что одна или несколько систем разломов возникли раньше, а другие позже. Лишь для некоторых конкретных разломов можно установить время основных подвижек, но это не значит, что по всем разломам этой системы движения происходили в то же время. Таким образом, вопрос о возрасте разломов оказывается достаточно сложным, хотя можно с уверенностью говорить, что основные системы как продольных, так и поперечных разломов закладываются на ранних этапах развития деформаций, вероятно, в переходную стадию развития геосинклинали, по терминологии А. В. Пейве (Пейве и др., 1971). например, на Курильской островной дуге на о. Итуруп Т. И. Александрова (1973) устанавливает наличие шести систем линеаментов, трещин и разломов, группирующихся, судя по приведенным розам-диаграммам и описаниям, в три группы сопряженных систем: 1) левые взбросо-сдвиги (разломы и трещины с азимутом простирания 40—60°) и правые взбросо-сдвиги (трещины с азимутом простирания 80°); 2) левые сдвиги (трещины с азимутом простирания 20—35°) и правые сдвиги (трещины с азимутом простирания 90—100°); 3) левые сбросо-сдвиги (разломы и

трещины с азимутом простирания 0—175°) и правые сбросо-сдвиги (разломы и трещины с азимутом простирания 130—155°). Для всех трех групп наблюдается единое главное горизонтальное напряжение по азимуту 330—340°.

Естественно, в процессе тектонического развития происходит усложнение сети разломов, иногда отмирание отдельных систем, например при образовании наложенных орогенных структур, но в общем коренной перестройки сети разрывных нарушений в изученных районах не происходило, хотя, несомненно, в других регионах при образовании резко на-

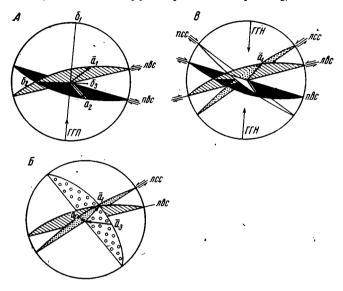


Рис. 4. Взаимоотношение основных и оперяющих разломов для двух сопряженных систем (проекция на верхнюю полусферу)

A — сопряженные разломы; B — оперяющие разломы одного из сопряженных разломов, вызванные переориентировкой эллипсоида напряжений в зоне основного разлома; B — система разломов основных сопряженных и крутых их оперяющих (пологие отброшены);  $\bar{a}_1$ ,  $\bar{a}_2$ ,  $\bar{a}_3$  — векторы перемещения по разломам; лвс — левый взбросо-сдвиг, пвс — правый взбросо-сдвиг, псс — правый сбросо-сдвиг,  $\Gamma\Gamma$  — направление главного горизонтального напряжения

ложенных позднеорогенных и платформенных структур такая перестройка могла происходить.

Таким образом, по ориентировке разлома невозможно судить о его возрасте, и вопрос о возрасте каждого конкретного разлома должен решаться на основании конкретного фактического материала по каждому разлому.

Механизм образования разломов разного направления без изменения характера напряжений в районе можно представить гипотетически следующим образом. В результате тангенциального сжатия какоголибо участка возникают продольные сопряженные системы взбрососдвигов. Движения по этим взбрососдвигам происходят импульсами, т. е. сначала идет накопление напряжений до определенного предела, а потом происходит движение по разломам — релаксация напряжений, затем вновь накопление напряжений, и т. д. В момент релаксации напряжений, когда тангенциальные напряжения незначительны, вероятно, проявляют себя вертикальные, возможно, гравитационные силы, в результате чего образуется группа сопряженных сбросо-сдвигов. Направ-

ление главного горизонтального напряжения для этих сбросо-сдвигов

определяется остаточными тангенциальными напряжениями.

Возникновение сдвигов объяснить труднее. Возможно, они возникают в результате деформации при складчатости сбросо-сдвигов, но скорее всего они образуются вначале как оперяющие разломы по отношению к продольным взбросо-сдвигам, а затем, укрупняясь, приобретают самостоятельное значение. Механизм образования таких оперяющих разломов, преобразующихся затем в сдвиги, можно представить следуюшим образом (см. рис. 4). В результате возникновения какого-либо разлома, в данном случае продольного, ориентировка эллипсоида напряжения в зоне разлома будет отличаться от ориентировки эллипсоида напряжения, вызванного тангенциальным сжатием всего района в целом. А именно, в зоне разлома эллипсоид напряжения должен быть ориентирован таким образом, что две его оси будут находиться в плоскости сместителя, причем максимальная ось эллипсоида будет перпендикулярна плоскости сместителя, а средняя ось — параллельна направлению вектора перемещения, т. е. направлению, по которому силы трения будут максимальными. В результате этих новых напряжений, охарактеризованных новым эллипсоидом, возникают две сопряженные системы разрывов, причем одна система с крутопадающими сместителями, а другая — с пологопадающими. Вероятно, пологопадающие разрывы не превращаются в разломы, а крутопадающие разрывы, оперяющие две сопряженные системы, образуют две системы крутых разломов, по которым тангенциальные напряжения разрешаются в виде сопряженных правых и левых сдвигов.

В настоящей статье рассмотрены основные закономерности генетической связи разломов в Западном Саяне и Туве. Следует отметить, что пока немногочисленные попытки применить принципы стресс-анализа для других складчатых областей увенчались полным успехом. А. Н. Бебиком в одном из районов Большого Кавказа выделено шесть систем разломов, закономерно между собой связанных, а О. В. Ляшенко также шесть систем установлены в Восточном Саяне.

Следует сказать, что метод стресс-анализа нуждается в дальнейшем совершенствовании. Пока изучены далеко не все возможные варианты распределения напряжений и разломов. Так, пока не ясны закономерности образования и развития разломов разного генезиса в областях растяжения, в областях торцовых сочленений крупных структур, в областях с многоярусным строением и т. д. Однако рассмотренные варианты, по-видимому, встречаются в складчатых областях наиболее часто, и разработанная методика позволяет классифицировать разломы в таких районах по их генезису, что имеет большое значение.

#### Литература

Александрова Т. И. О планетарной трещиноватости в Курильской островной дуге.-Вестн. Ленингр. ун-та. Геол. и география, 1973, вып. 3, № 18.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. В сб.: Вопросы современной зару-

бежной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Марков М С., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Штрейс Н. А. Океан и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 192, № 2.

Херасков Н. Н. Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна.— Бюл.

Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1970, т. XV, вып. 3. Хиллс Е. Очерки структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1954.

Lu P. H., Scheidegger A. E. An intensive local aplication of lensen:s isale stress theory to the sturgeon lake sowth area of Alberta.—Bull. canad. petrol. geol., 1965, vol. 13, No 3.

Ranken R. E., Scheidegger A. E. An application of isallo stress analysis to areas in Tanrania, Texas and Alaska.— Pure and Appl. Geophys., 1969, vol. 75, No. 4.

Объединение «Аэрогеология», Москва

УДК 551.243(470.6)

## С. П. МАЛКИН, Ю. А. СПЕВАК

## РОЛЬ УПЛОТНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИИ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Изложены закономерности формирования 13 локальных поднятий Восточного Предкавказья и рассмотрена роль уплотнения глинистых пород при их образовании. Отмечаются четыре варианта структурообразования по степени влияния тектогенеза и процессов гравитационного уплотнения глинистых пород. Время заложения локальных поднятий определяется точнее при анализе осадочных комплексов с учетом поправок на уплотнение глинистых пород, чем существующими геолого-структурными методами.

Процессы уплотнения осадочных комплексов привлекают пристальное внимание исследователей при рассмотрении истории геологического развития отдельных локальных поднятий и крупных регионов (Арбатов, Назаров, 1972; Бурштар и др., 1969; Гординский и др., 1963; Малкин, 1975; Назаров, Малкин, 1975). Это связано с тем, что палеоструктурные построения, выполненные с учетом уплотнения осадочных образований, позволяют существенно уточнить историю развития региона и отдельной структуры.

В настоящей статье приводятся результаты изучения роли прогибания и процессов гравитационного уплотнения осадочных комплексов в структурообразовании с целью выявления истории формирования локальных поднятий и определения времени их заложения в осадочном чехле Прикумской, Ики-Бурулской, Промысловско-Цубукской и Надеждинско-Каспийской тектонических зон Восточного Предкавказья. Авторы исходят при этом из того, что в платформенных условиях накопление осадков компенсирует не только региональное погружение, но и прогибание в результате уплотнения осадочных толщ. Восстанавливая начальные мощности и подсчитывая величины уплотнения глинистых толщ, можно оценить влияние прогибания и уплотнения осадочных комплексов в стадии диагенеза на формирование изучаемых локальных поднятий.

В процессе проводимых исследований особенности литологического состава мезозойско-кайнозойских отложений выявлялись с помощью каротажных диаграмм и описания керна из глубоких скважин. Границами при расчленении разрезов осадочных толщ на комплексы принимались хорошо прослеживаемые реперные горизонты. В каждом комплексе выделялись глинистые пласты и подсчитывалась их общая мощность; затем рассчитывались коэффициенты уплотнения глинистых пород в зависимости от глубины их залегания по методике, предложенной С. П. Малкиным (1975), и вычислялись начальные мощности глинистых пластов и их мощности для разных отрезков геологического времени.

Относительный характер распределения начальных и современных мощностей осадочных комплексов может быть существенно различным или весьма близким и находится в прямой зависимости от изменения

мощности глинистых пластов по площади. Это подтверждается на примере изучения истории геологического развития Сухокумского, Солончакового, Красно-Камышанского, Цубукского, Восточно-Камышанского, Северо-Камышанского, Дахадаевского, Степного, Улан-Хольского, Русского Хутора Северного, Равнинного, Русского Хутора Южного и Максимокумского локальных поднятий Восточного Предкавказья. Большая часть этих поднятий возникли главным образом под влиянием вертикальных подвижек блоков фундамента (Малкин, 1973) и принадлежат эндогенному типу.

Изучение времени заложения и интенсивности формирования указанных поднятий в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле є учетом уплотнения глинистых пород позволило выявить среди них три подтипа поднятия раннего заложения, поднятия с неоднократными фазами фор-

мирования и поднятия позднего формирования.

Поднятия раннего заложения начали проявляться с положительным знаком на ранних этапах их развития, т. е. в мезозое, и прослеживаются до современного периода включительно. Их конфигурация в течение геологической истории оставалась почти неизменной или же менялась в зависимости от интенсивности прогибания и гравитационного уплотнения осадочных комплексов. Степень влияния указанных факторов на формирование локальных поднятий раннего заложения отражена в четырех вариантах, изложенных ниже.

I. Прогибание и уплотнение осадочных комплексов синхронно влияли на формирование локальных поднятий (Сухокумское, Солончаковое, Красно-Камышанское, Цубукское и др.). Характерной особенностью геологического развития этих поднятий в осадочном чехле является их раннее заложение и стабильное формирование с положительным знаком в разные эпохи геологического времени. Об этом свидетельствуют конформность современных и палеоизолиний и малая изменяемость размеров таких поднятий в течение геологической истории. Анализ мощностей осадочных толщ без учета уплотнения глин приводит к занижению амплитуды таких поднятий в 1,1—1,5 раза (рис. 1, А, А'). По-видимому, глубинные подвижки блоков фундамента положительного знака в этом случае постоянно контролировали распределение песчано-глинистого материала в пределах Солончакового, Сухокумского и других районов, вследствие чего на крыльях поднятий накапливались глинистые толщи большей мощности, чем в их сводовых участках. Такие закономерности геологического развития для указанных выше районов обусловили синхронное влияние прогибания и процессов уплотнения осадочных комплексов на формирование структур положительного знака.

II. Процессы уплотнения осадочных комплексов проявлялись активнее, чем прогибания, и расформировывали локальные поднятия в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле Восточного Предкавказья.

Этот вариант структурообразования наглядно иллюстрируется изучением истории геологического развития Улан-Хольского (рис. 1, Б, Б') и Степного локальных поднятий. Анализ формирования Улан-Хольского поднятия обычными геолого-структурными методами привел бы к неправильному заключению о времени его заложения, так как в этом случае рассматриваемое поднятие не фиксируется ни в меловой, ни в палеогеновый периоды. Учет уплотнения показывает, что Улан-Хольское поднятие развивалось уже в позднем апте и продолжало формироваться с положительным знаком в альбе и в эоцене, а следовательно, его можно относить к конседиментационному типу.

История геологического развития Степного локального поднятия и определение времени его заложения также заслуживают внимания. Закономерности распределения современных мощностей осадочных комплексов от верхней юры до среднего олигоцена на Степной площади, так же как и на Улан-Хольской, не показали существования положительной

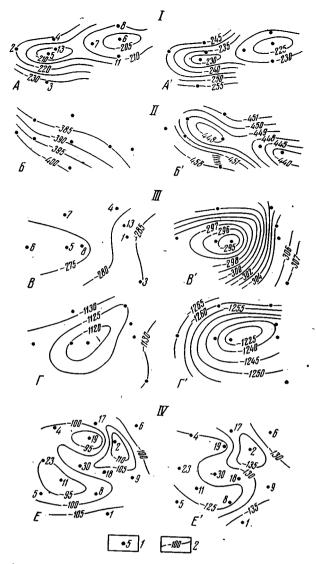


Рис. 1. Палеоструктурные карты, характеризующие поднятия первого подтипа. I — Солончаковская площадь: А — по кровле второго песчаного пласта юры — к началу раннего апта, А' — то же с учетом уплотнения осадочных комплексов, II — Улан-Хольская площадь: В — по кровле восьмого песчаного пласта нижнего мела — к началу позднего мела, Б' — то же с учетом уплотнения осадочных комплексов: III — Равнинная площадь: В — по кровле третьего песчаного пласта юры — к началу апта, Г — то же к началу олигоцена, В', Г' — то же соответственно с учетом уплотнения осадочных комплексов, IV — площадь Русский Хутор Северный: Е — по кровле неокомских отложений — к началу позднего апта, Е' — то же с учетом уплотнения осадочных комплексов.

структуры вплоть до начала среднеолигоценового века. На палеоструктурных картах по кровле средней юры к началу раннего апта, позднего мела, олигоцена и среднего олигоцена вырисовывается моноклинальное погружение пород в северном направлении. При анализе мощностей с учетом уплотнения глин установлено, что это поднятие начало обознанаться как положительная структура, осложненная двумя куполами,

1 — скважина и ее номер, 2 — изолинии

уже к началу раннего апта. Западный купол поднятия в это время имел размеры  $3.5 \times 2$  км, амплитуда его была равна 5 м; размеры восточного купола —  $0.75 \times 0.5$  км и амплитуда 4 м. К началу позднего мела конфигурация поднятия и размеры куполов оставались прежними, но амплитуда западного купола возросла до 22, а восточного — до 6 м. В позднемеловую и эоценовую эпохи на месте западного и восточного куполов формировалось уже одно поднятие, которое представляло собой антиклиналь размером  $5 \times 2$  км с амплитудой 12 м. В раннем олигоцене наиболее четко выделялся западный купол поднятия. Его амплитуда достигала 40 м и превышала современную на 15 м. Таким образом, размеры Степного поднятия были почти сопоставимы с современными  $(5 \times 2.5$  км) уже в раннем мелу.

Сказанное позволяет заключить, что формирование Улан-Хольского и Степного локальных поднятий раннего заложения происходило унаследованно в разные эпохи мезозоя и кайнозоя. Глубинные подвижки блоков фундамента положительного знака в этом варианте не оказывали постоянного влияния на распределение объемов песчано-глинистого материала. По-видимому контроль в осадконакоплении объемов песчаников и глин осуществлялся морскими донными течениями, которые омывали локальное поднятие с разной интенсивностью. Так создавались условия, в результате которых в позднейшие эпохи-процессы формирования Улан-Хольского и Степного локальных поднятий были затушеваны уплотнением глинистых пород. Следовательно, палеоструктурный анализ только современных мощностей осадочных комплексов приводит к неправильному заключению о времени заложения локальных поднятий.

III. Роль прогибания преобладала над процессами уплотнения осадочных комплексов в формировании поднятий. Уплотнение глин и алевролитов расформировывало поднятия только на ранней стадии их геологического развития. На поздних этапах (в палеогене) эти процессы лишь ослабляли образование структур положительного знака. Сказанное иллюстрируется рис. 1, В, В', Г, Г', где показано развитие Равнинного поднятия без учета и с учетом уплотнения глинистых пород. Анализ палеомощностей верхнеюрского и олигоценового комплексов позволил установить, что форма и размеры Равнинного поднятия в позднем мелу и в олигоцене были почти сопоставимы с современными.

Такие же закономерности формирования локального поднятия установлены в Восточно-Камышанском районе Калмыцкой АССР. В раннем мелу процессы уплотнения глинистых пород и прогибание нивелировали друг друга, что привело к распадению Восточно-Камышанского поднятия. Однако в позднем мелу, эоцене, олигоцене и в раннем миоцене интенсивность вертикальных подвижек блоков фундамента возрастала, и уплотнение глинистых пород верхнеаптско-нижнемиоценового комплекса не смогло затушевать наличие Восточно-Камышанского поднятия в осадочном чехле мезозоя и кайнозоя. Этот вариант структурообразования четко фиксируется разными значениями амплитуд поднятий, определенными при составлении палеоструктурных карт без учета и с учетом уплотнения глинистых пород.

Формирование указанных локальных поднятий происходило, по-видимому, в условиях сменяющихся режимов осадконакопления. В ранние эпохи мезозоя распределение песчано-глинистого материала по площади регулировалось главным образом донными течениями в морском бассейне, в поздние — условия осадконакопления находились преимущественно в зависимости от интенсивности прогибания.

Таким образом, правильное представление о времени заложения Равнинного и Восточно-Камышанского локальных поднятий можно получить при палеоструктурных построениях только с учетом уплотнения глинистых пород.

IV. Процессы уплотнения осадочных комплексов преобладали над прогибанием и являлись причиной образования структур положительного знака.

Изучение палеструктурного плана Северо-Камышанской площади к началу позднего мела по кровле нижнеаптского репера без учета уплотнения глинистых пород четко показало наличие антиклинали широтного простирания. При анализе распределения палеомощностей верхнеаптского и альбского комплексов установлено наличие перегибов слоев с амплитудой в 4 м, поэтому говорить о существовании Северо-Камышанского поднятия в это время не представляется возможным.

Аналогичные структуры выявлены в пределах Прикумской зоны поднятий. Так, на палеоструктурной карте Дахадаевской площади, к началу олигоцена построенной по кровле песчаников артезианской свиты средней юры, с учетом уплотнения глинистых пород юры, мела и эоцена не выделяется восточный купол, в то время как по распределению мощностей без учета уплотнения тех же комплексов его наличие фиксируется довольно четко. На площади Русский Хутор Северный установлено два палеоподнятия, образованные вследствие уплотнения осадочных комплексов (рис. 1, E, E').

Механизм формирования таких поднятий можно представить следующим образом. Если на локальном участке происходят подвижки блоков фундамента положительного знака, полностью компенсирующиеся в рельефе морского бассейна осадконакоплением, то может создаться обстановка, при которой в сводовых участках поднятия будут накапливаться толщи глин и алевролитов меньшей мощности, чем на их периферии. Прекращение же подвижек блоков фундамента при снивелированном рельефе морского дна окажется предпосылкой для формирования палеоподнятия, обусловленного уплотнением осадочных пород. Время заложения этих локальных поднятий, определенное без учета уплотнения глинистых пород, следует считать недостаточно обоснованным.

Поднятия с неоднократными фазами формирования, как известно, образуются под влиянием пульсационных подвижек блоков фундамента (диктогенеза). Но и роль уплотнения осадочных комплексов при этом весьма значительна. Возможна разная интенсивность влияния этих двух факторов на образование таких поднятий, что выяснилось при рассмотрении истории геологического развития структуры Русский Хутор Северный, расположенный в пределах Прикумской тектонической зоны. На структурной карте по кровле среднеюрских отложений в пределах площади Русский Хутор Северный вырисовывается поднятие изометрической формы, размеры которого равны  $5.5 \times 5$  км с амплитудой 68 м. Поднятие существовало уже в позднеюрско-неокомское время и представляло собой складку брахиантиклинального типа, вытянутую в северо-восточном направлении (рис. 2, А, А'). В указанное время прогибание и уплотнение глинистых толщ синхронно влияли на формирование поднятия (первый вариант), что подтверждается величинами его амплитуд (h=17 м, h'=18 м) и его конфигурацией: Ослабление структурообразования в результате процессов уплотнения глинистых пород ( $h \! = \!$ =16 м, h'=21 м) происходило в неокомско-раннеаптское (рис. 2, Б, Б', третий вариант). Анализ распределения мощностей нижнего апта на площади Русский Хутор Северный показал наличие лишь двух небольших куполов, образование которых было обусловлено главным образом уплотнением глинистых толщ (см. рис. 1, Е, четвертый вариант). К началу позднего мела на этой площади формировался структурный нос юго-западного простирания протяженностью 6 км (рис. 2, В, В'). Прогибание и уплотнение осадочных комплексов синхронно влияли на образование этой структуры (h=24 м, h'=26 м). К началу среднего миоцена на площади Русский Хутор Северный снова

вырисовывается локальное поднятие, конфигурация которого становится сходной с современной. Его размеры равны  $5\times3,5$  км, а амплитуда h=43 м и h'=35 м. Как видно, уплотнение осадочных комплексов в это время увеличивало амплитуду поднятия.

Исходя из вышеизложенного, следует считать, что поднятие Русский Хутор Северный формировалось непрерывно-прерывисто (Чернобров, 1970) под влиянием вертикальных подвижек блоков фундамента и уплотнения осадочных комплексов. Завершающая фаза этого структурообразования может относиться к среднему миоцену.

Поднятия позднего формирования возникли под влиянием прогибания с неоднократным проявлением движений блоков фундамента поло-

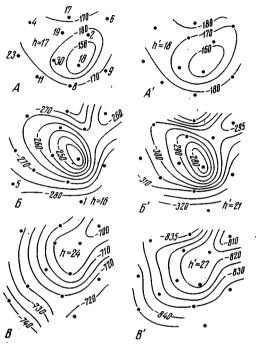


Рис. 2. Палеоструктурные карты, характеризующие поднятия второго подтипа. Площадь Русский Хутор Северный. А, Б, В по кровле среднеюрских отложения к началу соответственно апта, позднего апта, позднего мела. А', Б', В'—то же с учетом уплотнения осадочных комплексов. Условные обзначения см. на рис. 1

жительного знака на локальных участках региона в конце палеогенового и в неоген-четвертичный периоды. Такие структуры представляют собой штампы блоков фундамента, что подтверждается сопоставимостью их конфигураций и размеров по ряду маркирующих горизонтов в разрезе осадочного чехла.

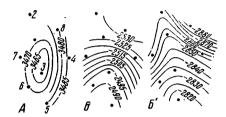
Рассмотрим историю геологического развития двух таких поднятий — Русский Хутор Южный и Максимокумское. Первое поднятие расположено в центральной части Прикумской зоны. На структурной карте по кровле песчаников джанайской свиты средней юры (рис. 3, A) вырисовывается малоамплитудное поднятие антиклинального типа ( $h=7\ m$ ), простирающееся в меридиональном направлении. Его размеры по изогипсе —3470 м равны  $4\times1,5\ \kappa$ м. Второе — Максимокумское — расположено в северо-западной части Прикумской зоны поднятий. По кровле песчаников байосского яруса оно представляет собой складку брахи-антиклинального типа, несколько вытянутую в субширотном направлении. Его размеры по изогипсе —3090 м равны  $12\times6\ \kappa$ м, а амплитуда достигает  $35\ m$ .

Условия геологического развития районов Русский Хутор Южный и Максимокумский были, по-видимому, сходными. Распределение современных мощностей и палеомощностей осадочных комплексов мезозоя и кайнозоя не зафиксировано наличие положительных структур в указанных районах до начала среднего миоцена. Это обстоятельство позволяет

утверждать, что поднятия Русский Хутор Южный (рис. 3, Б, Б') и Максимокумское могли сформироваться в среднемиоцен-четвертичное время под влиянием главным образом вертикальных подвижек блоков фундамента, а уплотнение глинистых пород не играло существенной роли в их образовании. Изучение же палеоструктуры с учетом уплотнения осадочных комплексов позволило точнее восстановить историю геологического развития этих структур и условия их формирования.

Приведенные выше материалы позволяют считать, что уплотнение осадочных комплексов играет весьма существенную роль в образовании

Рис. 3. Палеоструктурные карты, характеризующие поднятия третьего подтипа. Площадь Русский Хутор Южный. А — структурная карта по кровле песчаников джанайской свиты средней юры, Б — палеоструктурная карта по кровле песчаников джанайской свиты средней юры к началу среднего миоцена; Б' — то же с учетом уплотнения осадочных комплексов. Условные обозначения см. на рис. 1



поднятий раннего заложения и поднятий с неоднократными фазами формирования. На образование же поднятий позднего формирования уплотнение глин и алевролитов существенно не влияет. Из четырех рассмотренных выше вариантов влияния прогибания и процессов уплотнения глинистых пород на структурообразование в трех (II, III, IV) время заложения локальных поднятий следует определять в результате изучения закономерностей распределения палеомощностей осадочных комплексов мезозоя и кайнозоя. Иначе могут быть допущены серьезные. ошибки, которые приведут к неправильному истолкованию времени формирования нефтяных и газовых залежей, приуроченных к этим струк-

Анализ пространственного размещения залежей нефти и газа в пределах значительной части Восточного Предкавказья (Прикумская, Ики-Бурулская, Промысловско-Цубукская и Надеждинско-Каспийская зоны поднятий) и сопоставление ранее полученных материалов о формировании локальных поднятий на этой территории позволили сделать еще один интересный вывод. Оказывается, поднятия раннего заложения содержат в основном газовые и газоконденсатные залежи, поднятия с неоднократными фазами формирования могут содержать как газоконденсатные, так и нефтяные залежи, поднятия же позднего формирования заключают в себе главным образом нефтяные залежи.

### Литература

Арбатов А. А., Назаров Д. А. Гравитационное уплотнение и его структурообразующая

роль.— Сов. геология, 1972, № 8.

