Академия наук СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1965

Редакционная коллегия:

В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, 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, В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции:

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

№ 6 ГЕОТЕКТОНИКА 1965

Ноябрь — Декабрь

СОДЕРЖАНИЕ

М. В. Муратов. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии 3
Ю. М. Пущаровский. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса 19
В. Д. Чехович. К тектонике Карибского бассейна 35
Дж. Э. Гилл. Происхождение континентов 48
Н. Б. Заборовская, Л. З. Липков, М. С. Марков, Г. Е. Некрасов. Генезис меловых структур полуострова Тайгонос 56
М. С. Дюфур, С. В. Руженцев, В. А. Швольман. О границе между зонами Северного и Центрального Памира 69
Н. А. Хорев. Складки докембрия Памира 79

Краткие сообщения

Н. Я. Кунин, Р. Б. Сапожников. Строение юго-восточной окраины Прикаспийской впадины 91

Критика и дискуссии

В. Н. Пучков. О проблеме перемещения континентов 95
Годовой указатель журнала «Геотектоника», т. I, 1965 г. 111

№ 6 GEOTECTONICS 1965

November — December

CONTENTS

M. V. Mouratov. The folding geosyncline belts of the Eurasia 3
Yu. M. Puscharovsky. General outline of the structure of the Circum — Pacific belt 19
V. D. Chekhovich. On the tectonic of the Caribbian basin 35
D. E. Gill. The origin of the continents 48
N. B. Zaborovskaya, L. Z. Lipkov, M. S. Markov, G. E. Nekrasov. The genesis of the Cretaceous structures of the Taygonos peninsula 56
M. S. Dufour, S. V. Rujenzev, V. A. Schvolman. On the boundary between the Northern adn Central Pamirs zones 69
N. A. Chorev. The folds of the Precambrian of the Pamirs 79

Short communications

N. Ya. Kunin, R. B. Sapojnikov. The structure of the south-western part of the Prikaspian basin 91

Criticism and discussion

V. N. Puchkov. On the problem of the contitental drift 95
Annual List of Contents, of Geotectonics, vol. I, 1965 111

Технический редактор *Е. А. Карпова*

Т-15003 Подписано к печати 27/X—1965 г. Тираж 1400 экз. Зак. 5863
Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 9,8 + 4 вкл. Бум. л. 3¹/₂. Уч.-изд. листов 11,5.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г.

УДК 551.240(4/5)

М. В. МУРАТОВ

СКЛАДЧАТЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА ЕВРАЗИИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Основными элементами тектонического строения материков являются древние платформы, образующие остовы континентальных массивов, и складчатые геосинклинальные пояса, которые разделяют платформы и слагают пространства между ними. В настоящее время на поверхности земного шара выделяют десять древних платформ: Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую, Южно-Китайскую и Северо-Американскую, которые являются платформами Северного полушария; Южно-Американскую (Бразильскую), Африканскую, Индийскую, Австралийскую и Антарктическую, относящихся к системе Южного полушария и являющихся обломками Гондваны. Оба ряда платформ — северный и южный — разделены в пределах Евразии Средиземноморским поясом. Индийская платформа, хотя географически принадлежит к Северному полушарию, но, как известно, по происхождению должна быть отнесена к Гондване.

Основные черты строения и контуры древних платформ в настоящее время достаточно хорошо установлены. С развитием абсолютной геохронологии докембрия начинает выясняться история их развития и последовательного формирования.

В пределах областей складчатости, окаймляющих древние платформы, первоначально были выделены геосинклинальные области различного возраста. Впервые у нас понятие о геосинклинальных областях ввел А. Д. Архангельский, упоминавший о них еще в лекциях по геологии СССР, которые он читал студентам Московского государственного университета и Горной Академии в конце 20-х годов. Затем представление о геосинклинальных областях, как о зонах опускания и поднятия с мощными излияниями основных лав, было развито в совместной статье А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933). Четкое представление о геосинклинальных областях, как областях, которые характеризуются высокой подвижностью земной коры с интенсивными поднятиями и опусканиями и с раздроблением на отдельные глыбы, движущиеся с различной быстротой и часто в различных направлениях, было введено в науку, подробно развито и определено в коллективной работе (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и др., 1937). Геосинклинальные области в соответствии со сделанным в этой работе определением распадаются в результате движений земной коры на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятий (геоантиклиналей), что обусловливает ход осадконакопления в условиях резко выраженного рельефа, характерного для этих областей, для которых типично также широкое проявление вулканизма и интрузий.