Бурштар М. С., Назаров Д. А., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. О методике палетектонического анализа (на примере Скифской плиты). Сов. геология, 1969, № 9.
Гординский Е. В., Музыченко А. М., Фомкин К. В. Методика палеотектонического анализа. — В сб.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья. Сер. геол. Изд-во ЦНИИТЭнефтегаз, 1963.

Малкин С. П. Особенности строения локальных поднятий Восточного Предкавказья, методика их изучения и поисков.— Геол. нефти и газа, 1973, № 10.

Малкин С. П. Палеотектонический анализ Восточного Предкавказья в среднеюрскую и

раннемеловую эпохи. Бюл. Моск. о-ва природы. Отд. геол., 1975, вып. 2. Назаров Д. А., Малкин С. П. Опыт изучения начальных мощностей осадочных комплексов.— Геотектоника, 1975, № 3. Чернобров Б. С. Основные черты разрывной тектоники востока Скифской плиты.— В сб.:

Некоторые проблемы нефтяной геологии Северного Кавказа. Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 100.

ВНИГНИ Москва

Статья поступила 3 июля 1975 г.

УДК 550.838(262.5)

# Г. В. ОСИПОВ, Ю. И. СВИСТУНОВ, А. А. ТЕРЕХОВ О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ АЛУШТИНСКО-БАТУМСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ НА ЧЕРНОМ МОРЕ

Количественная интерпретация материалов гидромагнитных исследований в Алуштинско-Батумской аномальной зоне указывает, что в послепалеогеновое время здесь происходили процессы внедрения мантийного вещества в верхние слои земной коры. Анализ взаимного расположения Алуштинско-Батумской зоны и разнотипного обрамления впадины, а также привлечение материалов, полученных другими геофизическими методами, позволяют высказать предположение о возникновении в неогене в этой части Черноморской впадины линейной структуры типа континентального рифта. Ее зарождение совпало с резким усилением прогибания Черноморской впадины и складкообразовательных процессов в смежных областях.

В решении проблемы происхождения Черноморской впадины главным вопросом является установление причины и времени исчезновения гранитно-гнейсового слоя в ее центральной части. Отсутствие надежных фактических данных о характере основания впадины порождает многочисленные и зачастую взаимоисключающие гипотезы о природе и времени ее возникновения. М. В. Муратов недавно (1975, стр. 128) следующим образом охарактеризовал состояние проблемы: «Основной вопрос, является ли отсутствие здесь гранитно-гнейсового слоя изначальным (первичным) или представляет результат процессов недавнего геологического прошлого (вторичным), не может быть пока решен однозначно, хотя в настоящее время имеется больше данных в пользу гипотезы его вторичного происхождения».

Самые последние данные также не принесли определенности. Достаточно отметить, что в центральной части Черного моря к югу от Крыма, где раньше выделялась обширная «безгранитная» область (Балавадзе и др., 1968; Непрочнов и др., 1964, 1966), сейчас установлена трехслойная модель земной коры (Москаленко, Маловицкий, 1974). То, что отмеченная «безгранитная» область не нашла отражения в особенностях геомагнитного поля, заставляет уделить внимание количественным оценкам распределения магнитовозмущающих-масс в пределах впадины и. в первую очередь, в Алуштинско-Батумской аномальной зоне. Последняя представляет собой полосу положительных и сопряженных с ними отрицательных аномалий западно-северо-западного простирания. Значительные размеры этой зоны (длина более  $600~\kappa M$ , средняя ширина 70-80 км), а также высокая интенсивность составляющих ее аномалий (амплитуды 400—600 гамм) указывают на отражение в геомагнитном поле крупной структуры земной коры, выяснение природы которой, по мнению авторов, имеет важное значение для понимания процессов формирования земной коры Черноморской впадины. Вопросам выяснения природы геомагнитного поля всей впадины, в том числе и рассматриваемой аномальной зоны, посвящены работы Я. П. Маловицкого и др. (1969, 1972), В. Р. Мелихова и др. (1971), Е. Г. Мирлина и др. (1972), однако считать эту задачу решенной преждевременно. До сих пор, например, неясны ни время образования отмеченной зоны, ни то, с какими типами

структур она связана. Материалы сейсмических исследований (МОВ) в восточной части Черного моря, проведенных в последние годы, позволили проследить в море структуры окружающей суши и установить границы разнотипных тектонических областей (Маловицкий, Терехов, 1972, 1973; Терехов и др., 1973). Это дало возможность рассмотреть взаимное расположение линейной Алуштинско-Батумской аномальной зоны и других тектонических областей и вместе с данными количественной интерпретации геомагнитного поля с иных позиций подойти к решению вопроса о природе данной зоны.

Один из главных результатов сейсмических исследований последних лет — установление регионального разлома, разделяющего морские про-

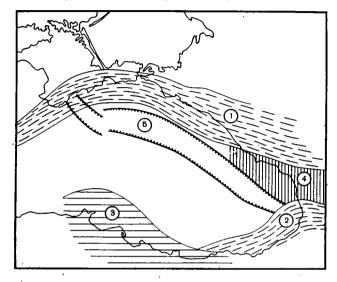


Схема взаимного расположения Алуштинско-Батумской зоны и разнотипных структур обрамления. 1 — Крымско-Кавказская складчатая система, 2 — складчатая система Аджаро-Триалет, 3 — образования восточного Понта, 4 — Грузинская тлыба, 5 — зона послепалеогеновых внедрений мантийного вещества в верхние слои земной коры

должения складчатых образований Кавказа и Крыма и субплатформенные структуры центральных частей Черноморской впадины. Этот разлом из района г. Гагры продолжает в море выделенный Е. Е. Милановским (1962) Кахетино-Лечхумский шов — границу между складчатыми образованиями Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбой на западе. В море он расположен в 40-60 км от береговой линии, прослежен более чем на 400 км и служит тектонической границей Крымско-Кавказской складчатой системы (рисунок). К югу от г. Гагры прослежены типичные структуры Грузинской глыбы. Слагающие их толщи мела, палеогена и миоцена по системе разломов северо-западного простирания опущены на 2—3 км и более в глубоководную часть Черноморской впадины и перекрыты чехлом плиоцен-четвертичных осадков. Изученная полоса морского продолжения Грузинской глыбы характеризуется блоковым строением. Несколько южнее г. Поти в море продолжаются линейные структуры Аджаро-Триалет, которые близ берега имеют западно-северо-западные простирания с последующим разворотом к юго-западу. Как показали материалы морских сейсмических исследований в районе г. Трабзона, здесь оканчивается отмеченная складчатая система. Западнее, в районе городов Самсун и Синоп, в море продолжаются образования Восточного Понта в виде подводного хребта Архангельского.

Анализ взаимного расположения аномалий в пределах Алуштинско-Батумской зоны и отмеченных выше тектонических единиц показывает, что первая своим положением и простиранием не согласуются ни с одной из продолжающихся в море структур обрамления. Хорошее совпадение в этом отношении наблюдается лишь на участке морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа. Однако уже на широте г. Сочи выделенный в море разлом на границе складчатой системы разворачивается к берегу, в сторону Кахетино-Лечхумского шва. В то же время полоса магнитной аномалии, не претерпевая изменений в простирании; почти под прямым углом подходит к зоне структур Аджаро-Триалет. Близко к нормальному и соотношение простираний Алуштинско-Батумской аномальной зоны и структур Горного Крыма. Вместе с тем в аномальной зоне расположены разломы тех же простираний, по которым в неогене мезозойско-кайнозойские отложения Грузинской глыбы были опущены в глубоководную часть Черноморской впадины.

Сам факт секущего положения описываемой зоны по отношению к альпийским складчатым системам исключает объяснение ее как отражение в магнитном поле внедрения магнитоактивных пород по разломам, определявшим зарождение в триасе Крымско-Кавказского геосинклинального трога или образование в более позднее время прогиба на месте современной складчатой системы Аджаро-Триалет. Можно предположить, что тела, выраженные в аномалиях, здесь возникли значительно раньше либо внедрение магнитоактивных пород совпало с заключительными этапами развития складчатых систем обрамления впадины.

М. В. Муратов еще в 1949 г. установил, что источником грубообломочного материала юрских отложений Горного Крыма была древняя суша к югу от Крыма, т. е. в области, где в современном магнитном поле наблюдается протяженная линейная аномалия. В составе разнообразного грубообломочного материала, тем не менее, не содержатся обломки основных и ультраосновных пород, магнитные свойства которых, по расчетам, обусловливают характер наблюдаемой аномалии (Маловицкий и др., 1969; Мелихов и др., 1971). Привлечение этих данных, хотя и косвенно, все же указывает на относительную молодость образования тел, выраженных в аномалиях,— по крайней мере в послеюрское время. Более конкретную информацию о времени их внедрения дают материалы количественной интерпретации геомагнитного поля Алуштинско-Батумской аномальной зоны.

При анализе распределения трафиков  $\Delta T_a$  или кривых  $\Delta T_a$  по отдельным профилям обращает внимание наличие отрицательных значений в северных частях аномалий, свидетельствующее о прямой намагниченности масс в магнитном поле Земли, близком к современному (Брюсов, 1969; Духовский и др., 1970). Второй примечательный признак — осложнение крупных аномалий  $\Delta T_a$  небольшими локальными аномалиями амплитудой 20—50 и более гамм, которые уверенно прослеживаются на двух-трех соседних профилях и не являются ошибками наблюдений. Массовые расчеты глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел показали наличие двух уровней их залегания в пределах рассматриваемой зоны. Нижний, определенный по аномалиям первого порядка, находится близ поверхности основания Черноморской впадины (Маловицкий и др., 1969, 1972; Мирлин и др., 1972).

Верхний уровень образуют тела, расположенные на глубинах 5— 8 км, т. е. в толще осадочного чехла впадины. Глубина их залегания определялась по аномалиям второго порядка. Одним из возможных объяснений природы второго уровня магнитоактивных тел может быть предположение о широком развитии мезозойского вулканизма, который наблюдается в Крыму, в Гагро-Джавской зоне Южного склона Большого Кавказа, в смежной части Грузинской глыбы и т. д. Однако отсутствие второго уровня магнитоактивных тел вне пределов зоны АлуштинскоБатумской аномалии ставит под сомнение такое предположение. Напротив, есть достаточные основания полагать единство природы локальных и региональных аномалий Алуштинско-Батумской зоны и молодость внедрения магнитоактивных масс, обусловливающих наличие здесь тех или других аномалий.

Вычисление элементов залегания магнитовозмущающих масс по аномалии I порядка на одном из профилей (см. данные по профилю 9 в таблице), выполненное методом подбора по формуле учитывающей естест-

Расчетные параметры магнитовозмущающих масс зоны Алуштинско-Батумской аномалии и морского участка Аджаро-Триалетской зоны Кавказа

Параметры магнитовозмущающих масс	Зона Алуштинско- Батумской аномални		Морской участок Аджаро-Трналет
	профиль 9	профиль 4	профиль 08
Глубина залегания верхней	-	<u>'</u>	K.
кромки $h_1$ , $\kappa M$	12,5	5	0,9-1,0
Глубина залегания нижней	·		•
кромки $h_2$ , $\kappa M$	30 ~	25	1,6
Горизонтальная мощность		ł	
2d, км	87,5	30	4
Угол наклона ф	90°	45°	58°
Параметр 0	70°	60°	—143°
Палеонаклонение Іп	65°	60°	—143°
Палеосклонение D	_9°	5°	180°
Интенсивность намагниченно- сти In			
	1200 10 <sup>-6</sup> CFC	400 · 10 <sup>←</sup> 6 CFC	2000 · 10⁻6 CFC
Полярность палеополюса Координаты широта палеомагнит-	**************************************	. <del> </del> 86°	69°
ного полюса долгота	355°	112°	222°

Примечание: ctg  $\theta$ =ctg  $I_n$ ·cos  $\alpha$ ;  $\alpha$ -угол между положительной осью и горизонтальной проекцией направления намагниченности.

венную остаточную намагниченность, позволило определить оценочные значения координат палеомагнитного полюса, сопоставление которых с данными А. Н. Храмова и Л. Е. Шолпо (1967) свидетельствует об их удовлетворительной сходимости с координатами палеомагнитного полюса в неоген-четвертичное время. Близкое значение широты магнитного полюса получено и при расчетах по аномалиям II порядка другого профиля (см. профиль 4 в таблице). Дополнительным подтверждением единства природы уровней магнитоактивных тел является приуроченность нижних кромок к одной поверхности, которая находится на глубине около 25—30 км. Принимая во внимание то, что по данным других геофизических методов мощность земной коры в целом оценивается здесь такой же величиной (Балавадзе, 1975; Москаленко, Маловицкий, 1974; Непрочнов и др., 1964, 1966) и что положение нижних кромок соответствует положению поверхности Кюри, можно говорить о мантийном происхождении намагниченных тел. Наблюдаемый разброс в определениях глубины залегания верхнего уровня магнитовозмущающих масс, на наш взгляд, может свидетельствовать не только о возможных ошибках расчетов, но и о различных уровнях внедрения мантийного вещества в толщу осадков Черноморской впадины.

Для уточнения времени начала этих процессов представляется интересным сопоставить рассмотренные выше параметры магнитовозмущающих тел Алуштинской-Батумской зоны с такими же параметрами, рассчитанными по магнитным аномалиям в морском продолжении Аджаро-Триалетской зоны Кавказа. В строении последней участвуют мощные вулканогенные образования мела и эоцена, залегающие в отдельных

местах на сравнительно небольшой глубине под дном моря. В таблице приведены результаты определений элементов залегания и координат палеомагнитного полюса по профилю 08, расположенному на шельфе в пределах морского продолжения Аджаро-Триалет.

Характерная особенность кривой  $\Delta T_a$  по профилю 08 — наличие отрицательной ветви с южной стороны профиля, что свидетельствует об обратной намагниченности магнитоактивных пород. Таким образом, уже качественное сопоставление кривых  $\Delta T_{\rm a}$  Алуштинско-Батумской зоны и участка морского продолжения Аджаро-Триалет указывает на различие во времени возникновения в их пределах магнитовозмущающих тел. Анализ данных, приведенных в таблице, свидетельствует и о различной их природе. Если наблюдаемые по профилям 4 и 9 аномалии вызваны индуктивно-намагниченными телами типа даек с корнями в пределах мантии, то аномалию по профилю 08 обусловливают тела пластообразной формы с обратной намагниченностью. Пониженное значение широты палеомагнитного полюса указывает на более раннее происхождение создающих магнитные аномалии тел в Аджаро-Триалетской зоне. Поскольку в. их строении участвуют неглубоко залегающие мощные вулканогенные образования эоцена, то похоже, что внедрение магнитоактивных масс в Алуштинско-Батумской аномальной зоне скорее всего происходило в послепалеогеновое время.

Наличие в зоне описываемой аномалии нескольких уровней магнитоактивных тел с идентичным характером намагниченности свидетельствует также о последовательных внедрениях магнитовозмущающих масс и о сравнительно коротких промежутках времени между внедрениями. Возможно, что эти процессы происходят и в настоящее время. К сожалению, чрезвычайно слабая изученность теплового потока в пределах Черного моря не позволяет привлечь эти важные сведения для выяснения природы магнитной аномалии, хотя Е. А. Любимова и др. (1974) отмечают повышение его значений в пределах аномальной зоны. Нет также уверенных данных и о характере границы кора — мантия по материалам ГСЗ, хотя и отмечается (Москаленко, Маловицкий, 1974) поднятие поверхности Мохоровичича по мере приближения к зоне. Вместе с тем положению аномалиеобразующих тел в Алуштинско-Батумской зоне соответствуют региональные отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Фая, а также крупные отрицательные изостатические аномалии (Артемьев, 1975).

Линейность рассмотренной зоны, ее положение по отношению к структурам обрамления и геофизическая характеристика указывают, что Алуштинско-Батумская аномальная зона контролирует своеобразную структуру земной коры, представляющую собой, возможно, зародившийся в неогене и развивающийся в настоящее время рифт. В свете развиваемых М. В. Муратовым (1972, 1975) представлений о возникновении Черноморской впадины на месте срединного массива в кайнозое и последних данных В. Н. Москаленко и Я. П. Маловицкого (1974) о трехслойной земной коре в центральной части впадины эту зону можно отнести к типу континентальных рифтов. Важно подчеркнуть, что зарождение и развитие этой рифтовой структуры совпадает с усилением вертикальных движений, приведших к образованию Черноморской впадины. Именно в Алуштинско-Батумской аномальной зоне по сейсмическим материалам установлены разломы того же простирания, что и те, по которым в неогене эродированные мезозойско-кайнозойские образования Грузинской глыбы на 2-3 км и более опущены в глубоководную часть впадины (Маловицкий, Терехов, 1972). Таким образом, материалы морских сейсмических и магнитометрических исследований, а также современный структурный план мезозойско-кайонозойских отложений обрамления свидетельствуют об определяющей роли вертикальных движений в формировании Черноморской впадины в послепалеогеновое время.

- Артемьев М. Е. Проблемы изостазии внутренних и окраинных морей территории СССР.— В сб.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975.
- Балавадзе Б. К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных аквато-
- рий.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 2. Балавадзе Б. К., В. Е. Бураковский, И. А. Гаркаленко. Тектоника области Черного и Азовского морей. — Геотектоника, 1968, № 4.
- *Брюсов Б. А.* Некоторые особенности интерпретации параметра  $\Delta T$ .— Справочник гео-
- физика, том IV. Магниторазведка. М., «Недра», 1969.

  Духовский А. А., Илаев М. Г., Кронидов И. И. Геофизические исследования.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 7. Л., «Недpa», 1970.
- Любимова Е. А., Александров А. П., Томара Г. А. Методика и аппаратура для измерения теплового потока через морское дно. В сб.: Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974.
- Маловицкий Я. П., Tepexos А. А. Новые сведения о структуре мезозойско-кайнозойских образований в Прикавказской части Черного моря. В сб.: Морская геология и геофизика, вып. III. Рига, «Зинатне», 1972.
- Маловицкий Я. П., Терехов А. А. О природе подводного хребта Архангельского в Черном море. Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 3. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осилов Г. В. Геомагнитное поле Черноморской впадины.
- Геофиз. сб. АН УССР, вып. 32. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки. В сб.: Морская геология и геофизика, вып. III. Рига, «Зинатне», 1972.
- Мелихов В. Р., Мирлин Е. Г., Углов Б. Д., Шрейдер А. А. Оценка распределения магнитовозмущающих тел в коре глубоководной котловины Черного моря с помощью трансформации в нижнее полупространство. В сб.: Морская геология и геофизика, вып. II. Л., «Недра», 1971.

  Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры развития шовных зон.—Сов.
- геология, 1962, № 6.
- Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р., Михайлов О. В., Непрочнов Ю. П. О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. - Изв. АН
- СССР. Сер. геол., 1974, № 9. *Муратов М. Ф.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР. Тектоника СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Муратов М. В. История геологического развития впадины Черного моря и окружающих ее областей. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И., Бокун Р. А., Чеку-
- нов А.В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Лукорский Г. Н., Михно М. Ф., Мурусидзе Г. Я., Чичикадзе В. К. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным.
- глубинного сейсмического зондирования. Океанология, 1966, № 1.
- Терехов А. А., Мамошина К. Н., Москаленко Э. П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря.— Геотектоника, 1973, № 1. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967.

Геленджикское отделение НИИМОРгеофизики и ЦГГЭ НПО Южморгео

Статья поступила-30 сентября 1975 г... No 1

УДК 551.24:551.76(574.3)

### А. К. БУВАЛКИН. В. Г. НИКОЛАЕВ

## ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЙКЮБЕНСКОЙ впадины

Описана система линейных дислокаций Майкюбенской мезозойской впалины. Выделены структурные подъярусы и рассмотрено развитие впадины. Разобрано соотношение мезозойского комплекса пород с домезозойскими образованиями и сделан вывод о его наложенном характере. Проведено сравнение Майкюбенской и Карагандинской мезозойских впадин.

В пределах обнаженной части палеозойских сооружений Центрального Казахстана известно несколько мезозойских впадин (Башарина, 1973, 2; Геология СССР..., 1972; История..., 1963; Яншин, 1973). Наиболее крупными и хорошо изученными впадинами являются Карагандинская и Майкюбенская. Структура мезозойского комплекса пород первой из них освещена в работах В. В. Воронцова (1965), «Геология Карагандинского угольного бассейна» (1972), В. Г. Николаева (1974). В Майкюбенской впадине рассмотрены в основном вопросы стратиграфии и литологии мезозойских отложений (Бувалкин, 1964; Мураховская, 1968; Орловская, 1968, и др.).

Майкюбенская мезозойская впадина большой своей частью располагается в пределах Ащисуйского синклинория каледонид северо-востока Центрального Казахстана. Этот синклинорий сложен породами силура и, возможно, низов нижнего девона, смятыми в сложную систему альпинотипных складок северо-восточного простирания. Северный борт мезозойской впадины наложен также на Майкаинский антиклинорий, в строении которого участвуют отложения протерозоя — ордовика. Нижний орогенный комплекс пород Ащисуйского синклинория (Звонцов, 1971) и главный геосинклинальный комплекс Майкаинского антиклинория местами резко несогласно перекрываются породами нижне- и среднедевонского вулканического пояса и верхнего орогенного комплекса (средний девон — нижний карбон), образующего несколько наложенных мульд. В их пределах развиты исключительно германотипные дислокации. Домезозойские образования прорваны палеозойскими интрузиями гранитоидов.

Мезозойские отложения Майкюбенской впадины с резким структур. ным несогласием залегают на коре выветривания различных горизонтов главного геосинклинального и орогенного комплексов (рис. 1). В их составе выделяются четыре свиты, представленные конгломератами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами и углями. Конгломераты распространены в нижней части разреза (ащикольская свита) и в меньшей степени присутствуют в верхних свитах. Сарыкульская, шоптыкульская и майкюбенская свиты образованы чередующимися песчаниками, аргиллитами и алевролитами, причем от центра к бортам впадины нередко происходит их фациальное взаимозамещение. Пласты углей распространены в основном в сарыкульской и шоптыкульской свитах. В целом в разрезе снизу вверх увеличивается мелкозернистость пород и угленасыщенность.

Рассматриваемый комплекс пород на основании находок остатков флоры, фауны пресноводных пелеципод и спорово-пыльцевых комплексов датируется как рэт — средняя юра, причем ащикольская свита относится к рэту, сарыкульская — к нижнему — среднему лейасу, шоптыкульская — к верхнему лейасу — байосу, майкюбенская — батскому ярусу (Бувалкин, 1964; Мураховская, 1968; Орловская, 1968).

Мощность отложений мезозойского комплекса пород увеличивается с юга на север. Вдоль южного борта впадины она равна 0—200 м, увеличиваясь к центральной части и вдоль северного борта до 1800—1900 м. Это подтверждается редкими профилями вертикального электрического зондирования, на которых опорный электрический горизонт, находящийся внутри мезозойских отложений, полого погружается от южного борта впадины к центру, а затем резко воздымается вблизи северного.

По угловым несогласиям мезозойские породы, образующие самостоятельный структурный ярус, можно разделить на три структурных подъяруса. Нижний из них (ащикольская и сарыкульская свиты) с несогласием до 4—6° перекрыт породами среднего подъяруса (шоптыкульская свита). По отдельным скважинам можно наблюдать, что величина углового несогласия меняется по площади впадины, увеличиваясь к бортам и уменьшаясь, а иногда и полностью исчезая, в синклиналях, расположенных в ее центральных частях. На образованиях среднего подъяруса с угловым несогласием в 1—2° залегают отложения верхнего подъяруса (майкюбенская свита). Это несогласие отчетливо наблюдается на отдельных участках, где подошва майкюбенской свиты сечет пласты угля нижележащей шоптыкульской свиты.

Мезозойский комплекс пород местами резко несогласно перекрывается неоген-четвертичными отложениями, выделяемыми в отдельный

структурный ярус, мощность которого достигает 40 м.

Майкюбенская впадина вытянута в широтном направлении (соотношение длинной оси к короткой 3:1) и имеет пологий южный борт и крутой северный. Последний ограничен Алтайкольским и Журумбайским разломами, по которым породы палеозоя и докембрия надвинуты на мезозойские отложения. В мезозойском комплексе пород Майкюбенской впадины выделяется система линейных антиклиналей и синклиналей, местами осложненных продольными разломами. В западной части впадины оси складок расположены друг от друга на расстоянии 3—4 км, тогда как в восточной происходит сближение осей и промежуток между ними измеряется 1-2  $\kappa м$ . В центральной части впадины структуры мезозойского комплекса имеют широкие пологие формы, тогда как на северном и южном бортах развиты более узкие и крутые складки. В то же время антиклинали и синклинали центральной части вытянуты почти на всю длину впадины (20-35 км), а складки, расположенные на бортах, характеризуются небольшой длиной (6—10 км). В отдельных случая $\mathbf{x}$ можно наблюдать выполаживание и уменьшение амплитуды складок по более верхним структурным подъярусам.

Строение мезозойского комплекса осложнено разрывными нарушениями. На севере это крупноамплитудные надвиги, в центральной и южной частях — взбросы и сбросы. В западной части впадины отмечаются сдвиги.

Типичным примером первого типа разрывных нарушений является субширотный Алтайкольский надвиг. На поверхности местами прослеживаются две его плоскости, которые на глубине первых сотен метров, возможно, сливаются в одну. По северной, наклоненной на север под углом 50° породы карбона надвинуты на отложения ащикольской свиты. Падение южной плоскости в том же направлении несколько положе (40—45°) и по ней контактируют различные горизонты ащикольской свиты. Вертикальная амплитуда надвига оценивается в 1000 м. Разломы

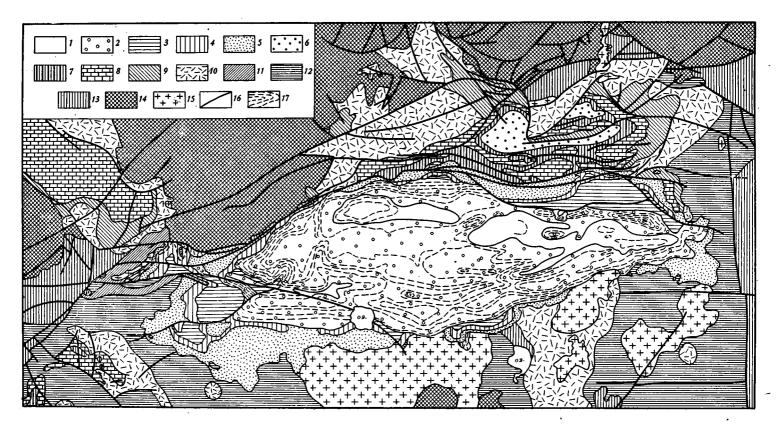


Рис. 1. Геологическая карта района Майкюбенской мезозойской впадины со снятием неоген-четвертичного покрова (по материалам А. К. Бувалкина, И. А. Севрюгина, С. М. Бандалетова и др.)

1—5 — мезозойские отложения: 1 — майкюбенская свита, 2 — шоптыкульская свита; 3 — верхнесарыкульская подсвита; 4 — нижнесарыкульская подсвита; 5 — ащикольская свита; 6 — нижний — средний визе; 7 — турне — нижний визе; 8 — фамен; 9 — живет — фран; 10 — нижний — средний девон (кайдаульская свита); 11 — верхний силур — нижний девон (доненжальская свита); 12 — нижний силур (сулысорская свита); 13 — нижний силур (караайгырская свита); 14 — протерозой — ордовик; 15 — средне позднепалеозойские интрузии; 16 — разрывные нарушения; 17 — мезозойские пласты угля

в породах палеозоя, плоскости которых наклонены на юг, срезаны плоскостью Алтайкольского надвига и не продолжаются в мезозойских отложениях Майкюбенской впалины.

Южнее надвигов, ограничивающих северный борт впадины, расположены разломы, имеющие субширотное простирание и почти вертикальные плоскости. По характеру перемещений — это сбросы и взбросы. Амплитуда северных разрывов (Талдыкульский взброс) измеряется 400—500 м, тогда как на юге (Майкюбенский сброс) она составляет

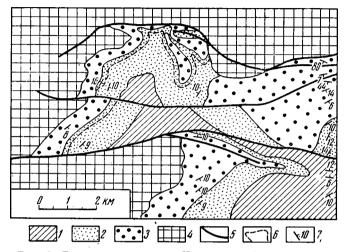


Рис. 2. Геологическая карта Қараадырской синклинали 1-3— мезозойские отложения: 1— верхнесарыкульская подсвита; 2— нижнесарыкульская подсвита; 3— ащикольская свита; 4— домезозойские отложения; 5— разрывы; 6— пласты угля; 7— углы падения пород

100—200 м. Как правило, вдоль разломов приподняты северные блоки, исключение составляет Тамдинский сброс.

В западной части Майкюбенской впадины Караадырский и Майкюбенский разломы становятся сдвигами. Вдоль первого из них северная центроклиналь Караадырской синклинали смещена к западу на 500—600 м (рис. 2). Для более южного Майкюбенского разлома прямых структурных доказательств сдвига нет. Однако смещение вдоль разлома границ между свитами и подсвитами, резкая смена их простирания по обе стороны плоскости и наличие в нескольких километрах к северу Караадырского сдвига позволяют предположить, что Майкюбенский разлом также может квалифицироваться как сдвиг. Если это так, то проведенные расчеты показывают, что горизонтальная амплитуда по нему равна примерно 3000 м. Караадырский и Майкюбенский сдвиги относятся к левосторонним.

В породах нижнего структурного подъяруса вдоль северного борта впадины распространены узкие субширотные складки с крутыми углами наклона крыльев (до 45°) и небольшой протяженностью (7—8 км). Как правило, они осложнены разломами (рис. 3).

На южном борту впадины складки в отложениях нижнего структурного яруса становятся менее резкими. Наклоны слоев на их крыльях обычно не превышают первых градусов и лишь в редких случаях увеличиваются до 8—10°. Простирание структур сохраняется. Резко отличается своим субмеридиональным направлением Караадырская синклиналь, расположенная в северо-западном углу Майкюбенской впадины.

Отложения среднего структурного подъяруса несогласно перекрывают структурные формы нижнего подъяруса. Особенно резко это несогла-

сие наблюдается на площади Сарыкульской антиклинали (рис. 4). Здесь слои верхнесарыкульской подсвиты, имеющие широтное простирание и погружающиеся на север и на юг от оси антиклинальной складки под углами 12—14°, срезаются отложениями шоптыкульской свиты. Последние образуют пологую центроклиналь и наклонены под углами до 2° в восток-юго-восточном направлении. В отложениях среднего структурного подъяруса развиты линейные крупные синклинали и антиклинали, имеющие более пологие, чем в нижнем подъярусе, наклоны крыльев (6—10°), иногда асимметричные. Часто складки осложнены различного рода

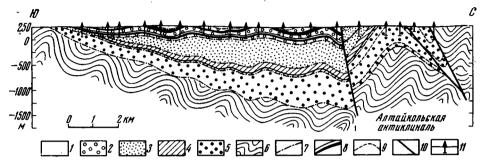


Рис. 3. Геологический разрез через Майкюбенскую впадину

1-5— свиты и подсвиты мезозойского комплекса пород: 1— майкюбенская, 2— шоптыкульская, 3—4 сарыкульская: 3— верхняя подсвита, 4— нижняя подсвита, 5— ащикольская; 6— домезозойские отложения; 7— геологические границы; 8— угольные пласты и горизонты; 9— маркирующие пласты конгломератов; 10— разломы; 11— скважины

структурными носами и заливами, хорошо выраженными на Алтайкольской антиклинали, где они ориентированы в субмеридиональном направлении. Структуры среднего подъяруса четко выделяются по угольным пластам шоптыкульской свиты. В западной части впадины складки затронуты разрывными нарушениями (Сарыкульская антиклиналь, Сарыкульская и Майкюбенская синклинали).

Отложения верхнего структурного подъяруса выполняют только отдельные широкие синклинали с пологими крыльями (до 10°), расположенные в центральной части впадины. Они часто несогласно расположены по отношению к складкам среднего подъяруса. Например, центроклинали субширотных Шоптыкульской и Южно-Шоптыкульской синклиналей, сложенных отложениями майкюбенской свиты, секут Талдыкульскую антиклиналь, прослеженную в породах шоптыкульской свиты. Наиболее изучена Шоптыкульская синклиналь, вытянутая в субширотном направлении на 35 км. Эта складка имеет асимметричное строение. Южное крыло пологое, с углами падения пород 4—7°, северное — более крутое, с углами 10—14°.

Мощность свит мезозойского комплекса пород почти не изменяется по отношению к современному структурному плану. Так, в центральных частях синклиналей в некоторых случаях наблюдается их увеличение всего на 10—15 м. В разных блоках разрывов мощности также сохраняются постоянными.

Соотношение мезозойских пород Майкюбенской впадины с домезозойскими образованиями устанавливается практически лишь по их современному контакту, так как скважины при небольшом удалении от ее обрамления не выходят из мезозойского комплекса пород. Складки домезозойского комплекса пород при подходе к мезозойскому чехлу отражения в нем не получают. Так, в западной части Майкюбенской впадины подошва мезозойских пород резко несогласно пересекает структуры нижнесилурийских образований. Причем простирание палеозойских складок не совпадает с направлением осей мезозойских структур. Юж-

ная граница впадины почти под прямыми углами пересекает границы средне- и верхнепалеозойских гранитоидов и среднедевонских образований. Аналогичная картина вырисовывается и вдоль восточной центроклинали впадины. Вдоль западного, южного и восточного бортов орогенные образования среднего девона — нижнего карбона не обнаружены. Таким образом, мезозойская Майкюбенская впадина представляет собой типичную наложенную структуру.

Доплатформенное развитие области каледонской складчатости северо-востока Центрального Казахстана закончилось в позднем палеозое

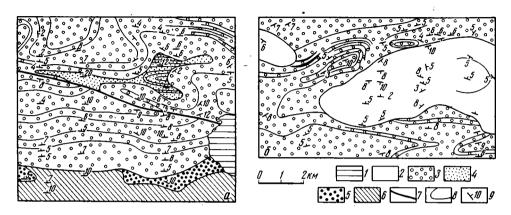


Рис. 4. Характер несогласий между структурными подъярусами Майкюбенской впалины

a — между средним и нижним; b — между верхним и средним. l — четвертичные отложения; l — средний, l — средний, l — нижний: l — верхнесарыкульская подсвита, l — нижнесарыкульская подсвита, l — ащикольская свита; l — разломы; l — угольные пласты и горизонты; l — углы падения пород

внедрением гранитоидов. Майкюбенская впадина заложилась в позднетриасовое время, после пенепленизации региона. Погружение рэтского века привело к накоплению мощной (до 700 м) толщи осадков ащикольской свиты. В сарыкульское время продолжалось опускание площади падины, наиболее сильно проявившееся в северных частях бассейна, где мощность осадков достигла 500 м.

В конце среднего лейаса территория впадины испытала кратковременные блоковые движения. Палеотектонический анализ показывает, что к началу шоптыкульского времени породы нижнего структурного подъяруса уже были смяты в относительно малоамплитудные складки с углами наклона слоев на крыльях 3—4°, т. е. к этому времени была создана примерно половина современной амплитуды складок. Это относится к структурам, расположенным в центральной и южной частях впадины. Что касается складок нижнего структурного подъяруса, развитых перед фронтом Алтайкольского и Журумбайского надвигов, то здесь картина представляется более сложной. Они созданы как за счет блоковых предшоптыкульских движений, так и за счет более позднего надвигания палеозойских масс. В предшоптыкульское время отложения ащикольской и сарыкульской свит были выведены на поверхность и частично размыты.

В позднем лейасе начался второй цикл осадконакопления. Максимальное прогибание происходило в осевой части впадины. В послешоптыкульское время произошло слабодифференцированное поднятие территории впадины. К началу майкюбенского времени отложениями среднего структурного подъяруса были образованы очень пологие структуры с углами наклона на крыльях до 1°, в основном совпадающие со структурами нижнего подъяруса.

В майкюбенское время прогибались только отдельные участки впадины, где накопились отложения небольшой мощности (до 200 м). После средней юры возобновились активные тектонические движения. Образования майкюбенской свиты образуют пологие синклинали, иногда смещенные по отношению к осям нижележащих структур. В это время окончательно сформировалась современная структура мезозойской впадины. Структурные формы, осложняющие Майкюбенскую впадину, были образованы в большей своей части постседиментационными движениями.

Большое значение в формировании структурного плана Майкюбенской впадины имеют тектонические движения вдоль разломов. Однако время их проявления не может быть в настоящее время достаточно точно определено. По-видимому, существенная часть перемещений вдоль раз-

ломов падает на послесреднеюрскую эпоху.

Близкие размеры и еще лучшую изученность имеет Карагандинская мезозойская впадина. Сравнение Майкюбенской и Карагандинской впадин показывает, что они имеют много общего в строении и развитии и вместе с тем намечаются их существенные различия. Прежде всего мезозойские комплексы пород этих впадин одновозрастны (верхний триас — средняя юра) и слагаются близкими по литологии породами (Башарина, 1973; 2; Николаев, 1974). В обеих впадинах они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Наблюдается близкое распределение этих типов пород по разрезам впадин. В нижних частях распространены конгломераты, выше — более мелкозернистые отложения. Возраст отдельных свит, составляющих мезозойские комплексы пород, также близок. Например, саранская свита Карагандинской впадины и ащикольская свита Майкюбенской впадины имеют рэтский возраст.

Карагандинская и Майкюбенская впадины в целом представляют собой асимметричные структуры с одним бортом, оборванным разломом. В обеих впадинах максимальные мощности пород нижнего структурного подъяруса приурочены к разломам, ограничивающим соответственно южный и северный борта.

В то же время Майкюбенская и Карагандинская впадины различаются по соотношению с домезозойским субстратом и по внутренней

структуре мезозойского комплекса пород.

Карагандинская впадина унаследована от одноименного палеозойского прогиба. Распространение мезозойского комплекса пород в ней в общем совпадает с границами наиболее молодых свит палеозоя. Для отложений, выполняющих ее, характерны пологие изоморфные структуры, в основном унаследованные от германотипных палеозойских складок. Развитие мезозойских структур происходило в большей своей части конседиментационно (Николаев, 1974).

Майкюбенская впадина резко наложена на домезозойскую структуру. Граница впадины резко несогласно сечет различные стратиграфические подразделения и структуры домезозойского комплекса пород. Для мезозойских отложений Майкюбенской впадины характерны узкие, относительно крутые линейные складки, оси которых преимущественно не совпадают с простиранием домезозойских образований. Мезозойские складки образованы исключительно постседиментационными тектоническими движениями.

В мезозойском комплексе пород Карагандинской и Майкюбенской впадин выделены соответственно два и три структурных подъяруса. Граница основного несогласия между двумя верхними и двумя нижними свитами обеих впадин проходит на одном стратиграфическом уровне. Но характер этих несогласий резко отличается один от другого. В Карагандинской впадине угловое несогласие между дубовской и кумыскудукской свитами невелико (до 2—3°) и не привело к созданию самостоятельных структурных планов. В то же время несогласие между сарыкуль-

ской и шоптыкульской свитами в Майкюбенской впадине резче в 2 раза (4-6°) и является результатом постседиментационных кратковременных блоковых движений, создавших линейные складки в нижнем структурном подъярусе, отличные от структур среднего структурного подъяруса.

В Майкюбенской впадине отложения нижнего структурного подъяруса (ащикольская и сарыкульская свиты) имеют мощность 1200 м, в то время как в Карагандинской впадине мощности образований того же рэт-лейасового возраста определяются всего в 500 м.

В пределах Карагандинской впадины не проявились блоковые движения предбатского времени, создавшие структурное несогласие между шоптыкульской и майкюбенской свитами в Майкюбенской впадине.

В Карагандинской и Майкюбенской впадинах большое значение имеют субширотные разломы. Прежде всего это относится к бортовым ограничениям впадин -- соответственно Акжарскому и Алтайкольскому надвигам, по которым породы домезозойского субстрата в послесреднеюрское время перекрыли мезозойский комплекс отложений. Вдоль первого почти не возникли структурные осложнения, тогда как перед фронтом Алтайкольского надвига почти на всем его протяжении мезозойские отложения образуют линейные антиклинали и синклинали. В современной структуре наиболее прогнутая часть Карагандинской впадины расположена близ линии надвига, в то время как в Майкюбенской впадине она отодвинута на некоторое расстояние. Существуют и различия в разрывных нарушениях обеих впадин. В Карагандинской впадине развиты крупные субмеридиональные разрывные нарушения, которые имеют длительное развитие. В Майкюбенской впадине разрывов такого простирания нет. С другой стороны, в Майкюбенской впадине обнаружены сдвиги, которые не известны в Карагандинской впадине.

Таким образом, тектонические движения были более активны в пределах Майкюбенской впадины. Скорее всего это вызвано тем, что Карагандинская мезозойская впадина унаследовала свое развитие от одноименного каменноугольного прогиба, а Майкюбенская представляет собой наложенную новообразованную структуру. Мезозойские тектонические движения в первой из них являлись затухающим импульсом палеозойских движений, тогда как во второй они связаны с рождением новых процессов.

Майкюбенская и Карагандинская мезозойские впадины представляют собой типичные доплитные платформенные структуры (Бочкарев, 1973; Шлезингер, 1974). Первая из них может быть отнесена к категории наложенных, а вторая — унаследованных впадин.

Наложенные впадины имеют широкое распространение в пределах Восточного Урала, Тургайского прогиба, краевых частей Центрального Казахстана, юга Западной Сибири и Западной Монголии, (Башарина, 19732; Бочкарев, 1973; Тектоника..., 1974). Унаследованные мезозойские впадины встречаются значительно реже. Кроме Карагандинской впадины к этой категории структур могут быть отнесены юрские впадины. Тувы, Минусинского бассейна, Кузбасса и мезозойская Илийская впадина (Жаймин и др., 1968; Клитин, 1960; Матвеевская, 1969; Чудинов,  $1968_{i,2}$ ).

#### Литература

- Башарина Н. П. Опыт классификации мезозойских континентальных впадин.— В сб. «Геосинклинальные пояса Центральной Азии». Улан-Удэ, Бурятск. книжн. изд-во.
- Башарина Н. П. Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области.— В кн. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973<sub>2</sub>. Бочкарев В. С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы раз-
- вития молодых платформ. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1973. М., «Недра», вып. 63.
- Бувалкин А. К. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Майкюбенского бассейна.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 6.

Воронцов В. В. Строение и условия образования нижнемезозойской угленосной толщи Карагандинского бассейна. М.— Л., «Наука», 1965.

Геология Қарагандинского угольного бассейна. М., «Недра», 1972.

Геология СССР, т. XX. Центральный Казахстан, часть І. М., «Недра», 1972. Жаймин М. И., Сардонников Н. М., Синицын Ф. Е., Соколова Е. А. Триасовые и юрские отложения Южного Казахстана и прилегающих районов.— В сб. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана». Алма-Ата, 1968.

Звонцов В. С. Позднегеосинклинальные формации каледонид северо-востока Центрального Казахстана. — В сб. «Тектоника и формации Казахстана». Тр. ИГН АН КазССР, т. 22. Алма-Ата, «Наука», 1971.

История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане, ч. III.— Тр. Лабор. угля. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963, вып. XX.

Клитин К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба. М., Госгортехиздат,

Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., «Наука», 1969.

Мураховская Е. И. Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений основных депрессий Восточного Казахстана и их стратиграфическое значение. В сб. «Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968. Николаев В. Г. Тектоника мезозойских отложений Карагандинской впадины.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 5.

Орловская Э. Р. Нижнемезозойская флора Восточного Казахстана.— В сб. «Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.

Тектоника Монгольской Народной Республики. Тр. Совместн. Сов. Монг. научн.-исслед. геол. экспед., М., «Наука», 1974, вып. 9.

Чудинов Ю. В. История развития тектонических структур в Северо-Восточной Туве. Автореф. канд. дис. ГИН АН СССР, М., 1968<sub>1</sub>.

Чудинов Ю. В. К вопросу об альпийской складчатости Тувы.— Геотектоника, 1968₂, № 2. Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., «Наука», 1974.

Яншин А. Л. Проблемы постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.— В сб. «Геосинклинальные пояса Центральной Азии». Улан-Удэ, Бурятск. книжн. изд-во, 1973.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 5 июня 1975 г. Январь — Февраль

УДК 551.242.3(235.47)

#### С. А. САЛУН

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Позднемезозойская Сихотэ-Алинская геосинклинальная складчатая система является главной составной частью Дальневосточной складчатой области, в состав которой входят также Хингано-Буреинский, Ханкайский, Тахтинский и гипотетический Япономорский массивы. Все перечисленные структурные элементы образовались в силуре — раннем девоне в результате распада древней горной складчатой области. Последующее развитие Сихотэ-Алинской системы может быть разделено на геосинклинальный и орогенный этапы. В настоящее время она испытывает базальтоидную неотектоническую активизацию.

Горная область Сихотэ-Алиня, 45 лет тому назад представлявшая собой, с точки зрения геологической изученности, белое пятно, ныне превратилась в одну из важных минерально-сырьевых баз СССР. На ее территории практически завершена геологическая съемка и на больших площадях ведутся детальные поисково-съемочные работы, эффективность которых в немалой степени определяется уровнем обобщения результатов предшествующего этапа геологических исследований и, в частности, уровнем познания основных закономерностей региональной тектоники.

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) первыми пришли к выводу о принадлежности Сихотэ-Алиня к мезозойским складчатым сооружениям; ими же впервые было отмечено неглубокое залегание древнего фундамента и наличие его выступов, не вполне переработанных мезозойской складчатостью. Во второй половине 30-х годов Г. П. Воларович и В. З. Скороход (1935), А. З. Лазарев (1939) и Н. П. Херасков (Херасков и др., 1939) предприняли первые попытки тектонического районирования южной части Дальнего Востока, и в том числе Сихотэ-Алиня. Уже тогда было установлено, что в пределах Сихотэ-Алиня располагается крупный антиклинорий, в строении которого значительное участие принимают палеозойские отложения; к востоку от антиклинория были выделены зоны широкого распространения смятых в складки мезозойских отложений (синклинории); было отмечено значительное развитие верхнепалеозойских образований на восточном склоне Сихотэ-Алиня и в Кур-Урмийском районе. Систематическое изучение тектоники Сихотэ-Алиня. Среднего и Нижнего Приамурья началось в послевоенные годы. Сопоставление схем тектонического районирования, составленных С. А. Музылевым, П. Н. Кропоткиным (1954), Н. А. Беляевским (1956), Л. И. Красным (1960), Л. И. Красным и А. М. Смирновым (1957). И. И. Берсеневым (1959), Б. А. Ивановым (1960), В. В. Онихимовским (1960), Э. П. Изохом (1961), Ю. А. Ходаком и Сунь-Шу (1961), А. М. Смирновым (1963), С. А. Салуном (1963, 1971); Ю. М. Пущаровским (1966), А. И. Савченко (1969), Е. Б. Бельтеневым, М. Г. Золотовым. В. В. Онихимовским и др. (1971), свидетельствует о значительных расхождениях между их авторами в трактовке основных вопросов строения и развития Сихотэ-Алинской системы.

Прежде всего отсутствует четкое разграничение понятий «Сихотэ-Алинская геосинклинальная складчатая система» и «Сихотэ-Алинская (Амурская, Дальневосточная) складчатая область». Недостаточно четко определены объем и границы того и другого понятия. Весьма широко разошлись и точки зрения об условиях заложения Сихотэ-Алинской системы. Так. Н. П. Васильковский полагает, что геосинклинали Сихотэ-Алинской системы заложились на коре океанического типа. И. И. Берсенев (1970) допускает сохранение геосинклинали до девона включительно. По мнению Н. А. Беляевского и Ю. А. Громова (1962), геосинклинали Сихотэ-Алиня заложились в среднем или позднем палеозое на структурах, сформированных протерозойской или байкальской складчатостью, а Ю. А. Ходак и Сунь-Шу (1961) считают, что Сихотэ-Алинская система заложилась в триасе в восточной части Хэганского выступа Северо-Китайской платформы. Сихотэ-Алинскую систему принято считать мезозойской, однако М. В. Муратов (1963) счед целесообразным отнести ее к особой группе кайнозойских систем. По-разному оцениваются менное состояние Сихотэ-Алинской системы, ее положение в структуре Тихоокеанского пояса и соотношения с Амуро-Охотской геосинклинальной складчатой системой и Восточно-Азиатским поясом (Красный, Кропоткин, Воларович, 1960; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Пущаровский, 1965, и др.). Различны и представления о механизме формирования структур Сихотэ-Алинской системы и глубоководной впадины Японского моря.

Опираясь на результаты исследований А. З. Лазарева, Н. П. Хераскова, С. А. Музылева, Н. А. Беляевского, Ю. Я. Громова, П. Н. Кропоткина, Л. И. Красного, М. С. Нагибиной, В. В. Онихимовского, М. Г. Золотова, А. И. Савченко, Е. Б. Бельтенева и многих других геологов, а также на результаты собственных исследований, автор рассматривает Сихотэ-Алинскую геосинклинальную складчатую систему как главную составную часть Дальневосточной складчатой области. В состав последней входят также Хингано-Буреинский, Ханкайский, Тахтинский и гипотетический Япономорский массивы, занимающие в общей структуре области краевое положение (рисунок).

В составе складчатого основания массивов обособляются три структурно-формационных комплекса. Нижний, представленный сложно дислоцированными биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, серпентинитами, ортоамфиболитами и мраморами нижнего протерозоя и гранитоидами среднего протерозоя, установлен в Хингано-Буреинском, Ханкайском и Япономорском массивах.

Средний, состоящий из хлоритовых и графит-кварц-серицитовых сланцев, кварцитов, известняков, доломитов, мергелей и кремнистых пород позднепротерозойского — раннекембрийского возраста, смятых в сильно сжатые, нередко запрокинутые и осложненные взбросами складки линейного типа, достоверно установлен в Ханкайском и Хингано-Буреинском массивах и предполагается в пределах Японского моря, куда погружаются байкальские структуры Корейского полуострова. Верхний комплекс, представленный смятыми в широкие и пологие складки конгломератами, седиментационными брекчиями, гравелитами, песчаниками, андезитами и туфами среднего и верхнего кембрия и ордовика, а также раннепалеозойскими порфировидными биотитовыми гранитами, достоверно установлен в пределах Ханкайского и Хингано-Буреинского массивов.

Недавнее открытие Анюйского блока протерозойских пород в осевой зоне Сихотэ-Алинского антиклинория (Мартынюк, 1972), большое сходство состава нижнепротерозойских образований Малого Хингана, районов Спасска и Лесозаводска и п-ова Хида, идентичность состава позднепротерозойско-нижнекембрийских отложений Малого Хингана и Ханкайского массива, резко выраженный дизъюнктивный характер

ограничений Ханкайского массива и, наконец, широкое распространение поперечных зон трещиноватости, интерпретируемых как отражение в теосинклинальном и орогенном комплексах мощных разломов, рассекаюших древнее складчатое основание, свидетельствуют о том, что древнее складчатое основание распространено и под мезозойскими структурами Сихотэ-Алинской системы. Таким образом, вслед за М. В. Муратовым (1970), А. М. Смирновым (1963) и многими другими исследователями, мы полагаем, что геосинклинальные прогибы Сихотэ-Алинской системы закладывались на коре континентального или субконтинентального типа, сформировавшейся в ходе длительных и сложных процессов, осуществлявшихся в зоне сочленения Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса с Тихоокеанским геосинклинальным В раннем протерозое здесь располагались обширные эвгеосинклинали, испытавшие складчатость в ходе карельского орогенеза; в позднем протерозое и начале раннего кембрия были широко распространены прогибы миогеосинклинального типа. После их замыкания в конце раннего кембрия сформировалась горная складчатая область, испытывавшая в течение среднего и позднего кембрия и ордовика общее поднятие и гранитообразование; в это же время в межгорных впадинах и прогибах накапливались эпибайкальские молассы.