Несколько позднее, в 1940 г., Г. Штилле (1964) для обширных подвижных площадей, из которых образуются настоящие (альпинотипные) складчатые области, были предложены термины «ортогеосинклиналь»

и «ортогеосинклинальная система», которые в общем являются синонимом широко распространившегося у нас термина «геосинклинальные области». Такого же рода синонимом является термин «подвижные пояса» в понимании ряда американских авторов.

Н. С. Шатский (1946), стремясь уточнить и углубить наши представления о строении геосинклинальных областей, ввел понятие о геосинклинальных системах как о комплексе геосинклиналей и геоантиклиналей, развитие которых приводит к образованию складчатых систем, связанных одинаковым ходом развития и единой эпохой замыкания.

Н. С. Шатский (1946) считал, что геосинклинальные системы образуют части геосинклинальной области; последние состоят из совокупности различных геосинклинальных систем, а также включают срединные массивы. Складчатые геосинклинальные пояса представляют собой категорию структурных элементов земной коры более крупного порядка, чем геосинклинальные области и геосинклинальные системы. Разделяя древние платформы, они могут состоять из нескольких геосинклинальных складчатых областей и многих систем. По масштабу складчатые подвижные пояса эквивалентны только древним платформам, которые также состоят из многих складчатых систем, областей и массивов и могут иметь весьма сложное строение.

О геосинклинальных или складчатых поясах, примерно в таком же понимании, у нас уже писали многие исследователи, начиная с Ю. М. Шейнманна (1958, 1959), затем В. И. Хаин и Ю. М. Шейнманн (1960), И. И. Потапов (1960), Г. Д. Ажгирей (1960), А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин (1963), В. Е. Хаин (1964) и многие другие. Однако ряд исследователей вкладывают в понятие о складчатых поясах несколько другие представления. Многие именуют поясами, по существу то, что должно быть названо складчатыми системами или складчатыми областями (например, известный Монголо-Охотский «пояс» является лишь системой внутри обширного Урало-Монгольского пояса), а некоторые геологи именуют поясами ограниченные полосы распространения определенных типов интрузий или складчатых систем и рудных месторождений (рудные пояса). Такого типа «пояса», конечно, ничего общего не имеют с описываемыми здесь и их лучше было бы именовать «зонами», «полосами», «цепями» или как-нибудь иначе.

Наоборот, Н. П. Херасков (1963) называет поясами в структуре Атлантического сегмента Земли значительно более обширные области земной поверхности. Помимо геосинклинальных систем различного возраста, он включает в пояса также древние платформы, отмечая чередование широтных поясов, состоящих из складчатых систем, с поясами, включающими древние платформы. Он вводит в некоторые из них и океанические впадины. Пояс Нерис, по Н. П. Хераскову, почти целиком занят океанами. Таким образом, Н. П. Херасков не придает слову «пояс» значения структурно-исторического термина и обозначает им просто определенные части земной поверхности.

Представляется, что термин «геосинклинальный складчатый пояс» должен быть сохранен только для обозначения совокупности геосинклинальных складчатых структур самого большого масштаба, которые охватывают все пространство между древними платформами, или в отдельных случаях отделяют их от океанических впадин. Складчатые пояса в таком представлении являются вместе с древними платформами наиболее крупными тектоническими подразделениями земной коры.

Складчатые геосинклинальные пояса обладают каждый индивидуальными чертами строения и истории развития. Они отделяются зонами разломов и краевых прогибов от соседних древних платформ, а также резко обособляются от соседних подвижных поясов в местах их соприкосновения. Часто их сочленение происходит в виде торцового стыка по системе глубинных разломов. Таким образом, каждый пояс