В составе чехла массивов наряду с параллическими и континентальными молассами распространены сингеосинклинальные сероцветные терригенные отложения, местами заключающие линзы кремнистых пород и эффузивов среднего состава, а также андезиты, дациты и липариты. Все эти образования принимают участие в строении трех структурно-формационных комплексов — палеозойского (S—T<sub>2</sub>), мезозойского (T<sub>3</sub>— К<sub>2</sub>сп) и позднемезозойско-кайнозойского (K<sub>2</sub>sn—N<sub>1</sub><sup>3</sup>). В строении двух первых комплексов отмечаются черты сходства, выражающиеся в том, что они начинаются континентальной или параллической молассой, приближающейся к формациям платформенного класса; кверху моласса сменяется сингеосинклинальными формациями, а затем снова параллической молассой с регрессивным строением разреза. В тыловых и центральных частях массивов формации обоих комплексов образуют брахиформные структуры, а в краевых частях локализуются в системах пригеосинклинальных прогибов, представляющих собой фланговую зону затухания Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы (Пущаровский, 1961: Салун. 1971). Позднемезозойско-кайнозойский комплекс по составу формаций и морфологии структур идентичен орогенному структурноформационному комплексу Сихотэ-Алинской системы.

При определении границ между краевыми массивами и структурами Сихотэ-Алинской системы необходимо учитывать, что морские отложения баррем-апт-альбского и сеноман-туронского возраста распространены только в пределах Сихотэ-Алинской системы и что в структурах Сихотэ-Алинской системы в отличие от чехла краевых массивов верхний триас представлен преимущественно вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями, налегающими на подстилающие отложения без существенной перестройки структурного плана, а в геосинклинальных прогибах и без перерыва.

Руководствуясь этими принципами, нетрудно прийти к выводу, что Сихотэ-Алинская система отделена от Ханкайского массива Даубихинским и Алчанским глубинными разломами, от Хингано-Буреинского массива — Куро-Бичинской системой разломов, от Тахтинского массива — Ярки-Акшинским разломом, а от Япономорского массива — Восточно-Сихотэ-Алинским разломом и северной частью Монеронского. В совокупности глубинные разломы образуют структуру «ласточкиного квоста», представляющую собой юго-западное продолжение грандиозного Амуро-Гижигинского глубинного разлома (Беляевский, Борисов, 1964).

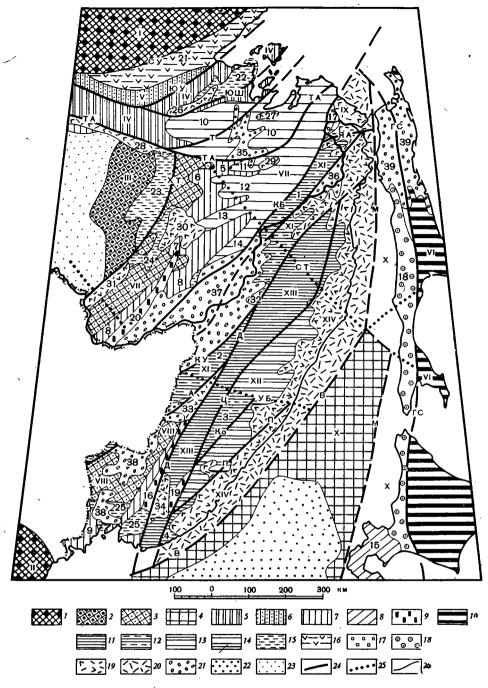


Схема тектонического районирования южной части Дальнего Востока СССР. Важнейшие тектонические области, зоны и структурные единицы, древние платформы: І — Сибирская, ІІ — Сино-Корейская; молодые платформы: ІІ — Амурская плита; складчатые сооружения герцинца: ІV — Удско-Шантарский синклинорий, V — Шевли-Каянский синклинорий; складчатые сооружения мезозоид внутренней зоны Тихоокеанского пояса: VI — Восточно-Сахалинский синклинорий; Дальневосточная складчатая область, краевые массивы: VII — Хингано-Буреинский, VIII — Ханкайский, ІХ — Тахтинский, Х — Япономорский; структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы: XI — Амуро-Уссурийский синклинорий; XII — Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Прочие крупные структуры, внутригеосинклинальные поднятия: 1 — Хециро-Чаятынское, 2 — Бикино-Самурское, 3 — Сидатуно-Татибинское, 4 — Прибрежное;

пригеосинклинальные прогибы; 5 — Дуссе-Алинский, 6 — Верхне-Буреинский, 7 — Ванданский, 8 — Урмийский, 9 — Хасанско-Барабашский, 10 — Ульбанский, 11 — Чукчагирский, 12 — Дукинский, 13 — Верхне-Горинский, 14 — Бираканский, 15 — гипотетический Западно-Хоккайдинский; краевые прогибы срединных массивов: 16 — Даубихинский, 17 — Тырско-Какорминский, 18 — Западно-Сахалинский; наложенные прогибы 19 — Сандагоу-Окраинский, 20 — Куканский; внегеосинклинальные впадины и прогибы (структуры восточно-азиатской группы): 21 — Удский, 22 — Торомский, 23 — Буреинский, 24 — Тырминско-Гуджикский, 25 — Южно-Приморский; вулкано-тектонические структуры: 26 — Селитканская, 27 — Магуская, 28 — Умлекано-Огоджинская, 29 — Верхне-Эвурская, 30 — Баджальская, 31 — Хингано-Олонойская, 32 — Хорско-Анюйская, 33 — Алчанская, 34 — Синегорская; межгорные впадины: 35 — Чукчагаро-Нимелено-Тугурская, 36 — Удыльская, 37 — Средне-Амурская, 38 — Уссури-Ханкайская, 39 — Северо-Сахалинская; глубинные разломы: СУ — Северо-Удский, ЮУ — Южно-Удский, ЮШ — Южно-Шантарский, Т — Тугурский, ТА — Тукурингра-Амгуньский, ХТ — Хингано-Тастахский, КВ — Куро-Бичинский, ТА — Ярки-Акшинский, Ам — Амурский, Ку — Култухинский, А — Алчанский, Д — Даубихинский, Ц — Центральный Сихотэ-Алинский, Ко — Колумбинский, П — Прибрежный, В — Восточный Сихотэ-Алинский, М — Монеронский, ГС — Главный Сахалинский, СТ — Селемджа-Тумнинский, УБ — Улунга-Бикинский

1— кристаллический фундамент древних платформ, 2—складчатый фундамент молодых платформ, 3—складчатое основание краевых массивов (комплекс основания Дальневосточной складчатой области), 4—то же в пределах Японского моря; 5—6—геосинклинальные комплексы герцинид: 5— эвгеосинклинальные, 6— миогеосинклинальные; 7—палеозойский сингеосинклинальный комплекс чехла краевых массивов; 8—9—позднепалеозойские—раннемезозойские сингеосинклинальные комплексы: 8—чехла Япономорского массива, 9—чехла Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов; 10—геосинклинальный комплекс позднемезозойской таллассогеосинклинали; 11—13—геосинклинальные комплексы позднемезозойской Сихотэ-Алинской складчатой системы: 11—антиклинорные, 12—внутригеосинклинальных поднятий, 13—геосинклинальных прогибов; 14—мезозойский сингеосинклинальных поднятий, 13—геосинклинальных прогибов; 16—выполненные преимущественно параллической и континентальной молассой, 16—выполненные преимущественно параллической и комплексом; 17—позднемезозойский молассовый комплекс Тахтинского массива; 18—позднемезозойский сингеосинклинальный и кайнозойский молассовый комплексы Япономорского массива; 19—позднемезозойские и кайнозойские андезито-дацито-липаритовые и липарито-базальтовые комплексы вулканических поясов и вулкано-тектонических структур; 20—то же под водами моря; 21—кайнозойский молассовый комплекс межгорных впадин; 22—глубоководная впадина Японского моря; 23—платформенный чехол Амурской плиты; 24—25—глубоководная впадина Японского моря; 23—платформенный чехол Амурской плиты; 24—25—глубоководная впадина Японского моря; 23—платформенный техол Амурской плиты; 24—25—глубоководная впадина Японского моря; 25—платформенный структур

Сихотэ-Алинская система отделена от герцинской Амуро-Охотской геосинклинально-складчатой системы Тахтинским массивом, северовосточным выступом Хингано-Буреинского массива и Тукурингра-Амгуньским глубинным разломом (Нагибина, 1963; Нагибина, Потапов, 1965). Строгих доказательств наличия структурных связей между этими двумя системами в период геосинклинального развития Амуро-Охотской системы не существует.

Геосинклинальный комплекс Сихотэ-Алинской системы охватывает смятые в складки линейного типа осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования средне- и позднепалеозойского и мезозойского (до низов верхнего мела включительно) возраста, представленные формациями геосинклинального класса, а также сравнительно немногочисленные тела палеозойских и раннемеловых перидотитов, пироксенитов, габбро и гранитов. В нижней части комплекса (силур — средний триас), мощность которой в осевых зонах синклинориев достигает 10 км, широко распространены формации из групп вулканогенно-кремнистотерригенных (вулканогенно-кремнистая, кремнисто-сланцевая и др.) и сероцветных терригенных (в первую очередь сероцветная песчаникоалевролитовая формация). Интрузивные образования габбро-плагиогранитной формации локализуются в зонах Даубихинского и Алчанского разломов. В верхней части (верхний триас — низы верхнего мела, мощность 10—15 км) наряду с вулканогенно-кремнисто-терригенными и сероцветными терригенными формациями широко представлены формации терригенного флиша и песчаниковая, а также формация гранитоидных батолитов, локализующаяся в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория.

Некоторые геологи (Бельтенев и др., 1971) исключают из состава геосинклинального комплекса отложения баррем-апт-альбского и сеноман-туронского возраста, рассматривая их как составную часть орогенного комплекса. Такому подходу противоречат формационный состав упомянутых отложений (терригенный флиш, песчаниковая формация), их согласное залегание на валанжин-готеривских отложениях в осевых зонах синклинориев, а также единство их структурного плана со структурным планом геосинклинального комплекса. В то же время по всем перечисленным признакам они резко отличаются от образований орогенного комплекса.

Точно так же представляется неправомерным неоднократно высказывавшееся предположение о возможности разделения описываемого геосинклинального комплекса на два, соответствующих палеозойскому (герцинскому) и мезозойскому или альпийскому (Хаин, 1971) тектоническим циклам. Этому предположению противоречат отсутствие в разрезе палеозоя формаций, соответствующих зрелой и поздней стадиям развития геосинклинальных систем, четкая унаследованность мезозойского структурного плана от палеозойского, отсутствие перерыва между палеозойскими и мезозойскими отложениями в осевых зонах синклинориев и т. д. Геосинклинальный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы должен рассматриваться в охарактеризованном выше объеме как единое целое. Огромная мощность, длительность формирования, широкое распространение в составе комплекса вулканогенных и кремнистых образований отличают его от верхоянского и свидетельствуют о целесообразности его выделения под наименованием сихотэ-алинского.

Главными структурными элементами описываемого комплекса являются Амуро-Уссурийский и Сихотэ-Алинский синклинории и Сихотэ-Алинский антиклинорий, разделенные Даубихинским и Центральным Сихотэ-Алинским глубинными разломами (см. рисунок); длина их достигает 850—900 км, ширина — от 75 до 200 км. Простирание синклинориев и антиклинория северо-восточное. В том же направлении погружа-

ются шарниры структур и зеркало складчатости.

Амуро-Уссурийский синклинорий граничит с Хингано-Буреинским массивом (по Куро-Бичинской системе разломов), с Тахтинским массивом (по Ярки-Акшинскому разлому), с Сихотэ-Алинским антиклинорием (по Даубихинскому разлому) и с Ханкайским массивом (по Алчанскому разлому). Амурский и Култухинский разломы северо-восточного простирания делят синклинорий на три продольные зоны: западную (Хехциро-Чаятынскую), осевую и восточную (Бикино-Самурскую). Обе фланговые зоны представляют собой внутригеосинклинальные поднятия и в отличие от осевой характеризуются сравнительно широким распространением палеозойских образований, сокращенной мощностью геосинклинального комплекса и наличием перерывов в основании верхнего триаса и баррема-апта. Улунга-Бикинский и Селемджа-Тумнинский поперечные разломы делят Амуро-Уссурийский синклинорий на три части: южную центроклиналь, в пределах которой широко распространены образования верхнего палеозоя, среднюю, где образования палеозоя и мезозоя распространены примерно одинаково, и северную, где наблюдаются только мезозойские образования. Структура синклинория характеризуется преобладанием сильно сжатых, нередко наклоненных или запрокинутых складок длиной от 30 до 150 и шириной от 5 до  $12~\kappa M$ , осложненных сбросами, взбросами, надвигами и т. п. Только на севере складки имеют менее сложное строение.

В отличие от своих предшественников автор включает Северо-Сихотэ-Алинскую зону (Изох, 1961) в состав Сихотэ-Алинского антиклинория. Таким образом, антиклинорий граничит по Даубихинскому разлому с Амуро-Уссурийским синклинорием и Ханкайским массивом, а по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому—с Сихотэ-Алинским синклино-

рием. Улунга-Бикинский и Селемджа-Тумнинский поперечные разломы, обладающие соответственно широтным и северо-восточным простиранием, делят антиклинорий на три части: южную, среднюю и северную периклинальную. В южной части средний палеозой и большая часть верхнего представлены формациями геосинклинального класса, а верхняя часть верхней перми, триас, нижняя и средняя юра-геоантиклинальными молассами, локализованными в Сандагоу-Окраинском прогибе, протягивающемся вдоль восточной границы антиклинория. Наиболее сложное строение имеет средняя часть антиклинория. В ее пределах обособляются восточное крыло, сложенное вулканотенно-кремнистыми и сероцветными терригенными образованиями позднего триаса, юры и раннего мела, и осевая зона, сложенная в основном породами верхнего палеозоя. Палеозойские отложения осевой зоны смяты в симметричные линейные складки, тогда как для мезозойских образований восточного крыла характерно чередование зон спокойного залегания слоев с зонами линейной складчатости (Мартынюк, 1972). В северной части антиклинория широко распространены терригенный флиш и песчаниковые образования апт-альбского и сеноман-туронского возраста, смятые в складки гребневидно-коробчатого типа и с четко выраженным несогласием налегающие на систему веерообразно расходящихся линейных складок, сложенных породами верхней юры и валанжина. Характерная особенность структуры антиклинория — присутствие массивов раннемеловых (готеривских) гранитов.

Сихотэ-Алинский синклинорий, граничащий по Централному Сихотэ-Алинскому разлому с одноименным антиклинорием, а по Монеронскому и Восточному Сихотэ-Алинскому разлому с Япономорским массивом, разделен Култухинским и Прибрежным разломами на три продольные зоны (западную, или Сидатунскую; осевую и восточную, или Прибрежную), а Улунга-Бикинским и Селемджа-Тумнинским разломами— на южную, среднюю и северную части. Таким образом, налицо глубокое сходство в строении Сихотэ-Алинского и Амуро-Уссурийского синклинориев. Различие между ними заключается в том, что в пределах Сихотэ-Алинского синклинория, включая его южную центроклиналь, значительно более широко распространены образования апт — альба.

В целом структура геосинклинального комплекса глыбово-складчатая. Помимо общего северо-восточного простирания структур и повсеместно наблюдающегося погружения зеркала складчатости в том же направлении, характерны четко выраженная вергенция осей складок в направлении осевых зон синклинориев и надвиговый (или поддвиговый) характер пограничных разломов с падением сместителя под Ханкайский и Хингано-Буреинский массивы, под Сихотэ-Алинский антиклинорий, под Прибрежное и Хехциро-Чаятынское внутригеосинклинальные поднятия.

Заложение Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы произошло не ранее венлокского времени, что подтверждается присутствием сингеосинклинальных образований кордонкинской и тамгинской свит в чехле Ханкайского массива, и не позднее раннего девона. Возникновение системы глубинных разломов, разделивших байкальское складчатое сооружение на отдельные глыбы и блоки, одни из которых испытали преимущественно поднятие, а другие погружение, было, по-видимому, обусловлено не только локальными растягивающими усилиями, проявлявшимися в пределах воздымавшейся горной складчатой области, но и усилиями, возникшими в зоне сочленения Урало-Монгольского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов.

Продолжительность этапа геосинклинального развития Сихотэ-Алинской системы достигает 320—340 млн. лет. Судя по строению формационных рядов, в ходе его могут быть выделены следующие стадии.

1) Ранняя, или стадия слабодифференцированных геосинклиналей, характеризовавшаяся накоплением в некомпенсированных прогибах толщ кремнисто-сланцевой формации. Эта стадия продолжалась с вен-

лока до турне, т. е. около 90 млн. лет.

2) Зрелая, или стадия дифференцированных геосинклиналей, в течение которой происходило накопление различных формаций из групп вулканогенно-кремнистых, сероцветных терригенных и флишевых в компенсированных и неполностью компенсированных прогибах. Стадия продолжалась с визейского до готеривского века (около 200 млн.). Основным содержанием геологических событий этой стадии было постепенное усложнение структурного плана за счет заложения новых разломов и образования внутригеосинклинальных поднятий. В конце стадии произошло массовое внедрение гранитов в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория.

3) Поздняя, или предорогенная стадия, характеризовавшаяся накоплением песчаниковой и в меньшей степени флишевой формаций в остаточных прогибах, продолжалась около 40 млн. лет (от барремского

до туронского века).

Каждая из упомянутых стадий начиналась эпохой погружения и заканчивалась эпохой поднятия, обусловливавшего изменение структурного плана. На протяжении самой длительной, второй стадии имела место троекратная смена эпох прогибания и поднятия, отмечаемых в пределах краевых массивов, антиклинория и фланговых зон синклинориев. Общая продолжительность эпох преимущественного прогибания ( $S-D_2$ ,  $C_2-P_2^1$ ,  $T_3-I_3^1$ ,  $I_3-K_1v$ ,  $K_1b-K_2sn$ ) достигает 210-230 млн. лет, эпох преимущественного поднятия ( $D_3-C_1$ ,  $P_2^2-T_2$ ,  $I_2^2$ ,  $K_1h$ ,  $K_2t$ ) — 110 млн. лет. При этом, естественно, имеется в виду, что в периоды преобладающего поднятия в осевых зонах геосинклиналей, как правило, продолжалось прогибание и накопление осадков, а в периоды преобладающего прогибания продолжалось формирование Сихотэ-Алинского антиклинория, воздымание центральных частей Ханкайского и Япономорского массивов и западной части Хингано-Буреинского массива.

Обращает на себя внимание совпадение перечисленных выше эпох преимущественного поднятия и преимущественного погружения с соответствующими этапами развития Тихоокеанского, Альпийского и некоторых других геосинклинально-складчатых поясов. Так, время заложе ния и интенсивного прогибания геосинклиналей Сихотэ-Алинской систевременем интенсивного прогибания совпадает С герцински**х** геосинклиналей Европы, Урала и Северной Америки; интенсивное поднятие в позднем девоне и раннем карбоне — с поднятиями, обусловившими замыкание герцинских геосинклиналей Западной Европы и Урала; длительное поднятие в поздней перми, раннем и среднем триасе — с раннеорогенной стадией развития западноевропейских и уральских герцинид, а также с эпохой интенсивных поднятий в пределах Тихоокеанского пояса; позднетриасовая — раннеюрская эпоха погружений — с заложением киммерийских прогибов; поднятия на рубеже средней и поздней юры — с замыканием невадийских и верхоянских геосинклиналей и т. д. (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

В течение всего этапа геосинклинального развития происходило усложнение структурного плана Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, выражающееся в заложении новых разломов и вовлечении в поднятие все более обширных зон. Центральный Сихотэ-Алинский и Прибрежный разломы заложились в позднем девоне или в самом начале карбона, Амурский и Култухинский—в раннем или среднем триасе, Колумбинский—в конце средней юры. Обособление Сихотэ-Алинской геоантиклинали и Прибрежного поднятия произошло в конце девона или в самом начале карбона. Южная часть Сихотэ-Алинского антиклинория испытала консолидацию на рубеже ранней и поздней перми. Обособле-

ние Хехциро-Чаятынской и Бикино-Самурской зон и консолидация южной части Прибрежной зоны произошли в среднем или в начале позднего триаса, обособление Сидатунско-Татибинского поднятия и консолидация Бикино-Самурского — в конце средней юры. Средняя часть Сихотэ-Алинского антиклинория консолидировалась в конце валанжина — начале готерива.

Для разделения этапа геосинклинального развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы на два самостоятельных цикла — палеозойский (герцинский) и собственно мезозойский (киммерийский) или аль-

пийский — достаточных оснований не существует.

Характерными особенностями развития геосинклиналей Сихотэ-Алинской системы являлись: возникновение внутригеосинклинальных поднятий, в первую очередь на флангах, вдоль границ с Хингано-Буреинским, Ханкайским и Япономорским массивами, а позже вдоль границ с Сихотэ-Алинским антиклинорием; контрастность движений осевых зон геосинклиналей, внутригеосинклинальных поднятий и антиклинория и, наконец, опережающая консолидация южных частей структур. Все эти особенности могут быть объяснены тем, что развитие Сихотэ-Алинской системы в значительной мере определялось боковым давлением со стороны неравномерно погружавшихся Хингано-Буреинского, Ханкайского и Япономорского массивов, обусловившим «выжимание» антиклинория и внутригеосинклинальных поднятий. Такое предположение хорошо согласуется с упомянутыми выше общим погружением структур к северовостоку, наклоном складок в сторону осевых зон синклинориев и поддвиговым характером границ между основными структурными элементами и между структурно-фациальными зонами.

К орогенному комплексу отнесены вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные и интрузивные образования позднего мела, палеогена, миоцена и раннего плиоцена, распространенные не только в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, но и за ее границами (до Малого Хингана и правобережья р. Уды включительно). Исходя из различий в составе и распространении пород, а также в морфологии тектонических структур, орогенный комплекс также разделяется на две части: нижнюю (верхнемеловую-палеоценовую) и верхнюю (палеоген-неогеновую).

Нижняя часть представлена вулканитами андезит-дацит-липаритовой надформации, а также комагматическими вулканитам субвулканическими интрузиями габбро-диорит-пранодиоритовой и диорит-гранодиоритгранитовой формаций и гипабиссальными интрузиями гранодиоритового и гранитового состава. Интрузивные образования в совокупности составляют габбро-диорит-гранодиоритовую группу формаций (Кузнецов, 1964). Характерная особенность строения этой части орогенного комплекса — двукратное чередование вулканитов среднего и кислого состава в разрезе вулканогенной серии, причем каждому ритму, начинающемуся андезитами и дацитами и заканчивающемуся липаритами, соответствует многофазный интрузивный комплекс, состав которого также изменяется во времени от основного до кислого. Мощность отдельного ритма в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса — 500---2000 м, мощность одного из элементов ритма — 100—800 м, полная мощность вулканогенной толщи — 1000 — 4000 м. Для нижней части орогенного комплекса характерны кальдеры проседания, интрузивно- и экструзивно-купольные структуры, системы и группы интрузивно-купольных структур и вулканические пояса. Формирование всего этого комплекса было связано с образованием обширного Приморско-Буреинского свода, в состав которого вошли не только структуры Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, но и восточные части Хингано-Буреинского массива и Амуро-Охотской складчатой системы, Ханкайский, Тахтинский и, возможно, Япономорский массивы. В восточной части свода располагалась система вулкано-тектонических прогибов, в совокупности образующих Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-тектонический пояс. Отдельные вулкано-тектонические структуры (Верхне-Эвурская, Хорско-Анюйская и др.), а также многочисленные интрузивно-купольные структуры и интрузивные тела контролировались крупными разломами, унаследованными от предшествовавшего этапа развития или образовавшимися в ходе формирования свода.

В верхней части орогенного комплекса приблизительно одинаково распространены континентальные пресноводные отложения, представленные песчанико-галечниковой, угленосной, глинисто-алевролитовой и туфо-диатомито-глинисто-алевролитовой подформациями молассовой формации, и вулканиты, представленные андезито-базальтовой, андезито-дацито-туфовой, липаритовой, трахито-трахилипаритовой и туфо-диатомитовой формациями, в совокупности образующими группу липарито-базальтовых формаций. Субвулканические интрузии габбро, габбродиоритов, монцонитов, а также лейкократовых и щелочных гранитов пользуются ограниченным распространением в зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Мощность континентальной молассы в межгорных впадинах и грабенах — от нескольких десятков метров до 2000 м, мощность вулканогенных образований — до 2500 м. Для этой части комплекса наряду с вулкано-тектоническими структурами характерны грабены, грабен-синклинали, брахисинклинали, горсты и горстантиклинали. Грабены и грабен-синклинали, длина которых достигает 100—150 км при ширине 10—25 км, обычно контролируются крупными разломами, унаследованными от геосинклинального этапа или новообразованными. По морфологии, а также по составу выполняющих их образований они хорощо сопоставляются с Челябинским грабеном и другими тафросинклиналями (Соболевская, 1972).

Основными структурными элементами верхней части орогенного комплекса являются межгорные впадины (Средне-Амурская, Уссури-Ханкайская, Удыльская и др.) и горные поднятия (Сихотэ-Алинское, Буреинско-Ям-Алинское, Амгуньское и Надань-Хада-Алинское), образовавшиеся в результате распада Приморско-Буреинского свода на отдельные глыбы и блоки, а также Восточно-Сихотэ-Алинский и менее четко

выраженный Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса.

Наиболее крупная Средне-Амурская межгорная впадина обладает в плане неправильно-овальной формой; длина ее достигает 700 км, ширина — 200—225 км. Почти на всем протяжении впадина ограничена новообразованными сбросами, и только на отдельных участках ее граница совпадает с Куро-Бичинским и Амурским глубинными разломами. Внутренняя структура впадины представлена системой опущенных и приподнятых блоков, находящихся в сложных соотношениях. В западной части впадины, вдоль границы с Буреинско-Ям-Алинским горным поднятием, расположены длинные, узкие и глубокие грабены, заложившиеся, по всей вероятности, в эоцене и погружавшиеся до среднего миоцена включительно. К востоку от этой зоны грабенов расположена зона горстов и горст-антиклинальных структур, осложненных небольшими грабенами и грабен-синклиналями. Сходное строение имеет и восточная часть впадины, где вдоль границы с Сихотэ-Алинским горным поднятием расположена зона грабенов, а несколько западнее — зона горстов и горст-антиклиналей. Остальные межгорные впадины имеют меньшие размеры и более простое строение.