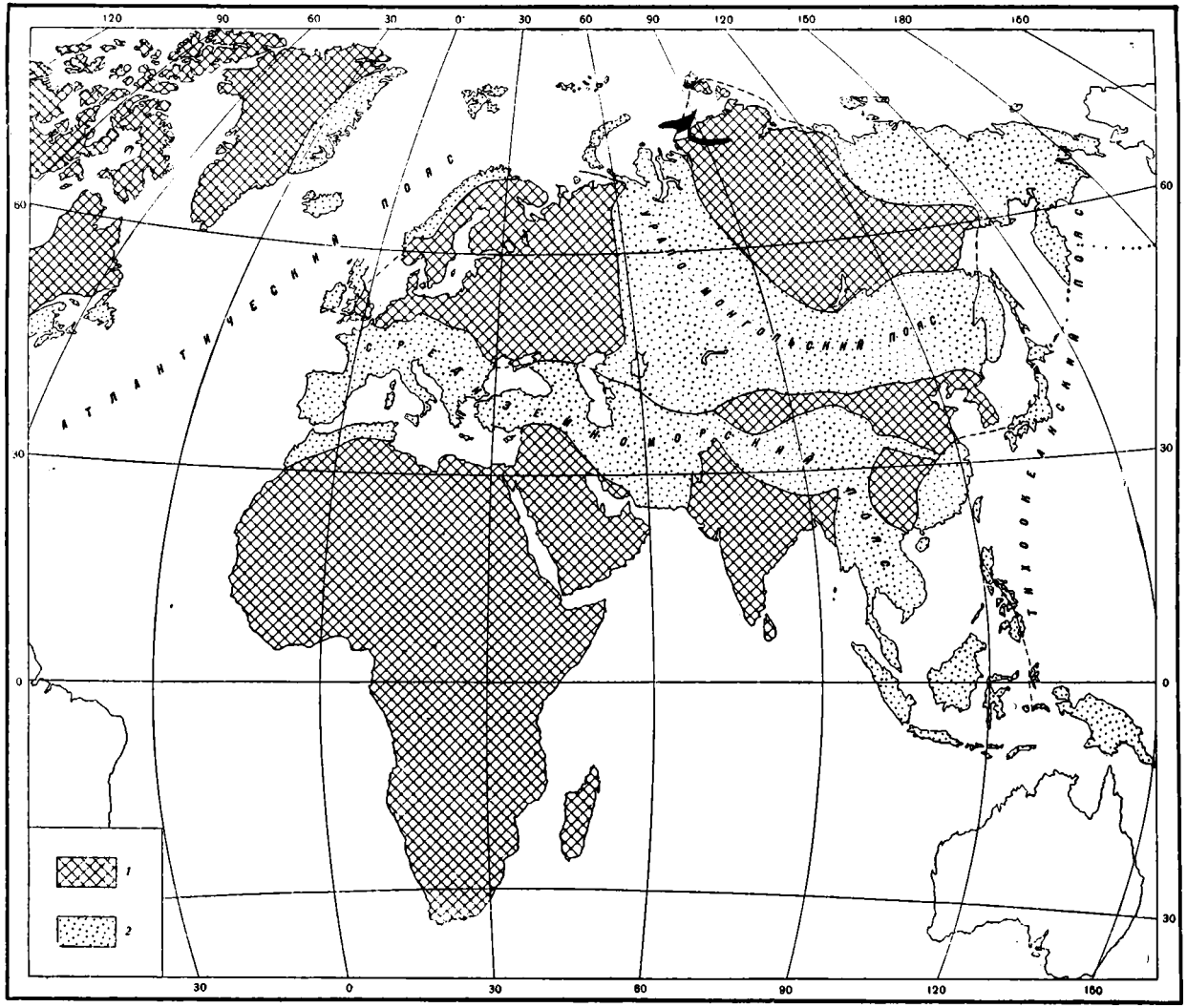


Рис. 1. Схема расположения складчатых поясов Евразии

1 — Древние платформы; *2* — Геосинклинальные складчатые пояса

имеет вполне четкие ограничения и многие индивидуальные черты истории, отличающие его от других.

Каждый из поясов характеризуется определенными чертами пространственного положения и простирания слагающих его геосинклинальных и складчатых систем. В пределах каждого из них можно выделить различные геосинклинальные области, в свою очередь разделенные на системы. Часть из областей представляет собой закончившие геосинклинальное развитие эпипалеозойские платформы с различным по истории каледонским или герцинским фундаментом и мезозойско-кайнозойским чехлом. В них же присутствуют и срединные массивы, представленные комплексом основания (Муратов, 1963) этих систем, т. е. преимущественно рифейскими метаморфизованными складчатыми образованиями с включением и более древних докембрийских метаморфических толщ и интрузий. В некоторых поясах присутствуют эпимезозойские платформы со складчатыми системами мезозоид (или верхоянид), закончивших геосинклинальное развитие, которые также включают срединные позднепротерозойские массивы. Наконец, в некоторых из них (Средиземноморском и Тихоокеанском поясах) сохранились не закончившие своего развития геосинклинальные области, находящиеся на разных ступенях развития в разных своих частях.

На материке Евразии древние платформы разобщены обширной, сложной по конфигурации площадью геосинклинальных складчатых областей, которую можно в целом объединить под общим названием Европейско-Азиатского подвижного пояса. Однако такое объединение является чисто формальным. В действительности всю эту площадь, очень разнородную по истории, легко расчленить и выделить в ее пределах четыре больших самостоятельных пояса: Средиземноморский, Атлантический, Урало-Монгольский и Тихоокеанский. Они все выходят за пределы Евразии. В частности, Тихоокеанский пояс восточного побережья Азии составляет лишь часть обширного пояса, огибающего кольцом Тихий океан. На других материках к этим поясам присоединяются лишь два пояса, отсутствующие в Евразии и по своему ограниченному распространению имеющие вообще второстепенное значение — это Арктический пояс Северной Америки и Капский пояс Южной Африки.