Сихотэ-Алинское и Буреинско-Ям-Алинское горные поднятия представляют собой крупные глыбовые структуры, испытавшие интенсивное (не менее чем на 2—3 км) поднятие и глубокий размыв. В их пределах широко распространены гипабиссальные тела гранитов и гранодиоритов, тогда как другие образования, входящие в состав орогенного комплекса, распространены значительно меньше. В пределах Амгуньского и Надань-Хада-Алинского поднятий вулканиты андезито-дацито-липаритового и

липарито-базальтового состава распространены столь же широко, как и гипабиссальные образования.

Наиболее сложное строение среди основных структурных элементов орогенного комплекса имеет Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, представляющий собой асимметричный прогиб длиной до 1500 км и шириной от 20—30 до 120—150 км. В его пределах четко обособляются восточная (внутренняя) зона, характеризующаяся преимущественным распространением палеогеновых и особенно неогеновых базальтоидов, и западная (внешняя) зона с повсеместным распространением позднемеловых и неповсеместным — кайнозойских вулканитов. Основными структурами внутренней зоны являются грабен, протягивающийся по побережью Татарского пролива от бухты Накатова до устья р. Тумнин, Мульпинско-Хадинский грабен и Иннокентьевский горст. В пределах внешней зоны обособляются Усть-Амурский прогиб, Пуэрская горст-антиклиналь, Северный, Главный и Южный прогибы. Структура прогибов сложна. В их строении выделяются погруженные и приподнятые блоки, а в пределах каждого блока обособляются элементарные и сложные вулканотектонические структуры. Западно-Сихотэ-Алинский пояс, протягивающийся вдоль Даубихинского разлома, в отличие от Восточно-Сихотэ-Алинского представляет собой совокупность разобщенных вулкано-тектонических структур.

Замыкание остаточных геосинклинальных прогибов в пределах Сихотэ-Алинской системы и консолидация складчатой структуры Амуро-Уссурийского и Сихотэ-Алинского синклинориев и Сихотэ-Алинского антиклинория осуществлялись на рубеже туронского и сенонского веков, практически одновременно с переходом позднемезозойских талассогеосинклиналей внутренней зоны Тихоокеанского пояса к предорогенной стадии развития. Продолжительность эпигеосинклинального орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской системы составила около 80 млн. лет (от сантона до раннего плиоцена включительно). В составе этапа четко обособляются две стадии: раннеорогенная, или стадия гранитообразования, закончившаяся в начале палеоцена; и позднеорогенная, или стадия грабенообразования, начавшаяся в конце палеоцена или начале эоцена и завершившаяся в позднем миоцене — раннем плиоцене. Продолжительность каждой из упомянутых стадий — около 40 млн. лет.

В сантон-кампанское время структуры Сихотэ-Алинской системы и граничащие с ней Хингано-Буреинский, Ханкайский, Тахтинский и Япономорский массивы, а также восточная часть Амуро-Охотской складчатой системы были вовлечены в длительное поднятие, сопровождавшееся интенсивными проявлениями андезито-дацито-липаритового вулканизма. В маастрихтском веке поднятие замедлилось, а в пределах вулканических поясов произошли локальные опускания, выраженные в образовании «андезитовых прогибов» — крупных синклиналеобразных структур, выполненных вулканитами преимущественно андезито-дацитового состава. В датском веке и в начале палеоцена усиление поднятия обусловило изменение состава продуктов магматической деятельности и образование системы разрывных нарушений. Таким образом, основным содержанием раннеорогенной стадии было формирование Приморско-Буреинского свода и вулканических поясов.

В конце палеоцена — начале эоцена тектонические движения приняли контрастный характер. На фоне продолжавшегося поднятия отдельных частей свода, в дальнейшем образовавших горные поднятия, происходило интенсивное погружение внутренней зоны Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, а также западной и восточной зон Средне-Амурской межгорной впадины. Впоследствии погружение, сопровождавшееся излияниями андезито-базальтов и накоплением молассовых толщ, испытали другие участки, в конечном счете превратившиеся в межгорные впадины. Наиболее интенсивная дифференциация движений и тектонического рельефа имела место в позднем олигоцене. В миоцене поднятия стали менее интенсивными, а в конце миоцена — начале плиоцена практически на всей территории юга Дальнего Востока установился режим тектонического покоя. Таким образом, основным содержанием позднеорогенной стадии явилось распадение Приморско-Буреинского свода на отдельные глыбы и блоки и образование системы межгорных впадин и горных поднятий с осложняющими их грабенами и вулкано-тектоническими структурами.

Анализ строения и истории формирования орогенного комплекса Сихотэ-Алинской складчатой системы, по нашему мнению, свидетельствует, во-первых, о неправомерности объединения предорогенной и раннеорогенной стадий ее развития в единый этап ввиду резкого различия свойственных этим стадиям геологических формаций, структурных форм и структурного плана; во-вторых, о неправомерности отнесения раннеорогенной и позднеорогенной стадий, по своей сущности теснейшим образом связанных между собой, к различным этапам развития геосинклинальной складчатой системы. Таким образом, мы приходим к выводу о необходимости выделения постгеосинклинального орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы в охарактеризованных выше временных пределах.

Плиоцен-антропогеновый структурно-формационный комплекс охватывает континентальные терригенные и вулканогенные образования средне- и позднеплиоценового и антропогенового возраста, принадлежащие молассоидной и толеит-базальтовой формации. Гравийники, галечники, пески и глины мощностью до 130—150 м выполняют небольшие грабены и прогибы в пределах Средне-Амурской, Уссури-Ханкайской, Удыльской и Нижне-Амурской межгорных впадин. Покровы оливинпироксеновых и пироксеновых базальтов (до 400 м) слагают Совгаванское, Самаргинское и Зевинско-Нахтахинское плато на восточном склоне, Хунгари-Анюйское и Немпту-Мухенское — на западном склоне Сихотэ-Алиня. Все перечисленные образования залегают практически горизонтально и лишь изредка затронуты разрывными нарушениями. Наиболее крупные структурные элементы плиоцен-антропогенового комплекса (Средне-Амурская, Уссури-Ханкайская, Удыльская межгорные впадины, Сихотэ-Алинское и Буреинско-Ям-Алинское горные поднятия), в значительной части унаследованные от предшествовавшего орогенного этапа, в основном сохранили свои размеры и конфигурацию. Отмечено расширение Средне-Амурской впадины на юго-западе (за счет Буреинско-Ям-Алинского горного поднятия) и на юго-востоке (за счет Надань-Хада-Алинского поднятия), Удыльской и Нимелено-Чукчагиро-Эворонской впадин (за счет Амгуньского поднятия). На северо-востоке Амгуньского поднятия заложились Нижне-Амурская межгорная впадина, включающая Князевский, Ваюнский и другие грабены, а также Ул-Лонгарийская группа грабенов.

Перестройка структурного плана, сложившегося в ходе орогенного развития Сихотэ-Алинской складчатой системы, и накопление толщ плиоцен-антропогенового комплекса связаны с интенсивными и резко дифференцированными движениями, охватившими на рубеже раннего и среднего плиоцена обширные территории поверхности Земли и получившие наименование неотектонических (Обручев, 1948; Николаев, 1962). Глобальный характер неотектонической активизации не позволяет рассматривать ее как составную часть орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской складчатой системы.

В настоящее время территория южной части Дальнего Востока, включающая Сихотэ-Алинскую складчатую систему, представляет собой горную складчатую область, испытывающую базальтоидную активизацию (Нагибина, 1968). Этот вывод хорошо согласуется с имеющимися данными о характере гравитационного и магнитного полей, морфологии

разделов Мохоровичича и Конрада, сейсмичности и геотермическом режиме территории.

Основные выводы из изложенного выше сформулированы в следую-

1. Сихотэ-Алинская геосинклинальная система заложилась в среднем палеозое на коре субконтинентального или континентального типа и по этому признаку является вторичной геосинклинальной системой.

- 2. Сихотэ-Алинская система со всех сторон окружена краевыми массивами, входящими, как и она, в состав Дальневосточной области. Ее естественные границы образованы системой глубинных разломов, тесно связанных с крупнейшими разломами, отделяющими внутреннюю зону Тихоокеанского пояса от внешней; таким образом, полностью расположенная во внешней зоне Сихотэ-Алинская система имеет структурные связи с внутренней зоной.
- 3. Состав геосинклинальных образований Сихотэ-Алинской системы свидетельствует о том, что она развивалась по эвгеосинклинальному типу. Анализ строения этих образований не дает оснований для выделения палеозойского и киммерийского (или альпийского) теосинклиналь-
- 4. Смена геосинклинальных формаций формациями орогенного класса и резкое изменение структурного плана, произошедшие в начале сенона, свидетельствуют о принадлежности Сихотэ-Алинской системы к группе позднемезозойских геосинклинальных складчатых систем.
- 5. Строение и закономерности формирования орогенного комплекса Сихотэ-Алинской системы подтверждают целесообразность выделения эпигеосинклинального орогенного этапа, не входящего в состав геосинклинального или платформенного этапов. С формациями и структурами этого этапа связаны все промышленные месторождения металлов в пределах Сихотэ-Алинской системы.
- 6. Стадия неотектонической активизации не является составной частью орогенного этапа.

#### Литература

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП, 1933,

Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 1, 1956.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня.— Сов. геология, 1962, № 7.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеан-

ского подвижного пояса.— Сов. геология, 1964, № 9.
Бельтенев Е. Б., Золотов М. Г., Онихимовский В. В., Плотников И. А., Шапочка И. И.
Тектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. — В кн.: Мезозойский тектоногенез. Магадан, 1971.

Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. — Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР. Геол., вып. 10, 1959.

Берсенев И. И. История геологического развития Приморского края и Японского моря

в мезозое и кайнозое. Автореф. докт. дис., МГРИ, 1970. Воларович Г. П., Скороход В. З. Краткий геологический очерк горной области Сихо-

тэ-Алиня.— Тр. ДВГТ, вып. 65. Владивосток, 1935.

Иванов Б. А. Структурно-фациальное тектоническое районирование Южного Сихотэ-

Алиня.— Сов. геология, 1960, № 10.

Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий.— Сов. геология, 1961, № 4.

ингрузии.— Соб. теология, 1361, 13

Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Материалы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.

- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формации, М., «Недра», 1964.

- Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края.— В кн.: Тр. XVIII сес. Международн. геол. конгресса, т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Мартынюк М. В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезозойскокайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (в пределах Анюйского блока). Автореф. канд. дис. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СОАН СССР,
- Миратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 5.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, 1965,
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. — Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1967, № 10.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые осо-бенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 9. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М. С. Об эволюции тектонических условий проявления гранитоидного магматизма в процессе развития структур земной коры. В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968.
- Нагибина М. С., Потапов Ю. И. Тектоника Тугуро-Нинеленского прогиба (Западное Приохотье). В кн.: Мезозойские структурные зоны запада тихоокеанского тектонического пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 139. М., «Наука», 1965.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей.— Тр. ДВ фил. СО АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4.
- *Пущаровский Ю. М.* Зоны затухания геосинклинальных систем или областей.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, вып. 6.
- Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского подвижного пояса —
- Геотектоника, 1965, № 6.
  Пущаровский Ю. М. Области мезозойской складчатости.— В кн.: Тектоника, Евразии.
- М., «Наука», 1966.

  Савченко А. И. О характере северо-западной границы Сихотэ-Алинской складчатой области.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1969, т. VII, вып. 2.
- Салин С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, № 6.
- Салун С. А. Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.
- М., Изд-во АН СССР, 1963. Соболевская В. Н. Сравнительный анализ тектоники огражденных эпипалеозойских плит. Автореф. докт. дис., М., ГИН АН СССР, 1972.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника, т. 1. М., «Недра», 1971. Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Шатский Н. С. Геология Буреинского хребта. М., Гостоптехиздат, 1939.
- Ходак Ю. А., Сунь-Шу. Главнейшие структуры северо-востока Китая и сопредельной территории советского Дальнего Востока. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 10.

Аэрогеология Москва

Статья поступила 1 июля 1975 г.

УДК 551.242.3(571.65)

#### Н. Б. ЗАБОРОВСКАЯ. Г. Е. НЕКРАСОВ

# ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД К КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Рассматриваются геологическое строение и история развития трех согласно ориентированных складчатых систем: мезозойской Яно-Колымской, позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской и мезозойско-кайнозойской центральных и восточных частей Корякского нагорья, составлявших в палеозое — мезозое зону перехода от континента к океану. Первая система заложилась и развивалась на дорифейском гранито-гнейсовом основании; вторая — на границе континентального и океанического блоков земной коры; третья — на коре океанического типа. Показано, что Охотско-Чукотский вулканогенный пояс сформировался в поздней юре — мелу в конце переходной — начале континентальной стадий развития Тайгоносско-Западно-Корякской системы в результате взаимодействия процессов растяжения в приокеанической части системы и сжатия — в приконтинентальной. В генетическом смысле формирование пояса отражало заключительные стадии становления внутри мезозойской системы молодого мезозойского «гранитного» ядра и его причленения к континентальному блоку.

В настоящей статье сделана попытка рассмотреть на примере Охотского региона Северо-Востока СССР некоторые общие особенности эволюции структур и магматизма зоны перехода от континента к океану. Район охватывает территорию юго-восточного фланга Яно-Колымских мезозоид, северного побережья Охотского моря от восточных склонов Охотского массива до Пенжинской губы и Северо-Западной Камчатки. Структуры зоны перехода являются связующим звеном между древними докембрийскими структурами континентов и современным ложем океана и представляют, таким образом, интересный геологический объект, где можно изучать процессы формирования структур земной коры не только по вертикали, но и по латерали и тем самым подойти к решению таких важных проблем современной геологии, как проблемы направленности в развитии земной коры и соотношения тектонических процессов на континентах и в океанах.

Вопросы тектоники и магматизма зоны перехода мезозоид к Корякско-Камчатской складчатой области неоднократно обсуждались в печати. Общим и принципиальным положением практически всех высказанных до настоящего времени точек зрения является представление об этой структуре как о системе планетарных глубинных разломов, вдоль которых резко торцово сочленяются разновозрастные складчатые области. Протягивающийся вдоль границы этих областей Охотско-Чукотский вулканогенный пояс связывается в этой концепции непосредственно с глубинными разломами и рассматривается как особая тектоно-магматическая структура активизации, возникшая, по мнению одних исследователей (Аникеев, Титов, 1966; Аникеев и др., 1970; Марков и др., 1967), в конце юры — начале раннего мела в связи с заложеним молодой геосинклинали, а по мнению других (Белый, Тильман, 1966; Тильман и др., 1969; Белый, 1969), в конце раннего мела в связи с контрастными движениями в той же геосинклинали. При этом пер-

вые проводят границу между разновозрастными складчатыми областями в северной части п-ова Тайгонос и вдоль северного побережья Охотского моря, относя территорию п-овов Тайгонос, Кони и Пьягина, а также районы Северо-Западной Камчатки и Корякии к области меловой складчатости. Вторые проводят эту границу значительно южнее, относя центральную часть п-ова Тайгонос и северную часть п-овов Кони и Пьягина к шовным структурам основания Охотско-Чукотского пояса.

Исследования авторов в Охотском регионе и Пенжинском кряже (Заборовская и др., 1972; Гельман, Некрасов, 1968; Некрасов, 1972; Заборовская, 1974; Заборовская, Некрасов, 1974, и др.), а также анализ материалов по смежным территориям показывают, что сложившиеся представления о строении переходной зоны и тектонической природе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса нуждаются в пересмотре.

В зоне перехода от мезозоид Северо-Востока СССР к области кайнозойской складчатости в направлении с северо-запада на юго-восток выделяются три согласно ориентированные системы (рис. 1, см. влейку к стр. 44), развитие которых отвечает, согласно новым теоретическим представлениям (Пейве и др., 1972), трем крупным этапам формирования континентальной коры в зоне перехода от континента к океану.

Первая из этих систем представлена мезозойскими структурами Яно-Колымской области. Вторая, Тайгоносско-Западно-Корякская, объединяет позднемезозойские складчатые структуры северного побережья Охотского моря и п-овов Кони, Пьягина и Тайгоноса, Северо-Западной Камчатки и Западной Корякии. Многие наши предшественники выделяют эту систему в качестве самостоятельной структурной зоны под разными наименованиями (Аникеев и др., 1970; Марков и др., 1967; Снятков, Снятков, 1958). Третья система объединяет мезозойско-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья.

Яно-Колымская система обрамляет с востока Сибирскую платформу. Эта система сформировалась на гранитно-метаморфическом фундаменте дорифейского возраста (Пущаровский, 1960; Тильман и др., 1969; Тильман, 1971; Мерзляков и др., 1974, и др.), определившим сложный мозаично-линейный рисунок ее структурного плана. В целом для нее характерно присутствие выступающих на поверхность или относительно неглубоко погруженных блоков фундамента и облекающих их складчатых миогеосинклинальных комплексов рифея — поздней юры, в пределах которых кристаллический фундамент глубоко погружен и, вероятно, существенно переработан.

Согласно существующим в настоящее время представлениям (Тильман и др., 1969; Мальков, 1971; Мерэляков и др., 1974), в развитии системы намечаются три стадии. Первая из них характеризуется общим погружением системы и накоплением фациально выдержанных карбонатных и карбонатно-терригенных комплексов рифея — среднего палеозоя, вторая — усилением дифференциальных движений в фундаменте и появлением на фоне этих движений терригенных и вулканогенно-терригенных формаций верхоянского комплекса, особенности размещения которых внутри последнего позволяют С. М. Тильману и его соавторам (1975) предполагать, что формирование комплекса происходило в условиях рифтогенеза. Эта стадия завершилась в конце поздней юры — начале раннего мела складчатостью и внедрением синорогенных высокоглиноземистых двуслюдяных и биотитовых гранитов колымского комплекса. Заключительная стадия характеризуется появлением во внешней части системы, вдоль ее границ с Тайгоносско-Западно-Корякской системой, наложенных впадин и прогибов Охотско-Чукотского пояса, сложенных вулканогенно-молассовыми комплексами и ассоциирующими с ними гранитоидами позднеюрско-раннемелового и

ранне-позднемелового возраста. В отличие от укоренившихся представлений (Белый, Тильман, 1966; Аникеев, Титов, 1966, и др.), мы связываем эти образования с заключительными стадиями развития позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской системы и рассматриваем их в качестве сложного латерального ряда структур, возникшего в результате миграции орогенных структур и магматических формаций из Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинали на Яно-Колымские мезозоиды (Некрасов, 1972; Заборовская, 1974). В последнее время В. К. Политов в диссертационной работе по Северному Приохотью сделал интересный вывод о том, что природа этих структур сложнее и они представляют собой результат встречной миграции фронтов магматизма колымского и охотского типов.

Таким образом, Яно-Колымская система может рассматриваться главным образом как область распространения континентальной коры дорифейского возраста, последующие преобразования которой выразились, по-видимому, лишь в «приращении» коры вследствие миогеосинклинальных процессов и проявления корового палингенного магматизма, а также под влиянием геосинклинальных процессов в окружающих ее эвгеосинклиналях.

Тайгоносско-Западно-Корякская система обрамляет Яно-Колымскую с юга и юго-востока. В западной части рассматриваемой территории границей между ними служит Челомджа-Ямская зона разломов, а на востоке — разломы Верхнепылгинской зоны смятия, продолжением которой на северо-восток является зона Анадырского разлома.

Тайгоносско-Западно-Корякская система формировалась на гетерогенном фундаменте, включающем породы двух резко различных генетических типов. Первый из них обнажается в Тайгоносском блоке и представлен гнейсами, кристаллическими сланцами и основными гранулитами архея, перекрытыми с несогласием маломощными и в различной степени метаморфизованными карбонатно-терригенными и кремнисто-терригенными толщами рифея (Геология СССР, 1970; Жуланова, 1974). Породы второго типа выступают на поверхность в Ганычаланском блоке и представлены в нижней части разреза ультрабазитами и меланократовыми габбро (100—200 м), в средней — гнейсовидными габброидами и габбро-амфиболитами (1000 м), в верхах — габбро-диабазами и диабазами (500—700 м). Возраст этого меланократового фундамента докембрийско-раннепалеозойский, определяющийся залеганием его под основными лавами и фаунистически охарактеризованными терригенными породами ордовика — нижнего силура и присутствием в последних многочисленной гальки габброидов (Пономарева, Добрецов, 1966; Заборовская, Некрасов, 1974).

Где проходила граница между кристаллическим комплексом архея и меланократовыми породами докембрия — раннего палеозоя, точно установить трудно. Можно предполагать, что архейский кристаллический комплекс ступенчато погружается под геосинклинальные толщи палеозоя и мезозоя Северо-Тайгоносского прогиба, что отражается на ступенчатом возрастании положительных аномалий силы тяжести. Наиболее значительная по амплитуде ступень приходится на юго-восточную часть побережья п-ова Тайгоноса, где вдоль надвига на поверхность выжаты породы меланократового фундамента. Все это скорее всего говорит о том, что породы архейского комплекса на этом интервале полностью выклиниваются.

Геосинклинальные и орогенные отложения Тайгоносско-Западно-Корякской системы включают породы от ордовика до позднего мела. Они подразделяются на четыре комплекса, каждый из которых отвечает определенному этапу тектонического развития системы и отличается от других по своему формационному составу, строению и характеру фациальной зональности.

Первый комплекс объединяет вулканогенные и терригенно-карбонатные формации нижнего и среднего палеозоя. В юго-восточной части рассматриваемой складчатой системы непосредственно выше пород меланократового фундамента в разрезе этого комплекса установлены массивные базальты и шаровые спилиты и вариолиты ордовика, содержащие в низах редкие маломощные прослои пелагических известняков, тонкополосчастых кремнистых пород и граувакк, а в верхах — пачки рифогенных известняков. Мощность толщи —1000 м. Выше эта толща сменяется тонкими терригенными и подчиненными им карбонатными рифогенными породами нижнего силура — девона.

На северо-западном крыле Таловско-Майнского поднятия эти образования согласно сменяют разрез вулканогенных пород ордовика; в осевой части поднятия они ложатся на дислоцированные в систему пологих тектонических пластин габброиды, метабазальты, кварцито-сланцы, кристаллические известняки и разнообразные сланцы глаукофанзеленосланцевой фации (Пономарева, Добрецов, 1966). Таким образом, ясно, что в осевой части Таловско-Майнского поднятия породы меланократового фундамента и перекрывающие их отложения ордовика были дислоцированы и метаморфизованы в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации к концу ордовика.

Разрез нижне-среднепалеозойского комплекса заканчивается фациально изменчивой толщей нижнего карбона. На юге п-ова Тайгонос комплекс представлен мощной (2000 м) толщей морских тонкообломочных пород кремнисто-терригенного и карбонатно-терригенного состава. Юго-восточнее, в пределах Таловско-Майнской зоны, в нем появляются наземные вулканиты среднего и кислого состава, а выше по разрезу (в верхнем визе — намюре) — континентальная угленосная моласса. В северо-западной части складчатой системы нижне-среднепалеозойскому комплексу, вероятно, соответствуют породы верхнепылгинской толщи, представленные, по данным И. Л. Жулановой (1974), в низах глубоко метаморфизованными кварцевыми кератофирами, туфами, подчиненными им спилитами, а в верхах — терригенными породами.

Таким образом, нижний и средний палеозой Тайгоносско-Западно-Корякской системы характеризуется в целом направленным рядом формаций. Нижнюю часть ряда составляют вулканиты ордовика, представленные на юго-востоке системы лавами основного состава, а на северо-западе, в области распространения пород дорифейского сиалического фундамента, вероятно, кварцевыми кератофирами и их туфами. Эта часть нижне-среднепалеозойского разреза отвечает собственно океанической стадии развития эвгеосинклинальных систем (Пейве и др., 1972). Среднюю часть разреза составляют тонкие терригенные и подчиненные им рифогенные породы нижнего силура — девона, указывающие на завершение океанической стадии и начало переходной. Заканчивается ряд фациально изменчивой толщей нижнего карбона, внутри которой в пределах Таловско-Майнской зоны отмечаются наземные вулканиты и угленосная моласса, свидетельствующие о появлении узкого поднятия (дуги), отделившего Тайгоносско-Западно-Корякскую систему от океана.

Второй комплекс объединяет группу геосинклинальных формаций верхнего палеозоя — юры, до нижней части волжского яруса включительно. Основное место среди них занимают андезитовая и парагенетически связанные с ней вулканогенно-осадочная и вулканомиктовая терригенная формации, в распределении которых намечаются четыре зоны, вытянутые согласно с общим простиранием системы.

Тауйско-Северо-Тайгоносская зона характеризуется наиболее полным разрезом и развитием терригенной и подчиненных ей вулканогенно-осадочной и вулканогенной формаций, образующих сложно постро-

енный цикличный ряд (11000—12000 м). Первый цикл объединяет породы позднепермского возраста, второй — триаса и нижней юры, гретий — средней юры и низов верхней юры и четвертый — второй половины верхней юры. Циклы начинаются глинисто-сланцевой формацией, содержащей в основании базальные конгломераты и прослои вулканомиктовых песчаников и гравелитов, реже — мелко- и среднеобломочных туфов. Обломочный и пирокластический материал в них представлен преимущественно вулканогенными породами андезитового и андезитобазальтового состава. Среднюю часть циклов занимают вулканомиктовая песчаниковая и замещающая ее по латерали грубообломочная формации. Заканчиваются циклы вулканогенной формацией андезитобазальтового состава. Каждый новый цикл отражает смещение оси геосинклинального прогиба к юго-востоку.

Кони-Южно-Тайгоносская зона отличается от Тауйско-Северо-Тайгоносской преимущественным распространением вулканогенных отложений, сокращенным по мощности (3500—4000 м) разрезом и выпадением из него верхнепалеозойских и частично нижнемезозойских отложений. Основное место принадлежит здесь андезитовой формации, которая в краевых частях зоны замещается вулканогенно-осадочной. Особенность последней — парагенез морских зеленокаменно измененных туфов андезито-базальтового состава, вулканомиктовых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев, образующих различные по мощности пачки фитмичного строения.

В Пенжинской зоне развита граувакковая песчанико-глинисто-сланцевая (флишоидная) формация верхнего палеозоя — карнийского яруса верхнего триаса (3500—3800 м). Выше располагается вулканогенно-осадочная формация нория — рэта (?) — средней юры. В Таловско-Майнской зоне первая из этих формаций выклинивается, а вторая значительно сокращается в мощности и становится более пестрой по составу обломочного материала.

Второй этап развития характеризуется, таким образом, дальнейшим расчленением тектонического рельефа и появлением в осевой части системы внутренней Кони-Южно-Тайгоносокой дуги, которая, начиная с позднего триаса (возможно, уже и с позднего палеозоя), представляла собой зону островного вулканизма андезитового состава, влиявшего на осадконакопление в сопряженных с ней прогибах (переходная стадия).

Третий комплекс объединяет отложения позднеюрско-раннемелового возраста. Комплекс характеризуется исключительно сложным строением и состоит из двух резко различных рядов формаций.

Первый ряд представлен морскими геосинклинальными формациями Пенжинского прогиба. В осевой части прогиба нижнюю часть этого ряда формаций составляют спилито-диабазовая и кремнисто-сланцевая толщи поздней юры — берриаса (2400 м), залегающие на тектонически разлинзованных ультрабазитах, эклогитах и метаморфических породах амфиболитовой и глаукофан-зеленосланцевой фаций метаморфизма. Выше располагается терригенная флишоидная формация берриаса низов баррема (2000 м), содержащая вдоль северо-западного борта прогиба пачки олистостром, возраст которых с северо-запада на юговосток постепенно омолаживается от берриас-валанжинского (юго-восточное побережье п-ова Тайгонос) до готерив-барремского (Валижгенское поднятие). Еще дальше на юго-восток олистостромовые пачки выклиниваются, а обломочный материал становится более сортированным и тонким. Завершается разрез вулканогенно-осадочной формацией баррема — апта (1500 м) и морской молассой апта — альба 4000 м). Описанный разрез, характеризующий область глубоководного осадконакопления, в краевых частях прогиба сменяется мелководным.

Мощность осадков при этом сокращается более чем вдвое, а верхняя

готерив-альбская часть разреза выклинивается.

Северо-западная граница зон мелководного и глубоководного осадконакопления более резкая, чем юго-восточная, и прослеживается в форме надвига, по которому осадки мелководного типа надвинуты на глубоководные. По-видимому, эта граница по своим особенностям была сходна с границами современных островных дуг и внутренних морей юго-западной части Тихого океана и в морфологическом отношении представляла собой подводный уступ, фиксирующий выход на поверх-

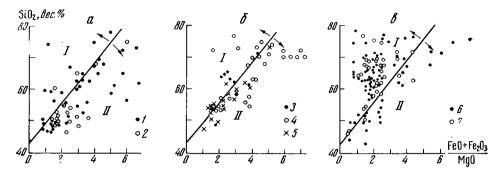


Рис. 2. Диаграммы соотношений известково-щелочной и толеитовой серий (по-Міуаshіго, 1974) для вулканогенных пород внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и интрузивных пород Северо- и Южно-Тайгоносскогопоясов. I— известково-щелочная серия; II— толеитовая серия

а — внутренняя зона: 1 — верхнеюрско-нижнемеловые породы п-ова Тайгоноса; 2 — верхнеюрско-нижнемеловые породы п-ова Пьягина: 6 — внешняя зона; 3 — породы верхней юры — неокома; 4 — породы альба; 5 — породы сеномана: в — интрузивные породы: 6 — Северо-Тайгоносского пояса; 7 — Южно-Тайгоносского пояса

ность крупного конседиментационного Южно-Тайгоносского (Некрасов, 1972). Присутствие среди пород, выжатых по надвигу, преимущественно образований меланократового комплекса, а также наблюдаемое резкое ступенчатое увеличение силы тяжести в гравитационном поле свидетельствует о том, что древние палеозойские и мезозойские комплексы, слагающие основание зон мелководного осадконакопления и вскрывающиеся в Южно-Тайгоносском и Таловско-Майнском поднятиях, в осевой части Пенжинского прогиба выклиниваются. Основание же глубоководной кремнисто-вулканогенной толщи здесь составляют вскрывающиеся в нижних частях ее разреза ультрабазиты, эклогиты и, возможно, метабазальты. Все сказанное выше позволяет считать, что образование позднеюрско-берриасовой кремнисто-вулканогенной толщи Пенжинского прогиба связано с зоной глубокого, вплоть до мантии, сравнительно кратковременного растяжения земной коры, сменившегося уже в берриасе сжатием и появлением перед фронтом внутренней Кони-Южно-Тайгоносской дуги тектонических покровов, в результате чего глубоководные комплексы в значительной части оказались тектонически перекрыты мелководными.

Второй ряд формаций позднеюрско-раннемелового возраста представлен комплексом орогенных вулканогенно-молассовых образований, широко распространенных как в поздних мезозоидах, так и за их пределами в смежных поясу зонах мезозоид Яно-Колымской складчатой области и относящихся к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. В направлении с юга на север в полосе их распространения выделяются две зоны, характеризующиеся однотипным положением относительно ограничивающих их с юга региональных разломов, сходством направленности развития магматизма и в то же время заметно отличающиеся по типу фундамента, морфологии структур и петрохимическим особенностям вулканогенных и гранитоидных формаций.

Внутренняя зона располагается в тыловой части регионального Южно-Тайгоносского надвига, охватывает северную часть п-овов Тайгоноса, Кони и Пьягина и прослеживается, вероятно, далее на запад в бассейн р. Тауя. Для нее характерны линейные орогенные структуры унаследованного типа. По морфологии и формационному выполнению типичной является Вискичунская грабен-синклиналь на п-ове Тайгонос. Среди вулканогенных образований внутренней зоны преобладают пироксено-роговообманковые андезиты и андезито-базальты. Существенную роль в разрезах играют также оливино-пироксеновые базальты. Кислые породы распространены меньше и представлены дацитами, плагиолипаритами и игнимбритами, образующими линзовидные тела мощностью до 200—250 м.

В петрохимическом отношении вулканогенные породы внутренней зоны, как и вулканиты предшествовавшей им геосинклинальной андезитовой формации, являются производными подкоровых дифференцированных основных магм толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 2, а; методика А. Miyashiro, 1974) с преобладанием продуктов толеитовой серии. Этим выводам не противоречат и данные экспериментов (Грин, Рингвуд, 1970). В ходе эволюции этих магм наблюдаются две линии дифференциации — преобладающая существенно натровая и подчиненная ей калиевая (рис. 3, а).

Внешняя зона орогенных образований позднеюрско-раннемелового комплекса располагается в тыловой части Челомджа-Ямской зоны дуговых глубинных разломов, погружающихся на север под углами от 40 до 70° (Кобылянский, 1974). Она сложена вулканогенно-молассовыми образованиями поздней юры — неокома (1300—1500 м), которые слагают серию сложных по конфигурации отрицательных структур, наложенных с угловым несогласием на геосинклинальные складчатые структуры мезозоид Яно-Колымской складчатой области, Охотский срединный массив и непосредственно примыкающих к Челомджа-Ямской зоне разломов. Так же как и во внутренней зоне, комплекс сложен вулканогенными породами среднего, в меньшей степени основного и умеренно кислого состава — пироксено-роговообманковыми и роговообманковыми андезитами; подчиненные им дациты, липариты, игнимбриты и андезито-базальты образуют быстро выклинивающиеся тела мощностью до 200-300 м (Сперанская, 1964). Среди вулканитов встречаются пачки (150—450 м) вулканогенно-осадочных пород, иногда угленосных.

Вулканогенные породы комплекса, как и одновозрастные им эффузивы внутренней зоны, являются производными умеренно дифференцированных основных магм толеитовой и известково-щелочной серий, с преобладанием продуктов последней (рис. 2, 6). Оба типа магм дают два ряда дифференциации — натровый и калиевый, однако у эффузивов внутренней зоны более четко, чем у одновозрастных вулканитов внешней зоны, выражен натровый ряд (рис. 2, a, 6). Сравнение этих двух рядов одновозрастных вулканитов по содержанию калия показывает, что вулканиты внешней зоны в целом являются несколько более калиевыми (рис. 4).

Формирование позднеюрско-раннемелового комплекса завершилось в конце раннего мела складчатостью и превращением конседиментационных Тауйско-Северо-Тайгоносского и Пенжинского прогибов в синклинории, Кони-Южно-Тайгоносского и Таловско-Майнского поднятий — в антиклинории. Формирование складчатых структур во внутренней зоне сопровождалось внедрением многочисленных интрузий габбро-гранодиорит-гранитного и праносиенитового состава, образующих пояса, положение которых, так же как и орогенных структур, определяется Южно-Тайгоносским надвигом.

Наиболее мощный из таких поясов, получивший в литературе название Прибрежного (Снятков, Снятков, 1958), включает Южно-Тай-

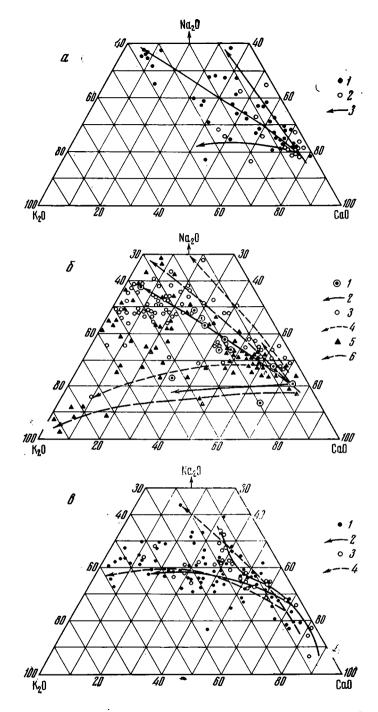
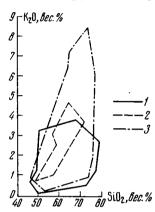


Рис. 3. Диаграммы K<sub>2</sub>O—Na<sub>2</sub>O—CaO для вулканогенных пород внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского пояса и интрузивных пород его внутренней зоны a — внутренняя зона: I — вулканогенные породы поздней юры — раннего мела п-ова Тайгоноса; 2 — вулканогенные породы поздней юры — мела п-ова Пьягина; 3 — возможные пути эволюции магм; 6 — внешняя зона: 1 — вулканогенные породы поздней юры — неокома; 2 — пути эволюции их магм; 3 — вулканогенные породы позднего альба; 4 — пути эволюции их магм; 5 — вулканогенные породы сеномана; 6 — пути эволюции их магм; 6 — интрузивные породы: 1 — Северо-Тайгоносского пояса, 2 — путь эволюции их магм; 3 — Южно-Тайгоносского пояса, 4 — пути эволюции магм

гоносский гранитно-метаморфический пояс (Некрасов, 1972; Гельман, 1973) и интрузивные тела п-овов Кони и Пьягина. Он приурочен к Южно-Тайгоносскому надвигу и состоит из двух гранитно-метаморфических поясов. Первый расположен во фронтальной части надвига на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос. Он образован интрузиями габбро-диоритового и диорит-гранодиоритового состава, тесно связанными с породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Второй располагается в тыловой части надвига и приурочен в основном к Кони-Южно-Тайгоносскому поднятию. Он включает Восточно-Тайгоносский массив и серию крупных интрузивных

Рис. 4. Диаграмма отношения K<sub>2</sub>O к SiO<sub>2</sub> в вулканогенных породах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса 1—вулканогенные породы поздней юры—неокома внутренней зоны; 2—вулканогенные породы поздней юры—неокома внешней зоны; 3—вулканогенные породы позднего альба—сеномана внешней зоны



тел п-овов Кони и Пьятина. Восточно-Тайгоносский массив сочетает черты трещинной интрузии и синтектонического факолита и сложен гранитоидами, тесно связанными с гнейсами и роговиками пироксенороговиковой, амфиболо-роговиковой и других фаций метаморфизма. Глубина формирования кровли факолитового ядра 2—3 км, подошвы — 7—8 км (эпи — мезозона, по Балдингтону, 1963).

Интрузивные тела пояса сложены преимущественно амфиболо-биотитовыми гранодиоритами и тоналитами. В краевых частях плутонов наряду с ними широко развиты кварцевые диориты, диориты, реже — габбро-диориты и габбро; во внутренних частях плутонов отмечаются плагиограниты, граниты, кварцевые монцониты и граносиениты. Переходы между близкими по основности членами этого ряда изверженных пород большей частью постепенные. Соотношения между крайними членами ряда интрузивные.

Гранитоиды Южно-Тайгоносского пояса являются производными известково-щелочной магмы (см. рис. 2, в) в отличие от близких им по возрасту эффузивов, в составе которых преобладают продукты дифференциации основных магм толеитовой серии при подчиненной роли продуктов дифференциации магм известково-щелочной серии (см. рис. 2, a). Так же как и для эффузивов, для них характерно разделение на породы натрового и калиевого рядов (см. рис. 3, в). Интрузивные породы натрового ряда преобладают и представлены габбро, диоритами, тоналитами, плагиогранитами и интрузивными плагиолипаритами. Породы, относительно богатые калием, представлены немногочисленными и относительно более поздними и кислыми дифференциатами — кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранитами и субщелочными гранит-порфирами. В более основных членах ряда дифференциации калиевые и натровые породы составляют единые тела и связаны постепенными переходами. В конечных и наиболее кислых членах ряда они проявлены уже в виде самостоятельных тел.

Северо-Тайгоносский пояс интрузивных пород, смещенный относительно Прибрежного к северу, приурочен к северо-западному борту Се-

веро-Тайгоносского синклинория и представлен цепочками штоков и пластовых тел габбро-гранодиорит-гранитного и граносиенитового состава. В петрохимическом отношении эти интрузивные породы близки породам Прибрежного пояса, но отличаются от них общим увеличением щелочей и преобладанием пород калиевого ряда (см. рис. 3, в).

Общими особенностями интрузивных образований внутренней зоны в рассматриваемом регионе является формирование их в большом диапазоне глубин в тесной связи с метаморфизмом, длительность и смещение гранитоидного магматизма во времени с юга на север, низкая общая щелочность и преобладание пород натрового ряда, увеличение калиевых пород и общей щелочности по вертикали и латерали с юга на север, тесная связь с Южно-Тайгоносским надвигом и сопряженными с ним разрывными и складчатыми структурами, выражающаяся в приуроченности наиболее ранних, глубинных и существенно натровых комплексов гранитоидов непосредственно к плоскости надвига и постепенном удалении от него более молодых, менее глубинных и более калиевых пород. Все это позволяет связывать образование интрузивных пород внутренней зоны с движениями по Южно-Тайгоносскому надвигу и рассматривать этот процесс как процесс метаморфической и магматической дифференциации вещества в плоскости надвига с обособлением в его тыловой части легкого гранитно-метаморфического материала. Нижняя возрастная граница гранитно-метаморфической серии будет отвечать скорее всего поздней юре — валанжину (началу интенсивных движений по надвигу), верхняя — концу раннего — началу позднего мела, о чем свидетельствует присутствие гальки и валунов гранитоидов в сеноманских и туронских отложениях Пенжинского прогиба. Эти особенности позволяют говорить о парагенетическом родстве гранитоидов и эффузивов, обусловленном связью тех и других с Южно-Тайгоносским надвигом и, вероятно, общим первичным подкоровым источником вещества. Определенные же различия их, заключающиеся прежде всего в принадлежности к магмам разных серий, а также пространственная разобщенность эффузивов и гранитоидов Южно-Тайгоносского пояса объясняются, на наш взгляд, глубинными и динамическими условиями их формирования: эффузивов — в тыловой части надвига в условиях растяжения, гранитоидов — в его фронтальной части в условиях сжатия.

С вулканогенно-молассовыми образованиями поздней юры — раннего мела внешней зоны Охотско-Чукотского пояса пространственно и отчасти во времени связаны крупные габбро-гранодиорит-гранитные интрузии охотского комплекса. Образование интрузий этого состава продолжалось, хотя и в меньших масштабах, вплоть до начала позднего мела (Сперанская, 1964; Кобылянский, 1974).

Размещение интрузий охотского комплекса в орогенных структурах внешней зоны, так же как и во внутренней, характеризуется отчетливой асимметрией по отношению к Челомджа-Ямской системе дуговых региональных разломов. Наиболее крупные полигенные плутоны локализованы непосредственно в пределах зоны разломов (Челомджинский ряд интрузий, по Л. и Б. Снятковым, 1958). Более мелкие и относительно молодые интрузии располагаются севернее внутри или по периферии орогенных впадин и контролируются сопряженными с Челомджа-Ямской зоной разломов разрывными нарушениями. По имеющимся геологическим и геофизическим данным, это межформационные лакколиты. По подсчетам И. М. Сперанской (1964), глубина формирования их кровли колеблется от первых сотен метров до 1—2 км. Так же как и в интрузиях внутренней зоны, в строении массивов главная роль принадлежит амфиболо-биотитовым гранодиоритам и тоналитам; в периферических частях интрузий распространены кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты; в центральных — граниты и плагиограниты.

Гранитоиды и вмещающие их вулканогенные образования И. М. Сперанская относит к умеренно дифференцированной существенно натровой серии. Они характеризуются нормальным, отличительной особенностью которого является очень высокая степень известковистости пород в основных членах серии, и монцонитоидным типами рядов дифференциации.

Таким образом, позднеюрско-раннемеловой этап развития Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы (конец переходной стадии) характеризовался появлением в ее внешней части Пенжинского прогиба и развитием формаций эвгеосинклинального ряда, а во внутренней части системы и краевой зоне Яно-Колымских мезозоид орогенных вулканогенно-молассовых комплексов и связанных с ними гранитоидных интрузий внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Появление этих двух резко различных рядов формаций отражает два взаимосвязанных и сопряженных во времени процесса: растяжение земной коры во внешней части системы и сжатие в Яно-Колымских мезозоидах, обрамляющих систему с севера. Сочетание этих процессов привело к образованию перед фронтом сжатия погружающихся под нее региональных надвигов, тыловые части которых стали местом локализации орогенных структур и гранитоидного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Появление пояса означало становление во внутренней части позднемезозойской системы молодого «гранитно-метаморфического» слоя.

Четвертый комплекс объединяет позднеорогенные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования конца раннего — позднего мела. В его строении участвуют два пространственно разобщенных ряда формаций. Первый ряд представлен морской молассой позднего мела, слагающей ряд изометричных брахиформных синклинальных структур в осевой части Пенжинского прогиба, наложенных на складчатые структуры позднеюрско-раннемелового комплекса. В северо-восточной и северо-западной частях прогиба, в непосредственной близости от Южно-Тайгоносского поднятия, эта моласса замещается паралической угленосной формацией (Авдейко и др., 1966; Мигович, Похиалайнен, 1971).

Во второй ряд входят орогенные вулканогенно-молассовые образования конца раннего — позднего мела, составляющие северную часть внешней зоны Охотско-Чукотского пояса. Они располагаются в тыловой части Челомджа-Ямской зоны разломов и с угловым несогласием наложены на складчатые структуры Яно-Колымских мезозоид, Охотский срединный массив и частично на орогенные структуры, сложенные вулканитами поздней юры — раннего мела внешней зоны пояса, относительно которых они смещены к северу. Эти образования выполняют изометричные или слабо вытянутые вулкано-тектонические депрессии, а также структуры обрушения и слагают купольные поднятия. Закономерные сочетания всех этих форм образуют вулкано-тектонические системы (Кобылянский, 1974). Разрезы комплекса во впадинах начинаются андезитовой либо базальтовой и андезито-базальтовой формациями и заканчиваются толщами дацитов, липаритов и липаритовых платоигнимбритов. Вулканогенные серии по простиранию замещаются молассами, содержащими в обломочном материале гальку охотских гранитоидов. В отдельных крупных впадинах (например, в Арманской) эта последовательность в напластовании вулканогенных пород с перерывом повторяется дважды.

Внутреннее строение вулкано-тектонических структур концентрически зональное. Оно определяется в случае элементарных структур простым ступенчатым погружением подошвы вулканогенно-молассовых комплексов к центру структуры, а в случае вулкано-тектонических систем — сложным сочетанием внешних и внутренних кольцевых желобообразных прогибов (Сперанская, 1964; Кобылянский, 1974).

8 Геотектоника, № 1

По петрохимическим особенностям породы комплекса относятся к дифференцированным толеитовой и известково-щелочной сериям. Роль продуктов известково-щелочной серии здесь возрастает еще более по сравнению с эффузивами поздней юры — неокома как внешней, так и внутренней зон (см. рис. 2, 6). Обе серии дают натриевый и калиевый ряды дифференциации магмы (см. рис. 3, 6), однако проведение соответствующих кривых на вариационных диаграммах  $K_2O - Na_2O - CaO$  часто затруднительно из-за большого разброса точек. На диаграммах Харкера для  $SiO_2 - K_2O$  отчетливо выявляется большая калиевость эффузивов этого комплекса сравнительно с эффузивами поздней юры — раннего мела внутренней и внешней зон (см. рис. 4).

С вулканогенно-молассовыми образованиями ранне-позднемелового возраста и в пространстве, и во времени тесно связаны многочисленные интрузии позднемеловых гранитоидов, представленные крупными сформировавшимися в близповерхностных условиях трещинными
или межформационными телами, а также более мелкими лакколитами

(Сперанская, 1964; Геология СССР, 1970).

Интрузивные тела сложены преимущественно лейкократовыми биотитовыми, реже амфиболо-биотитовыми гранитами, сменяющимися в краевых частях плутонов гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, диоритами и габбро-диоритами, слагающими также небольшие самостоятельные тела. Поздние внедрения интрузивных масс представлены в плутонах граносиенитами, субщелочными и щелочными гранитами.

Интрузивные породы, как и вмещающие их вулканогенные образования, составляют дифференцированную известково-щелочную серию с

конечными ультракислыми и богатыми калием членами.

Таким образом, позднеальбско-позднемеловой этап развития Тай-гоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы характеризовался миграцией орогенного магматизма за пределы системы и развитием его на территории юго-восточного фланга Яно-Колымских мезозоид в пределах внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также формированием наложенных орогенных впадин в Пенжинском синклинории. В генетическом смысле этот этап отражает заключительные стадии становления внутри позднемезозойской системы молодого мезозойского «гранитного» ядра и его последующего разрастания в сторону уже консолидированной геосинклинальной области (начало континентальной стадии).

Позднеюрско-неокомовый и ранне-позднемеловой вулканогенно-молассовые комплексы и тесно связанные с ними ранне-позднемеловые интрузии гранитоидов внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса образуют единый латеральный ряд магматических формаций. для которого характерны некоторые особенности. Первая из них заключается в направленном развитии пояса в пространстве и во времени, что выражается в смене в направлении с юга на север более ранних позднеюрско-раннемеловых комплексов изверженных пород основного среднего состава, относящихся к слабодифференцированным известково-щелочной и толеитовой существенно натровым сериям, более поздними ранне-позднемеловыми кислыми сериями, представляющими собой продукты дифференцированных богатых щелочами и калием магм. Второй особенностью магматических образований внешней зоны является их тесная связь с расположенными во фронтальной части зоны дуговыми глубинными разломами Челомджа-Ямской зоны, что подтверждается асимметричным расположением членов ряда по отношению к разлому — наиболее ранних основных существенно натровых серий вблизи от разлома, а более поздних кислых и щелочных — к северу от него. Таким образом, рассматриваемый латеральный ряд как по направленности развития, так и по структурной приуроченности к системам дуговых глубинных разломов как бы повторяет описанный

магматических формаций внутренней зоны, но отличается от последнего длительностью становления, законченностью развития и в результате этого — более кислым и щелочным составом конечных членов ряда и, вероятно, большим диапазоном глубин формирования интрузивных тел. Последнее выражается в большей растянутости ряда по латерали и преобладании в интрузивных фациях изверженных пород близповерхностных и умеренных глубин формирования. Иными словами, формационный ряд внешней зоны как бы надстраивает собой ряд внутренней зоны.

Подобная повторяемость в развитии формационных рядов изверженных пород в орогенных структурах внутренней и внешней зон позволяет рассматривать эти структуры в качестве единого латерального ряда орогенных структур и магматических формаций и относить весь этот ряд, а не отдельные его возрастные комплексы к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу.

В петрохимическом отношении этот ряд представляет собой конечный результат сложной эволюции основных подкоровых магм в верхних горизонтах земной коры и связанных с этим процессов гибридизма, а также палингенеза на средних уровнях земной коры. Он образовался в течение поздней юры — мела, в заключительные стадии развития позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской системы и пространственно и генетически связан с развитием этой системы. Формирование его было обусловлено двумя взаймосвязанными и сопряженными во времени процессами: растяжения земной коры во внешней части системы (Пенжинско-Анадырская зона) и тектонического скучивания земной коры со срывами по тлубинным надвигам (или поддвигам) во внутренней части системы и по ее границе с Яно-Колымскими мезозоидами.

В генетическом смысле этот ряд отражает собой заключительные стадии становления внутри мезозойской геосинклинальной системы молодого «гранитного» ядра и его последующего разрастания в сторону уже консолидированной складчатой области. При этом позднеюрско-неокомовый комплекс ряда соответствует концу переходной стадии развития поздних мезозоид, а позднеальбско-позднемеловой — началу континентальной стадии их развития во внутренней приконтинентальной части системы. Постепенность увеличения калия в магматических формациях при переходе от внутренней зоны пояса к внешней свидетельствует об отсутствии резкой границы между переходной и континентальной стадиями развития поздних мезозоид. Эти особенности формирования гранитнометаморфического слоя земной коры в позднемезозойской геосинклинальной системе, а также появление новообразованной континентальной коры не на всей площади системы, а лишь в ее внутренней приконтинентальной части представляют, по-видимому, специфику геосинклинальных систем зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану и объясняются постоянным присутствием к востоку от них структур океана. В теоретических работах по тектонике (Штрейс, 1968; Моссаковский, 1975) заключительные стадии этого процесса получили название тектонического стягивания новообразованного «гранитного» слоя вокруг древних ядер континентальной коры. Изложенный выше материал показывает, что в зоне перехода от континента к океану процесс тектонического стягивания в приконтинентальных частях геосинклинальной системы сопряжен с растяжением в приокеанических частях системы.