Строению каждого из перечисленных поясов посвящена, как известно, огромная литература; особенно многочисленная касается разбора строения отдельных частей этих поясов. Нет необходимости давать их подробное описание. Ниже мы остановимся на чертах наиболее характерных для обособления каждого из поясов, границ из разделов и характеристики крупных геосинклинальных складчатых областей, входящих в их состав и представляющих частью молодые платформы, частью современные геосинклинальные области.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

Средиземноморский пояс протягивается через Западную и Южную Европу, охватывая также горные цепи Северной Африки (Марокко, Алжира, Туниса), через Турцию, Иран и южную часть Средней Азии, Гималаи, Бирму и Южный Китай до островов Индонезийского архипелага. К востоку от него Средиземноморский пояс сочленяется с Тихоокеанским. Смыкание их происходит очень резко по линии зоны разломов, продольно пересекающих все Филиппинские острова, далее идущей к югу к Хальмагере и западнее Новой Гвинеи. Складки Индонезийской системы теснейшим образом связаны с простиранием всего Средиземноморского пояса и примыкают по упомянутому разлому почти перпендикулярно к системе складок Тихоокеанского пояса, вытянутых здесь почти меридионально и обрамляющих впадину Тихого океана. Поэтому

Индонезийскую систему, хотя она по истории развития отличается от Альпийско-Гималайской и ближе к Камчатской системе (Архипов, Муратов, Постельников, 1964), нельзя относить к Тихоокеанскому поясу (Ю. М. Пущаровский, 1964), от которого она очень четко отделена.

Средиземноморский пояс на всем протяжении разделяет древние платформы северного и южного рядов. В своей западной части он ограничен Африканской и Восточно-Европейской платформами. Судя по последним данным глубокого бурения и геофизическим исследованиям (Кельбель, 1964), вся площадь Польско-Германской низменности, вплоть до территории Голландии, которая обладает докембрийским фундаментом (А. А. Богданов, 1964_1, 1964_2), должна быть отнесена к Восточно-Европейской древней платформе. Имеющиеся данные по глубокому бурению в Восточной Англии позволили Ф. У. Даннингу (1964) считать, что значительная часть Британских островов относится к Восточно-Европейской платформе. Точно так же и западная половина дна Северного моря, видимо, расположена на докембрийском фундаменте.

Не совсем ясен вопрос о положении Брабантского массива в Бельгии. Судя по данным о его строении, приведенным во многих работах, этот массив представляет собой очень пологую антиклиналь, сложенную слоями кембрия, ордовика и силура, на которые с явным несогласием налегают отложения среднего девона. Это несогласие привело исследователей к выводу о каледонском возрасте складчатости, создавшей антиклиналь. Однако строение самой Брабантской антиклинали в целом очень пологое. П. Мишо и П. Фурмарье (1964) характеризуют ее как «обширное волнообразное варисцийское поднятие». Описание ее, сопровождаемое структурной картой, приведенной Ж. Мортельмансом (1955), показывает, что это пологое валообразное поднятие осложнено складками второго порядка и разбито системой осложняющих его строение больших сбросов (идущей через Лувен-Тирлемон). В ядре поднятия в нескольких местах выходят породы самого нижнего из четырех выделяемых здесь горизонтов кембрия, а затем по периферии их обрамляет полого залегающий ордовик и силур. На северном крыле массива в Голландии в Лимбурге мел, по данным скважин, лежит на полого залегающем кембро-силуре (Х. Брук и др., 1959). К сожалению, данные бурения, в которых было бы описано вскрытое основание кембрия в ядре Брабантского массива, пока не приведены, возможно, что таких данных нет и поэтому трудно решить, действительно ли в ядре массива залегает только складчатый кембрий, или же, что кажется более вероятным, под относительно тонким чехлом здесь присутствует докембрийское основание. На геологической карте, приложенной к упомянутой работе Мортельманса, ясно видно, что антиклинальная структура эта имеет крайне незначительную амплитуду и не исключена возможность того, что она представляет собой платформенное поднятие (вал). К сожалению, пока получить определенный ответ на вопрос о тектонической природе Брабантского массива не удается. Между тем, он имеет важное принципиальное значение. Если массив действительно является каледонским складчатым сооружением, то в пределы Средиземноморского пояса в виде узкой полосы, как это и предполагает А. А. Богданов (1964), заходит система каледонид, расположенная между краем древней платформы и герцинидами. Если же Брабантский массив представляет собой вал платформенного типа на крае древней Восточно-Европейской платформы, то тогда каледонид в Средиземноморском поясе нет совсем. Последнее представляется очень вероятным, тем более в свете новых данных о докембрийском фундаменте Восточной Англии, куда, видимо, продолжается Брабантский массив по простиранию.