Все изложенное выше позволяет рассматривать Тайгоносско-Запада но-Корякскую систему как область формирования мезозойской континентальной коры в условиях древней переходной зоны, сходной по особенностям развития конседиментационных структур с системой эпиконтинентальных морей, островных дуг и желобов современной зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (древняя периконтинентальная зона, по Пущаровскому, 1971). Процесс формирования кон-

тинентальной коры внутри переходной зоны был длительным и сложным. Он начался в раннем палеозое и завершился в поздней юре — мелу. Стягивание и скучивание новообразованного «гранитного» слоя сопровождалось срывами по системе погружающихся под континент надвиговых (или поддвиговых) зон, в тыловой части которых локализовались орогенные структуры и магматические формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Расположенные к востоку мезозойско-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья формировались на меланократовом основании (Александров и др., 1975). Для этой области характерно повторение в разрезах вулканогенно-кремнистых пород, свойственных начальным стадиям развития эвгеосинклинальных систем, интенсивное проявление горизонтальных движений. Все это, а также почти полное отсутствие гранитоидного магматизма позволяет говорить о том, что структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья наиболее длительное время, по крайней мере на протяжении всего среднего и почти всего позднего палеозоя, оставались структурами океана, и что процессы формирования континентальной коры в этой области еще не закончены.

Описанные геосинклинальные структуры характеризуются, таким образом, длительностью и в общем одновременностью развития и составляют латеральный ряд геосинклинальных систем, существовавших в зоне перехода от континента к океану в палеозое и мезозое. Этот ряд подтверждает сделанные ранее некоторыми исследователями выводы о направленности в развитии земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в фанерозое (Васильковский, 1960; Пущаровский, 1965, 1971; Богданов, 1966; Марков и др., 1967). История формирования континентальной коры в рассмотренной зоне перехода океана к континенту показывает, что процесс этот был весьма сложным и не просто поступательным. Скучивание и стягивание новообразованных ядер «гранитного» слоя в приконтинентальных частях геосинклинальных систем в заключительную стадию их развития сопровождается растяжением в приокеанических частях систем и примыкающих зонах океана.

#### Литература

Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны.—Геотектоника, 1966, № 5.

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.— Геотек-

тоника, 1975, № 5.

Аникеев Н. П., Васьковский А. П., Драбкин Е. И., Попов Г. Г., Титов В. А. Тектоника.— В кн.: Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1. М., «Недра», 1970.

Аникеев Н. П., Титов В. А. Основные черты геологического строения и металлогении

Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 18, Магадан, 1966.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северо-восточной части Охот-ско-Чукотского пояса.— Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 29. М., «Наука», 1969. Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР.— Труды СВКНИИ АН СССР, вып. 11. Магадан, 1964. Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вул-канического пояса.— Геотектоника, 1966, № 2.

Богданов Н. А. Строение палеозоид запада Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1966, № 2.

Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг. — В кн.: Материалы к І Всес. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. І. Владивосток, 1960.

- Гельман М. Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР.— В сб.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток,
- *Гельман М. Л., Некрасов Г. Е.* Мезозойские эклогиты п-ова Тайгонос. Геол. и геофиз., 1968, № 12.
- Геология СССР, т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1. М., «Недра», 1970.

Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение серий изверженных щелочноземельных пород: В сб.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970.

Жуланова И. Л. Метаморфические комплексы северной части п-ова Тайгонос (Северо-

Восток СССР). Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕЙ, 1974.
Заборовская Н. Б. Строение внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического поя-

са на полуострове Тайгоносе. — Автореф. канд. дис., М., ГИН АН СССР, 1974. Заборовская Н. Б., Леоненко Н. А., Логинова Г. Н., Некрасов Г. Е. Стратиграфия верхнепермских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложений северной части п-ова Тайгонос. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, 47, вып. 6. Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего

палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж). В кн.: Тезисы докладов Межведомственного стратигр. совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.

Кобылянский Ю. Г. Арманская вулкано-тектоническая структура. — Автореф. канд. дис.

Л., ВСЕГЕИ, 1974.

Красный Л. П. Типы подвижных областей Востока СССР.—В кн.: Складчатые обла-

сти Евразии. М., «Наука», 1964.

Мальков Б. И. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Материалы VII сес. Научи. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезозойско-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.—

Тр. ГИН АН СССР, вып. 167. «Наука», 1967. Мерэляков В. М., Терехов М. И., Бялобжеский С. Г. О срединных массивах Северо-Во-

стока СССР.— Геотектоника, 1974, № 5. *Мигович И. М., Похиалайнен В. П.* Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны.— В кн.: Мезозойский тектогенез. (Материалы VII сес. Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1971.

Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М., «Наука»,

1975.

Нагибина М. С., Пущаровский Ю. М. Чукотско-Катазиатский вулканический пояс края азиатского материка. — В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.

азпатского материка. — В кн.: тектоника Евразии. М., «паука», 1906.

Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм полуострова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки. — Автореф. канд. Дис. М., ГИН АН СССР, 1972.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.

Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Сев.-Зап. Камчатка). — Геол. и геофиз., 1966, № 4.

Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР. т. V. М.. Изл-во АН СССР. 1960.

Азии. Тектоника СССР, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965, № 6.

Пущаровский Ю. М. Проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления.— В кн.: История мирового океана. М., «Наука», 1971.

Снятков Л. А., Снятков Б. А. Верхояно-Чукотская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Сперанская И. М. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чаунского вулканического пояса. — Автореф. канд. дис. ИГЕМ АН СССР, 1964.
Сперанская И. М., Белый В. Ф. Охотско-Чукотский вулканоген. — В кн.: Геол. строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.

Тильман С. М. Тектоническая природа мезозоид севера Тихоокеанского кольца. В кн.: Мезозойский тектогенез. Материалы VII сес. Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.

Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснит. зап. к тектонич. карте Сев.— Вост. СССР м-ба 1:2500000).— Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 33. Магадан, 1969.
Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Иванов О. Н., Красный Л. Л., Чехов А. Д. Осо-

бенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотек-

тоника, 1975, № 6. Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним

проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3. Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. В кн.: Вулканизм и тектогенез. (Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 2). М., «Наука», 1968.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.-

Amer. J. Sci., 1974, v. 274.

## РЕ ЦЕ НЗИИ

УДК 551.24

#### А. И. РЫБИН

Некоторые замечания к книге В. Е. Хаина «Общая геотектоника», («Недра», 1973)

В рецензируемой книге понятие «геотектоника» определяется как «наука о структуре, движениях, деформациях и развитии верхних твердых оболочек Земли — земной коры и верхней мантии (тектоносферы)» (стр. 6). Изучение верхней мантии, да и низов коры, — это компетенция в основном геофизики, а геофизика не относится к научным дисциплинам геотектоники (стр. 11). Можно, разумеется, верхнюю мантию (и кору) назвать «тектоносферой». Но из известной гипотезы Лодочникова — Рамзея о метализированной природе ядра Земли (стр. 34—35) следует представление об общем сокращении объема Земли в процессе формирования такого ядра (Косытин, 1958, стр. 450), т.е. вытекает гипотеза контракции. В таком случае к «тектоносфере» следует отнести и нижнюю мантию, а может быть, и ядро Земли. Следовательно, «тектоносфера» окажется синонимом Земли (по крайней мере ее твердых оболочек и жидкого ядра).

На происходящие отсюда трудности обратили внимание Б. П. Бархатов и А. П. Платунова (1973), указавшие, что сложность предмета геотектоники привела к тому, что до сих пор точно не очерчен объект исследований. Положение дела в тектонике, отмечают эти авторы, показывает, что в этой отрасли знания методы исследования, как правило, не соответствуют изучаемому объекту. Тектонисты распространяют свои рассуждения и выводы не только на земную кору. Они подчас включают в орбиту обсуждения сущность земной тектоники на всю ее глубину. Поэтому, не отрицая и не принижая влияния мантии и, возможно, ядра на движения коры, кажется обоснованным понимать геотектонику как науку о строении и движении коры, а может быть, только ее верхней части, которую можно наблюдать непосредственно. Действительно, перечисленные на стр. 6-10 несколько более узких научных дисциплин, на которые разделяется геотектоника, изучают лишь верхнюю часть коры. Да и все остальные ветви геологии (петрография, историческая геология и др.) также имеют своим объектом лишь верхнюю часть коры! Поэтому нелогично и объект геотектоники распространять на больший объем, который не может быть изучен свойственными ей методами, ее самостоятельными методами исследования.

Относительно причин тектонических движений в самой общей форме говорится, что «они вызваны стремлением вещества земных оболочек к восстановлению равновесного состояния» (стр. 6). Видимо, вследствие непомерной общности здесь допущено смещение двух совершенно различных случаев равновесного состояния: фигуры равновесия вращающейся жидкости и изостазии. Земля в первом приближении находится в состоянии гидростатического равновесия. Но под равновесным состоянием в геологии и разведочной геофизике обычно понимается изостазия— учение о равновесии коры. Отсюда снова следует, что к числу тектонических нужно относить лишь движения коры (и даже только ее верхней части).

Известно далее, что многие тектонические районы испытывают движение против «стремления вещества земных оболочек к равновесию», в направлении еще большего нарушения изостазии (Ферганская, Байкальская впадины, Большой Кавказ, Крым). Это антиизостатические движения (стр. 33). Если придерживаться определения «в самой общей форме» причин движения коры, то антиизостатические движения придется исключить из числа тектонических. Но это не согласуется со стр. 126, где движения, вопреки изостазии, трактуются как вызванные «собственно тектоническими факторами».

Очень странно было прочитать о нарушении равновесного состояния «внешними космическими факторами — изменением скорости вращения Земли вследствие изменения вокруг земного гравитационного поля и др.» (стр. 6). Изменение скорости вращения надежно установлено. Что касается «изменения вокруг земного гравитационного поля», то таковое пока не установлено. Имеются исследования, говорящие об относительном изменении во времени гравитационного поля в некоторых местах за несколько

лет на несколько сотых миллигалла. О некоторых «квазипериодических» изменениях силы тяжести говорится на стр. 91. Но чтобы установить «изменение вокруг земного гравитационного поля», требуется установить его изменение в глобальном масштабе. Здесь необходимы не относительные, а абсолютные определения силы тяжести. Однако с точностью таких определений дело обстоит гораздо хуже. В старейшем центре абсолютных гравиметрических определений, в Потсдаме, значение силы тяжести, как выяснилось лишь несколько лет назад, определено с ошибкой не менее 10 мгл (Земная кора, 1972, стр. 241). Чтобы при такой точности уловить возможное изменение силы тяжести, нужны тысячелетия наблюдений (если, конечно, гравитационное поле «вокруг Земли» вообще изменяется). Поэтому не следует предполагать «изменение скорости вращения Земли вследствие изменения вокруг земного гравитационного поля».

Внешние причины, вызывающие изменение скорости вращения Земли, это влияние Солнца и Луны. Они вызывают приливные волны, которые тормозят вращение Земли. Однако приливное воздействие слишком сильно тормозит вращение Земли. Поэтому существуют процессы уже в нутрение го характера, ускоряющие вращение Земли. По новейшим исследованиям М. В. Кузнецова (1972),  $\Delta\omega/\omega = +1,36\cdot10^{-8}$  за столетие, где  $\omega$  — угловая скорость вращения. Это приводит к вековому уменьшению радиуса Земли на 4,4 см, что дает представление об уменьшении радиуса Земли по астроно-

мическим данным, о котором говорится на стр. 15.

По В. Е. Хаину, «созданию математических моделей тектонических процессов» должна предшествовать работа по формализации тектонической терминологии (стр. 10). Такая работа начата Ю. А. Косыгиным, Ю. А. Ворониным и др. В данном случае реклама была принята за научное откровение. Это та «примитивная доверчивость к словесным свидетельствам», от которой предостерепал Бертран Рассел (1957, стр. 223). В частности, для широкого использования в геологии методов математической статистики, вопреки утверждению В. Е. Хаина, не требуется никакой формализации терминологии.

Отмечая, что становление геологии как науки обязано в первую очередь научному творчеству М. В. Ломоносова и Дж. Геттона, В. Е. Хаин (стр. 12) утверждает: «Отнюдь неслучайно выдающимся трудам этих естествоиспытателей предшествует по-явление гениального сочинения И. Канта, содержащего изложение идей о происхождении солнечной системы». Действительно, хронологически так оно и было. «Общая естественная история и теория неба» с изложением так называемой небулярной гипотезы (от латинского небула — туманность) Канта была опубликована в 1755 г., работа М. В. Ломоносова «О слоях земных» была закончена в конце 50-х годов XVIII в. (издана в 1763 г.), а труд Джемса Геттона «Теория Земли» опубликован в 1788 г. Однако хорошо известно, что идеи Канта получили распространение лишь после того, как были математически усовершенствованы Лапласом в книге «Изложение системы Мира» (1796 г.). В связи с этим позволительно будет сослаться на такого хорошо осведомленного знатока истории естествознания, как Ф. Энгельс, который писал в «Диалектике природы» (1952, стр. 8): «Сочинение Канта оставалось без непосредственного результата до тех пор, пока долгие годы спустя Лаплас и Гершель не развили его содержание и не обосновали его детальнее, подготовив, таким образом, постепенное признание небулярной гипотезы». Поэтому труд Канта едва ли мог влиять на взгляды Ломоносова и Геттона, а то, что он хронологически им предшествовал, следует, вопреки утверждению В. Е. Хавна, рассматривать как чисто случанное обстоятельство, обусловленное, очевидно, гениальной интуицией Канта, почти на полстолетия опередившего идеи своего времени.

На стр. 15 В. Е. Хаин пишет: «В новых космогонических идеях, предложенных, например, Мультоном и Чемберлином, принималось возникновение Земли и других планет не в горячем, а в холодном состоянии, что решительно противоречило гипотезе контракции». Однако планетезимальная гипотеза Мультона — Чемберлина, не только признающая, но даже требующая конденсации за счет перегруппировки материалов в ядре, неизбежно влечет за собой представление о значительном сжатии (Боуи, 1936,

стр. 169).

«Чтобы объяснить образование покровов с точки зрения гипотезы контракции, требовалось принять очень большое сокращение радиуса Земли за сравнительно короткое время; это не вязалось с астрономическими данными» (стр. 15). Все это так, но каковы получились размеры сокращения, чтобы объяснить образование покровов, и каково сокращение радиуса Земли по астрономическим данными, в книге не говорится. С другой стороны, умеренные величины сокращения на 10% ширины орогенов приводят к вековому уменьшению радиуса Земли на 4—5 см, а это уже хорошо согласуется не только с астрономическими данными, но и с анализом энергетики землетрясений (Рыбин, 1971). Поэтому будет преждевременным вывод В. Е. Хаина (стр. 16) о том, что «учение о геосинклиналях пережило крах контракционной гипотезы».

В. Е. Хаин (стр. 16) отмечает попытки И. Д. Лукашевича и А. П. Павлова усовершенствовать контракционную гипотезу путем дополнения ее гипотезой изостазии. Такие попытки имели место более полстолетия назад. С тех пор появилась «контракционно-изостатическая темпотеза П. Н. Кропоткина, контракционно-изостатическая теория А. Т. Асланяна, о которых почему-то ничего не упоминается. Больше того, поскольку «все отчетливее вырисовывается необходимость диалектического синтеза различных тектонических гипотез»

(стр. 19), следовало бы указать на связующее звено между гипотезами контракции и изостазии в виде гипотезы глубинного гравитационного тектогенеза. В первом издании книги В. Е. Хаин (1964, стр. 406) назвал эту гипотезу важной, но в рецензируемой книге эта важная гипотеза, устанавливающая «необходимый» диалектический синтез между некоторыми гипотезами, почему-то ни разу не упоминается. А между тем поистине пророческими оказались слова Э. Ога (1914, стр. 581; 1938, стр. 464), известные елва ли не каждому студенту: «Может быть, в комбинации гипотез сжатия и изостазни заключается истина».

На стр. 91, 92 В. Е. Хаин напрасно «коррелирует» (ничтожные и к тому гипотетические) изменения силы тяжести с изменениями глубины залегания поверхности Мохоровичича. Никаких изменений во времени глубины залегания этой поверхности М не установлено, и пока глубина залегания М широко варьирует в зависимости от метода, аппаратуры и интерпретации данных глубинных сейсмических исследований. В лучшем случае точность определения М составляет 2-3 км, что соответствует изменению силы тяжести (или ее аномалии) на 35-50 мгл. Видимо, и в данном случае реклама со сто-

роны некоторых геофизиков была принята за научное открытие.

На стр. 95 говорится, что в пределах подвижных поясов размах поднятий и погружений составил до 6—8 км. Но фактически можно говорить об амплитуде неотектонических движений до 10—15 км. Так, на дне Ферганской впадины морской палеотен погружен на глубину до 8 км, а в рядом расположенном Алайском хребте он поднят на высоту до 6 км. В связи с этим ошибочно указание на стр. 124 о том, что кровля морского палеогена в центре Ферганской впадины находится на глубине 1,2-1,5 км. Такое предположение высказал среднеазиатский геофизик Ю. Н. Годин в конце 40-х годов. В расчете на это неглубокое залегание (по данным геофизических работ) в то время были заложены Ванновская и Центрально-Ферганская опорные скважины. Это предположение оказалось в корне ошибочным, и опорные скважины при глубине 3,3-3,5 км не вышли из отложений неогена. С тех пор прошло четверть века, и было очень странно прочитать в 1973 г. о всеми забытом высказывании Ю. Н. Година. Бурящаяся теперь рядом с Центрально-Ферганской Минтбулакская скважина (на своде одноименного поднятия в долине Сырдарыи) при глубине 5,4 км еще не вскрыла морской палеоген.

На стр. 125 совершенно правильно говорится о том, что крупные седиментационные бассейны не могут возникнуть только вследствие изостазии, под тяжестью накапливающихся осадков. Но этот правильный вывод привел В. Е. Хашна (стр. 126) к такому заключению: образование толщ осадков значительной мощности (более нескольких тысяч метров) в большинстве случаев не является следствием стремления к восстановлению изостазии, а, наоборот, происходит вопреки изостазии, с ее нарушением, под влиянием собственно тектонических факторов. Такую же мысль В. Е. Хаин высказал и в 1964 г. (стр. 114). Однако в случае прогибания при достаточно интенсивной (более 50-100 мгл) отрицательной изостатической аномалии накопление осадков, очевидно, восстанавливает изостазию. В Фергане таким путем образовалась 6-8-км толща континентальных моласс. Таким же путем накопились столь же мощные толщи в Куринской, Рионской, Паданской впадинах. При интенсивной отрицательной изостатической аномалчи накопилась 5—6-км толща осадков во впадине Байкала. Сказать, в согласии с В. Е. Хаиным, что таких случаев «меньшинство», будет рискованно (Белкина, Рыбин, 1974).

На стр. 306 В. Е. Хаин выражает непонимание того, каким образом «подкоровая эрозия» континентальной коры может вызывать опускание земной поверхности. Но если исследователь вместе с В. Е. Хаиным (стр. 496) придает «существенное эначение в механизме тектогенеза» изостазии, то для него не может быть здесь ничего непонятного: «такая эрозия может вызывать утонение коры снизу» (стр. 306), а утоненная кора

должна изостатически опуститься.

На стр. 335 говорится, что «заложение геосинклинали, несомненно, связано с образованием глубинных разломов в обстановке растяжения коры». Однако геосинклиналь может закладываться и в обстановке горизонтального сжатия коры. В этом случае образуется раннегеосинклинальная конседиментационная складчатость.

На стр. 358, 389 ошибочно трактуется происхождение ферганских складок (об этом

см. Рыбин, 1973).

#### Литература

Бархатов Б. П., Платунова А. П. Неомобилизм и его перспективы.— Вестн. Ленингр. ун-та. Геол. и разв., 1973, вып. 1, № 6.

Белкина Н. М., Рыбин А. И. О книге Ю. А. Зорина «Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий» («Наука», 1971).— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 6.

Боуи У. Изостазия. ОНТИ, 1936.

Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972. Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1958.

Кузнецов М. В. Расчет векового замедления вращения Земли по современным котидальным картам.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 12. Ог Э. Геология. М., 1914; ГОНТИ, 1938.

Рассел Бертран. Человеческое познание, его сфера и границы. М., Изд-во иностр. лит,,-1957.

Рыбин А. И. Современные проблемы геотектоники.— В сб.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1971.

Рыбин А. И. Происхождение ферганских складок.— Геотектоника, 1973, № 4.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Политиздат, 1952.

Трест «Спецгеофизика»

Статья поступила 3 декабря 1974 г.

УДК 551.242.3(234.85)

#### М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Т. Т. КАЗАНЦЕВА

#### ЕСТЬ ЛИ КРИПТОЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ?

В последнее время в ряде статей появились указания на существование в палеозойской структуре западного склона Урала криптозвееосинклинальной зоны, т. е. области с неяснопроявленным, скрытым характером эвгеосинклинального развития. Отрицая
присутствие на Урале шарьяжей, авторы этих работ считают, что все изолированные
выходы эвгеосинклинальных формаций на западном склоне Урала представляют собой
ве останцы тектонических покровов, а обязаны наличию здесь небольших самостоятельных эвгеосинклиналей, возникших в результате «переработки» древнего гранитогней-

сового фундамента.

Наиболее полное обоснование выделения криптоэвгеосинклинальной зоны содержится в статье И. С. Огаринова и Г. С. Сенченко (1974) и в работе Г. С. Сенченко (1975). К криптоэвгеосинклинали эти авторы относят часть западного склона Южного Урала в составе антиклинория Уралтау, Белорецко-Златоустовского структурного комплекса, восточной части антиклинория Ямантау и Зилаирского синклинория (с Сакмарской и Кракинской структурами). Впервые эту зону под названием Приуралтауской выделил Д. Г. Ожиганов (1964) как «переходный регион между Центральной зоной промежуточной области и областью геосинклинального развития» (стр. 534). Складчатая область, расположенная к западу от этой зоны, отнесена этими авторами к миогеосинклинали, к востоку — к эвгеосинклинали. Что же такое криптоэвгеосинклиналь и как обосновывают ее выделение на Южном Урале названные авторы?

В геологическом словаре криптоэвгеосинклиналь определяется как «...разновидностьэвгеосинклинали, формирующейся внутри древних массивов значительно позднее эпохи
интенсивной складчатости. Характеризуется широким развитием кремнисто-вулканогенных формаций». (Геологический словарь, т. 1, 1973, стр. 372). Структура под таким названием была впервые выделена А. Л. Книппером (1963) в Центральном Казахстане
(Байконур-Ишимская криптоэвгеосинклиналь). Основанием этому послужил тот факт,
что здесь в верхней части терригенного разреза нижнего палеозоя на флишоидах верхнего ордовика залегает вулканогенная (диабазовая) формация верхнего ордовика, связанная с подстилающими отложениями, по данным А. Л. Книппера, постепенным стратиграфическим переходом.

Не останавливаясь на вопросе о правомерности выделения Байконур-Ишимской криптоэвгеосинклинали, отметим лишь, что никакого сходства в геологическом строении этой структуры с западным склоном Южного Урала не отмечается. В последнем случае все разрезы палеозоя характеризуются миогеосинклинальным и субплатформенным (карбонатно-терригенным) типом осадков. Эвгеосинклинальные же образования (гипербазиты и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные серии нижнего и среднего палеозоя) всюду залегают структурно выше граувакк верхнего девона в форме шарьяжа-

(Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971; Руженцев, 1971, и др.).

При доказательстве существования на Южном Урале криптоэвгеосиклинали И. С. Огаринов и Г. С. Сенченко опираются на данные магниторазведки и гравиметрии, проявления метаморфической зональности и магматизма и особенности структур-

ной геологии. Какие же это данные, и о чем они свидетельствуют?

Одним из наиболее веских доказательств своего вывода И. С. Огаринов и Г. С. Сенченко считают материалы магнитометрии, выраженные в Приуралтауской зоне слабой отрицательной аномалией. «Она,— пишут эти авторы,— охватывает различающиеся по строению структурно-тектонические зоны, поэтому, естественно, должна быть обусловлена какими-то общими для всего региона характерными чертами, а именно относительно слабой магнитностью образований байкалид; наличием единого, но переработанного фундамента, которым, по-видимому, здесь являются образования бурзянского структурного яруса» (1974, стр. 43). Такая интерпретация слабовыраженной нечеткой магнитной аномалии не может считаться достаточно убедительной. Особенно, если учесть, что «... аномалии магнитного поля в условиях Урала, где-

магнитные горные породы выходят на поверхность Земли, имеют ограниченное зна-(Тимофеев и др., 1968, чение для изучения глубинного геологического строения» стр. 102). Считается также общепризнанным и доказанным на многочисленных примерах, что отрицательные магнитные аномалии, подобные Приуралтауской, отражают развитие на глубине больших масс сиалических пород, в данном случае, вероятно,

архей-древнепротерозойского гранитогнейсового фундамента.

Недостаточную представительность и неоднозначность имеющихся геофизических материалов красноречиво характеризует и тот факт, что несколько ранее И. С. Огаринов, проинтерпретировав те же магнитные аномалии, пришел к выводу, что древний кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается под всем западным склоном вплоть до зоны Уралтау (Огаринов, Хатьянов, 1962). Этот вывод более согласуется с новыми геолого-геофизическими материалами и современными представлениями о глубинном строении Урала (Ярош, 1966, 1968; Гафаров, 1970, и др.). Так, по данным глубинного сейсмического зондирования, по ряду пересечений в пределах всего западного склона Южного и Среднего Урала развит архей-древнепротерозойский кристаллический фундамент более или менее постоянной мощности (Дементьев, 1968; Тимофеев и др., 1968; Ярош, 1968, и др.).

В статье И. С. Огаринова и Г. С. Сенченко (1974) сделан вывод о том, что архейдревнепротерозойский фундамент в восточной части западного склона Южного Урала почти полностью переработан, т. е. базифицирован (растворен в породах основного и ультраосновного состава). Доказательство этому названные авторы видят в увеличении к востоку степени метаморфизма пород верхнего докембрия на Южном Урале. Действительно, рифейские породы, слагающие Башкирский антиклинорий, почти не затронуты процессами метаморфизма, в то время как одновозрастные образования зоны Уралтау представлены глубоко измененными кристаллическими сланцами и кварцитами.

Метаморфизм в зоне Уралтау произошел в допалеозойское время, в байкальскую эпоху диастрофизма, с которой был связан один из крупнейших этапов консолидации земной коры Уральской складчатой области. И. В. Ленных (1968) метаморфизм пород Башкирского антиклинория условно относит к сиалическому типу, а хр. Уралтау к фемическому, причем породы последней зоны образовались в условиях высокого давления, значительно превышающего гидростатическое (Добрецов и др., 1974, стр. 124-128), каким может быть лишь давление тектонического сжатия. Это подтверждается и повсеместным аллохтонным залеганием пород хр. Уралтау, шарьированных с востока на Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклинорий (Камалетдинов, 1974).

Как видим, байкальская складчатость привела не к растворению существовавшего здесь древнего фундамента, а к формированию новых мощных гранитогнейсовых масс, припаявшихся к Восточно-Европейской платформе с востока и существенно увеличивших ее размеры в этом направлении. Последовавшее затем образование ашинской (вендской) молассы на Южном Урале знаменует собой уже становление здесь континентальных, платформенных условий осадконакопления. Процессы метаморфизма в это время почти полностью затухают — палеозойские породы западного склона Урала не испытали заметных изменений, что признают и авторы криптоэвгеосинклинальной гипотезы.

Таким образом, результаты изучения этапов рифейского метаморфизма приводят к совершенно противоположным выводам, нежели это сделали И. С. Огаринов и Г. С. Сенченко. Геологические события, происходившие на Южном Урале, названные авторы как бы «прокручивают» не в прямой, а в обратной последовательности. Именно поэтому они полагают, что на ряде локальных участков западного склона Урала в палеозое возникли эвгеосинклинальные условия, где сиалический фундамент был «почти полностью переработан», и в нем образовались глубокие «ямы» с обнажившейся в них базальтовой (океанической) корой, в пределах которых формировались офиолиты и мощные вулканогенно-осадочные серии. На этих участках, по их представлениям, неоднократно проявлялась энергичная складчатость (Огаринов, Сенченко, 1974, стр. 51, 52), и в конце концов весь комплекс эвгеосинклинальных формации был «выплеснут» из глубоких недр наружу. Однако ни докембрийские, ни палеозойские породы, окружающие со всех сторон предполагаемые «микроэвгеосинклинали», никаких следов их существования не обнаруживают, и в них не наблюдается изменений состава и мощности, дислоцированности и метаморфизма.

В соответствии с представлениями И. С. Огаринова и Г. С. Сенченко структура офиолитов гор Крака и Тирлянской синклинали, имеющих поперечные размеры от 200 м до 10-15 км, должна являть собой подобие столбов высотой до 45 км, вертикально торчащих из верхней мантии (судя по геофизическим данным, именно на такой глубине здесь находится поверхность гипербазитового слоя). Как могут образоваться такие структуры, авторы разбираемой статьи не объясняют. Отметим, что интрудирование ультраосновных и основных пород в расплавленном состоянии в верхние слои исключается, так как они не имеют активных контактов с вмещающими осадочными породами палеозоя, а залегают в виде глыб различной величины в тектоническом ме-

ланже (Казанцева, 1970, и др.). И. С. Огаринов и Г. С. Сенченко для обоснования своего вывода привлекают и данные о магматических образованиях Приуралтауской зоны. Они ссылаются на эффузивы машакской и криволукской серий верхнего докембрия, которые якобы должны указывать на криптоэвгеосинклинальное развитие области в палеозое. В действительности же относительно малая мощность эффузивов и их переслаивание с мелководными кварцевыми конгломератами и песчаниками типа континентальной молассы (Сергиевский, 1971) могут свидетельствовать лишь о развитом сиалическом фундаменте, в котором происходили трещинные излияния диабазов, свойственные рифтовым системам древних континентов (Пейве, 1973; Иванов и др., 1972). В области современного западного склона Урала такие трещины имели лишь зачаточное развитие и были полностью «залечены» байкальским диастрофизмом, интенсивно дислоцировавшим рифтогенные формации. В палеозойские отложения вулканиты уже не проникают.

«Переработку» кристаллического фундамента И. С. Огаринов и Г. С. Сенченко обосновывают также наличием в его составе гранитов. Однако хорошо известно, что граниты являются самым ярким свидетельством обратного процесса — консолидации земной коры, формирования сиалических пород, а не растворения их в породах основ-

ного состава.

Отметим, что все упоминаемые в статье И. С. Огаринова и Г. С. Сенченко гранитные массивы имеют разный возраст: Губенский — от 1056 до 1474 млн. лет (Дунаев, Дурнева, 1966), Ахмеровский — 515—600 млн. лет (Ленных, 1968; Гаррис, 1968), Сыростанский, Уржумский и Киолимский образовались 288—334 млн. лет назад (Геология СССР, т. XII, ч. 1, 1969). Эти данные убедительно показывают, что в пределах Уральского подвижного пояса происходило длительное образование гранитогнейсового цоколя, сопровождавшееся неуклонным возрастанием его мощности.

Таким образом, одна из главных предпосылок И. С. Огаринова и Г. С. Сенченко, заключающаяся в том, что диастрофизм приводит к базификации (а не консолидации) пород фундамента, явно ошибочна. Вся геологическая история Урала свидетельствует о развитии обратного процесса — сиалификации и необратимой консолидации земной коры, обусловившей возникновение к началу палеозоя хорошо развитого

платформенного фундамента.

Этот процесс происходил, вероятно, при активном шарьировании пластин океанической коры на край платформы при одновременном пододвигании краевых блоков последней под симатический фундамент. Погружение континентальных блоков в область больших температур и давлений сопровождалось сколовыми деформациями аллохтонов, частично снимавшими горное давление и вызывавшими вследствие этого плавление континентальных пород на большой глубине с образованием магматических очагов. Геохимические процессы, обусловленные отмеченными тектоническими движениями, очевидно, привели к известной в складчатых областях закономерности развития магматизма, заключающейся в эволюции состава магм от основного к кислому. «Базальтовый», «диоритовый» и «гранитный» слои континента, перекрытого аллохтонными массами океанической коры, могли явиться родоначальными для магм широкого диапазона, развитого в геосинклинальных областях.

Казалось бы, что в работе, претендующей на кардинальный пересмотр палеозойской истории Южного Урала, главные выводы должны базироваться на формационном анализе палеозойских, а не докембрийских (как это сделано в статье) образований. Вероятно, формационный анализ палеозойских отложений убедил бы авторов в ошибочности их построений. Однако такой анализ, к сожалению, не был выполнен, что, по-видимому, и повлекло за собой необоснованные выводы о геологии Южного

Урала.

Представления И. С. Огаринова и Г. С. Сенченко об истории геологического развития рассматриваемой области весьма противоречивы. По их мнению, «...первый (и, возможно, наиболее существенный — курсив наш, М. К. и T. K.) этап сокращения ее поперечных размеров происходит в конце эйфельского — начале живетского века» (1974, стр. 51). Однако в действительности в это время на западном склоне Южного Урала (в отличие от эвгеосинклинальной зоны) складчатые деформации не имели места. Более того, складчатые движения на западном склоне Южного Урала вообще не происходили ни в раннем, ни в среднем палеозое (во всяком случае в интервале времени от ордовика до раннего карбона). Это однозначно доказывается отсутствием в соответствующей части разреза угловых несогласий и перестроек структурного плана. Ранний и средний палеозой представлены здесь единой трансгрессивной серией осадков, залегающей на интенсивно складчатых докембрийских образованиях. Морские базальные песчаники среднего — позднего ордовика вверх по разрезу сменяются аргиллитами раннего силура, а со второй половины силура — карбонатными осадками, накопление которых неизменно продолжалось до конца франского века. Области сноса терригенного материала в это время были значительно удалены и лишь изредка возникали в пределах современного Башкирского антиклинория, в сторону которого происходило общее обмеление морского бассейна. Привноса кластического материала с востока не было. Все толщи характеризуются постоянством фациального состава и мощности на обширных площадях. Миогеосинклинальный (субплатформенный) тип палеозойских осадков прослеживается на восток без существенных изменений вплоть до хр. Уралтау, обнажаясь эначительно восточнее офиолитовых комплексов гор Крака и Сакмарской зоны и свидетельствуя о том, что в пределах всего западного склона Южного Урала существовали типичные условия континентального

Таким образом, имеющиеся данные убедительно свидетельствуют об общности условий седиментации, существовавших на территории всего Зилаирского синклино-

рия в течение раннего и среднего палеозоя, и отсутствии в это время активных тек-

тонических движений и крупных структурных перестроек.

Вместе с тем эвгеосинклинальные комплексы Сакмарской зоны (как и восточного склона Урала) обнаруживают проявления ряда фаз интенсивного диастрофизма (предэйфельского, предживетского, предфранского), о которых пишут и И. С. Огаринов и Г. С. Сенченко (1974, стр. 51, 52). Но можно ли допустить, что интенсивная тектоническая жиэнь, кипевшая в палеозойских эвгеосинклинальных «котлах» внутри кратона, могла пройти, совершенно не затронув горные породы окружающей «рамы».

Многочисленные геологические и геофизические факты позволяют утверждать, что резкие отличия в составе, строении, стратиграфической полноте и мощности, а также характере и возрасте дислокаций эвгеосинклинальных образований Кракинской и Сакмарской зон, с одной стороны, и миогеосинклинальных пород Зилаирского синклинория — с другой, объясняются аллохтонным залеганием эвгеосинклинальных образований на миогеосинклинальном комплексе (Камалетдинов, Казанцева; 1970; Казанцева, 1970; Казанцева и др., 1971; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971, и др.). Эти данные свидетельствуют против каких-либо признаков существования в палеозойской структуре западного склона Урала криптоэвгеосинклинальной зоны. А. В. Пейве и др. (1971), С. Н. Иванов и др. (1971) показали, что палеозойская эвгеосинклиналь возникла в конце кембрия восточнее зоны Уралтау в результате раздвижения кристаллического фундамента платформы, а не его базификации. Это раздвижение в конце палеозоя сменилось мощным тектоническим сжатием, в результате которого эвгеосинклинальные формации были шарьированы на западный склон Урала, где местами сохранились в синклинальных прогибах.

Итак, ни один из доводов, приводимых в доказательство существования палеозойской криптоэвгеосиклинали, не может быть принят как серьезно обоснованный. Геология Урала сейчас изучена настолько детально, что решение кардинальных вопросов: истории его развития поверхностным анализом старых геолого-геофизических данных не может привести к положительным результатам и способствовать дальнейшему развитию знаний. Материалы детальных геологических съемок, глубокого бурения и гео-

физических исследований свидетельствуют о сложном покровном строении Урала.

Среди палеозойских формаций здесь четко выделяются образования мио- и эвгеосиклинального типа, которые в современном структурном плане местами разделены узкой полосой выходов байкальского кристаллического фундамента, обнажающегося на хр. Уралтау. Судя по фрагментам разрезов палеозоя, в пределах названного хребта развиты исключительно терригенные отложения, по своему характеру переходные от миогеосинклинальных к эвгеосинклинальным. Они могут быть лишь условно отнесены к зоне мединид по Штилле (Камалетдинов, Казанцева, 1970). Эвгеосинклинальные породы шарьированы на многие десятки километров с востока, местами полностью перекрывая хр. Уралтау и восточные части миогеосинклинали. Скважины, пробуренные в последние годы на Среднем Урале в области Уфимского амфитеатра, показали, что эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные образования ордовика и силура тектонически налегают на субплатформенные карбонатные породы девона.

Шарьяжные пластины после своего надвигания совместно с породами ложа испытали складчатость. Процессы денудации впоследствии уничтожили аллохтонные массы над сводами антиклинальных структур, сохранив их лишь в синклинальных прогибах. Вследствие этого образовалась сложная извилистая граница фронта шарьяжа с многочисленными останцами покровов, которые никак нельзя принимать за самостоятельные «микроэвгеосинклинали» и на этом основании выделять криптоэвгеосинк-

линальную зону.

#### Литература

Гаррис М. А. Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования).—В сб.: Проблемы геохимии и космологии. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968.

Гафаров Р. А. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 8.

Геология СССР, т. XII, ч. 1, геологическое описание. М., «Недра», 1969. Геологический словарь, т. 1. М., «Недра», 1973.

Дементьев Г. Я. Глубинное строение Магнитогорского синклинория по данным геофи-

зики. — В кн.: Глубинное строение Урала, «Наука», 1968. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. С., Хлестов В. В. Фации регионального

метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.

Дунаев В. А., Дунаева Н. Н. О возрасте пород из района Кусинско-Коканской основной интрузии на Урале по данным рубидий-стронциевого метода. — В сб.: Абсо-

лютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов внедрения по данным 1964 г. М., «Наука», 1966.

Иванов С. Н., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Камалетдинов М. А., Минкин Л. М., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Проблемы тектоники Урала.—В брошюре: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тез. докл. М., 1972.

- **К**азанцева Т. Т. Геологическое строение северной части Зилаирского синклинория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореф. канд. дис., ГИН АН СССР, М., 1970.

  Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А. Об аллохтонном залегании ги-
- пербазитовых массивов на Южном Урале. Геотектоника, № 1, 1971.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Об аллохтонном залегании офиолитов на Урале. — В кн.: Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и
- металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1971. Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 90.
- .Ленных В. И. О зональности метаморфизма миогеосинклинали Южного Урала. В кн. Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Огаринов И. С., Сенченко Г. С. Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974.
- Огаринов И. С., Хатьянов Ф. И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 3.
- Ожиганов Д. Г. Тектоника.— В кн.: Геология СССР, т. XIII, ч. 1. М., «Недра», 1964. Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинкли-
- нального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.

  Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. В кн.: Проблемы теоре-
- тической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971. Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район).— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Недра», 1971.
- Сенченко Г. С. Складчатая структура Южного Урала и ее соотношение со строением глубоких горизонтов земной коры. Автореф. докт. дис., МГУ, 1975.
- Сергиевский В. М. Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Автореф. докт. дис., ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Тимофеев А. Н., Кузнецов А. А., Беллавин О. В., Алейников А. Л. Структурная схема земной коры Урала по гравиметрическим пересечениям.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Ярош А. Я. Границы складчатого основания Русской платформы и его структурные связи с Уральской геосинклиналью и Тиманом.— В сб.: Разведочная геофизика, вып. 47. Изд. Свердловск. горн. ин-та, 1966.
- Ярош А. Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.

Институт геологии .Уфа

Статья поступила 14 января 1975 г. Январь — Февраль





## **ХРОНИКА**

УДК 551.242.3+551.242.2

#### ОФИОЛИТЫ КОНТИНЕНТОВ И ДНА ОКЕАНА

(Рейс № 17 НИС «Дмитрий Менделеев» 30 мая — 12 сентября 1976 г.)

С самого начала работы по проекту «Офиолиты» Международной программы геологической корреляции (МПГК) особое внимание было уделено сравнению состава и структурного положения офиолитов континентов и пород ультрабазит-базитового состава дна океанов, которые до настоящего времени изучены далеко не достаточно. Хотя в последние годы рядом ученых (А. Миасиро, Л. Дмитриев, Р. Фишер, Э. Боннати и др.) был собран новый материал по метаморфическим и неметаморфизованным образованиям, подстилающим океанические осадки, тем не менее его еще мало для доказательств, подтверждающих полное сходство офиолитов континентов с породами второго и третьего слоев океанической коры. Еще меньше в распоряжении геологов данных построению ультраосновных и основных пород в пределах глубоководных желобов. Поэтому в научной программе проекта «Офиолиты» МПГК был выделен специальный раздел, в котором ставились следующие вопросы:

1) выявление изменений в составе и степени деформированности пород третьего слоя океанической коры от рифтов срединноокеанических хребтов к глубоководным желобам:

2) корреляции ультраосновных и основных пород глубоководных желобов и офиолитов сопредельных островных дуг;

 изучение строения срединных хребтов, краевых морей и их сравнение со срединно-океаническими хребтами;

4) выявление зон распространения меланжа, олистостром и метаморфических пород

дна океанов и их структурной приуроченности.

По программе проекта было намечено, что члены его рабочей группы проведут специальные исследования в Тихом и Атлантическом океанах. В 1976 г. с 30 мая по 12 сентября такая морская экспедиция на научно-исследовательском судне Института океанологии АН СССР «Дмитрий Менделеев» (рейс № 17) была проведена в западной части логии АН СССР «Дмитрии менделеев» (реис ме 11) оыла проведена в западнов части Тихого океана. В этой экспедиции под руководством академика А. В. Пейве (ГИН АН СССР) приняли участие ученые из 11 стран: А. Хусманзаде (Иран), Д. Джианелли, Г. Серри, З. Беккаллува (Италия), Л. М. Эчиверия (Колумбия), Х. Дэвис, М. Моанна (Папуа — Новая Гвинея), Р. Колмен, П. Ирвин, Н. Браун, Р. Фишер (США), Ж. Десмонд, Ж. Л. Бушез, А. Лапьер (Франция), Ф. Федюк (Чехословакия), Ф. Дитрих, Р. и Х. Оберхансли (Швейцария), К. Тазаки, М. Коматцу, М. Аоки (Япония). Основные исследования проводились советскими ученьми Н. А. Богдановым, И. О. Мурдмоа, Г. В. Агаповой, Н. Н. Бирюковым, А. В. Беляевым, А. Л. Книппером, М. С. Марковым, Н. В. Соболевым, А. Я. Шараськиным, В. Е. Хаиным, В. И. Гречиным, Г. С. Закариадзе, Ю. И. Дмитриевым, Л. В. Добрецовым, Г. Б. Левашовым, Б. Т. Лутцем, А. В. Перевозчиковым, М. В. Руденко и Г. Н. Савельевой , среди которых были представители 9 геологических научных институтов Москвы, Новосибирска, Владивостока и Тбилиси. Районом исследований было выбрано Филиппинское море и обрамляющие его островные дуги и глубоководные желоба. Этот выбор обосновывался тем, что в пределах островных дуг Японской (зона Симанто), Рюкю (группа островов Окинава), на востоке Тайваня и Филиппин и на о. Яп широко распространены тектонические покровы, сложенные породами офиолитовой ассоциации. Возраст офиолитов различен — от палеозойского до позднемелового, а перемещение покровов происходило к западу как в позднем мелу, так и в конце миоцена. Кроме того, глубоководные желоба, развитые на юго-востоке, имеют крутые склоны, не покрытые рыхлыми осадками, и благоприятны для драгирования коренных пород. Так, в 1975 г. со склонов Марианского желоба советской и американской

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Эта статья публикуется от имени научной группы проекта «Офиолиты», участни-ков рейса № 17 НИС «Дмитрий Менделеев».

экспедициями были подняты ультраосновные и основные породы. Во время научных исследований в рейсе № 17 производилось изучение состава осадочного чехла, геоморфологии и мощности осадков в пределах Филиппинского моря и глубоководных желобов. Наиболее важным видом работ было драгирование склонов желобов. Всего во время рейса в желобах на глубинах свыше 6000 и было проведено 22 успешных драгировки, в результате которых был получен уникальный каменный материал. Для сравнения укажу, что за все предыдущие океанографические экспедиции, осуществлявшиеся на кораблях разных стран, в течение последних 30 лет в желобах было проведено 32 удачных драгировки.

На основании результатов работ экспедиции, а также данных предыдущих исследований, включая глубоководное бурение, международная рабочая группа проекта «Офиолиты» пришла к выводу, что дно Филиппинского моря имеет гетерогенное строение. В его пределах с запада на восток выделяются следующие структурные элементы: Филиппинская впадина, блок Дайто (Бородино), хр. Кюсю-Палау, Западно-Марианская впадина, Марианская дуга и желоба Марианский, Яп и Палау.

Филиппинская впадина обладает холмистым и грядовым рельефом с общим северозападным простиранием гряд. Дно повсеместно покрыто осадками эоценового — четвертичного возраста, мощность которых обычно около 500 м. Возраст второго и третьего

слоев, судя по аналогии с восточными Филиппинами, доверхнемеловой.

Хребет Кюсю-Палау представляет собой вулканическую дугу, которая заложилась на краю Филиппинской впадины, пересекая ее структуры под острым углом. Эффузивная деятельность и тектоническая активность в пределах дуги прекратилась в позднем эоцене или начале олигоцена. Драгировки в южной половине хребта подтвердили, что в эоцене здесь выше уровня моря изливались щелочные базальты и андезиты. Позлнее. в олигоцене, хребет, за исключением островов Палау (на юге) и Паресе-Вела (на севере), погрузился на глубину до 2500 м, и тектоническая активность в его пределах полностью прекратилась.

К востоку, между хр. Кюсю-Палау и Марианской островной дугой расположена Западно-Марианская впадина, самая молодая структура Филиппинского региона. Рельеф дна впадины образован крутыми линейными горными грядами меридионального простирания. Осадочные породы верхнемиоценового — четвертичного возраста мощностью до 200 м встречаются лишь в межгорных долинах. В центральной части Западно-Марианской впадины почти на 1000 км прослеживается узкая зона, которая является прямым продолжением желоба Яп. Осевая часть этого трога погружена на 2000—2500 м ниже уровня дна Западно-Марианской впадины, а наибольших глубин (8500 м) она достигает в желобе Яп. В пределах этой структуры драгированием на 14° с. ш. и в желобе Яп на 9° с. ш. был поднят полный разрез океанической коры. В северном пересечении основание разреза слагают тектонизированные лерцолиты и серпентиниты, выше которых встречены неизменные габброиды, диабазы и толеитовые базальты.

Результаты этого пересечения еще примечательны тем, что впервые в мировой практике удалось получить со дна окраинного моря образцы пород, залегающих под толеи-

товыми базальтами.

В южном пересечении на широте о. Яп среди ультраосновных, также тектонизированных, пород преобладают серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты и дуниты. Вместе с ними здесь встречаются амфиболиты, а выше — габбро и диабазы. Эти же породы в тектонических и осадочных брекчиях обнажаются на о. Яп. Вероятно, остров сложен тектонически скученным материалом третьего слоя океанической коры, который был поднят над уровнем моря в конце миоцена. Зона разлома Яп сечет под прямым углом широтную часть Марианской островной дуги и одноименного желоба, и они торцово сочленяются друг с другом. В послемиоценовое время вдоль этой зоны происходили левосторонние сдвиговые перемещения.

Особое место в исследованиях, проведенных в рейсе, занимает драгирование склонов Марианского желоба, самой глубокой впадины Мирового океана. Во время рейса было сделано три пересечения желоба: к северу от о. Гуама на широте этого острова и в зоне сочленения желоба с зоной Яп. Драгировки проводились как на островодуж-

ном, так и на океаническом бортах желоба.

С океанской стороны как к северу от о. Гуам, так и у юго-западного его окончания были подняты в основном базальты. В северном пересечении толеитовые базальты с подушечной отдельностью слагают основание крупного гайота, выше которых залегают амигдалоидные разности мелководного, возможно, даже субаэрального типа. Вероятно, гайот был погружен на большую глубину в недавнем геологическом прошлом. В южном пересечении на океанском склоне обнаружены подушечные толентовые базальты, среднезернистые диабазы и среднезернистые габбро-нориты.

Островодужный склон желоба имеет более сложное строение. На широте о. Гуам было проведено ступенчатое драгирование в интервале глубин от 8500 до 5500 м. В основании разреза залегают породы офиолитовой ассоциации, а также брекчии, агломераты, песчаники и гравелиты, с градационной слоистостью, состоящие из обломков ультраосновных и основных пород. Они могут быть интерпретированы как фрагменты дикого флиша или олистостромы. Среди обломков пород были встречены в различной степени деформированные серпентиниты, гарцбургиты и плагиоклазовые лерцолиты, а также габбро и пироксениты. Вместе с ними обнаружены родингиты и родингитизированные габбро и диабазы. Этой драгой были также подняты породы дайкового комплекса — габбро-диабазы, диабазы и лейкократовые вулканиты, а также фрагменты пиллоулав, и пикритов, обогащенных SiO<sub>2</sub> и MgO, и бедных алюминием. В верхах разреза склона преобладают диабазы и подушечные толеитовые базальты. Подобные же породы были установлены у юго-западного окончания Марианской дуги, однако здесь вместе с толеитовыми базальтами встречаются и щелочные разности, а также и брекчии анде-

Таким образом, данные, полученные в результате драгирования Марианского желоба, позволяют говорить, что: 1) желоб имеет асимметричное строение; 2) на его островном склоне обнажается полный разрез третьего слоя океанической коры, обладающий сходством по набору пород с офиолитовой ассоциацией; 3) в основании этого склощий сходством по набору пород с офиолитовой ассоциацией; 3) в основании этого склоча устанавливается мощная зона тектонизации, которая возникла в результате процесса скучивания океанической коры под островной дугой; 4) основной границей, по которой происходили горизонтальные перемещения океанической коры, видимо, была поверхность Мохо.

Кроме морских исследований участники рейса во время наземных экскурсий познакомились со строением о. Яп и Папуасского офиолитового пояса (к югу от г. Лае).

После окончания работ члены экспедиции приняли участие в работе 25-го Международного геологического конгресса в Сиднее, где Н. А. Богданов и А. Я. Шараськин выступили от имени всего научного коллектива рейса № 17 НИС «Дмитрий Менделеев» с предварительным сообщением по результатам работ экспедиции. Во время конгресса более 650 ученых из многих стран смогли познакомиться с советским научным судном, основным каменным материалом и сейсмоакустическими профилями, полученными в процессе работ.

Международная научная группа проекта «Офиолиты» МПГК работала на корабле как единый дружный творческий коллектив и продолжит общие исследования при об-

работке собранного каменного материала.

Н. А. Богданов

# Редакционная коллегля:

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

# Технический редактор Расторгуева Е. Н.

В-485 ВОЛГИНА 13-72 КУРЧАВОВУ А М 70228 1-12

Цена 1 р. 20 к. Индекс 70228

3