В восточной части Средиземноморский пояс ограничен с юга Индийской платформой, а с севера — длинной, вытянутой широтно наподобие

барьера, Китайско-Корейской платформой, которая вместе с Таримским массивом, входящим в ее состав и составляющим ее западный выступ, отделяет здесь рассматриваемый пояс от расположенного севернее Урало-Монгольского. Восточнее Средиземноморский пояс ограничен и отделен от Тихоокеанского Южно-Китайской платформой. На среднем участке, между западной оконечностью Таримского массива и юго-восточным углом Русской плиты, Средиземноморский пояс с севера непосредственно контактирует с Урало-Монгольским поясом; последний в других частях отделен от него Китайско-Корейской платформой. На участке непосредственного соприкосновения двух поясов между Каспийским морем и Таримским массивом границей раздела Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов служит система разломов, частью скрытых осадочным чехлом Туранской плиты. Эти разломы на отдельных участках прослежены сейчас очень хорошо по геофизическим данным, а частично давно установлены и по геологическим данным, хотя роль их как зоны разломов, разделяющих два разных складчатых пояса, не была еще выявлена и подчеркнута.

На западе эта зона разломов соответствует Мангышлакской системе дислокаций, где крупные разломы фиксированы и достигают большой амплитуды к югу от выходов пермско-триасовых пород Каратау (А. Е. Шлезингер, 1965), но, видимо, главными являются не они, а разлом, ограничивающий с севера Мангышлакскую систему (Р. Г. Гарецкий, 1964). Ее восточное продолжение, по существу, было намечено через Устюрт еще А. Л. Яншиным (1951), выделившим здесь унаследованное валообразное поднятие. Сейчас вдоль этой зоны прослежен региональный разлом (Р. Г. Гарецкий, 1964; Г. Е. Дикенштейн и др., 1964), который тянется южнее Султан-Уиз-Дага и далее, в пределы Аму-Дарьинской впадины, разделяя здесь ее отдельные части, в которых поверхность фундамента находится на различной глубине (Г. Е. Дикенштейн и др., 1964).

Восточнее прослеживаемая зона разломов идет к югу от Гиссарского хребта, отделяя структуру его от структур причленяющихся к нему отрогов: Кугитанг-Тау и Байсун-Тау. Ограничивая с севера Таджикскую впадину, эта зона разломов затем продолжается севернее г. Душанбе, ограничивая с юга Гиссарский батолит и далее на восток, в зону разломов, отделяющую Тянь-Шань от Памира, к которой принадлежит Вахшский разлом, намеченный еще Р. Клебельсбергом, а затем описанный многими исследователями и, в частности, И. Е. Губиным (1960). Эта система протягивается затем восточнее, обрезая с юга структуры Тянь-Шаня и отделяя их от Таримского массива (В. Н. Крестников, 1962).

Вся намеченная Мангышлакско-Таримская система нарушений, по существу представляющая единую зону глубинного разлома, является по своему значению, как раздел двух складчатых поясов, одной из важнейших зон разломов в Азии.

В пределах Туранской плиты эта зона разломов разделяет фундамент плиты на две части: северную и южную. Эти части, как считают многие исследователи, имеют несколько различную историю развития (Г. Е. Дикенштейн и др., 1964). Южная из них через Каспийское море связана с фундаментом Скифской плиты, северная — с фундаментом Тургайской впадины и Уралом. Туранская плита, таким образом, обладает не вполне одинаковым складчатым основанием.

Средиземноморский пояс в описанных границах включает участки эпипалеозойских платформ, эпимезозойскую платформу Тибета и Малайи и обширную область кайнозойской складчатости — Альпийскую геосинклинальную область, играющую в строении пояса важнейшую роль и состоящую из Альпийско-Гималайской и Индонезийской систем.

Эпипалеозойские платформы образуют в пределах пояса несколько участков различной величины. Наиболее крупным является Западно-Европейская платформа, включающая территорию Пиренейского полуострова, Франции, Южной Англии, Южной Германии, части Чехословакии и Польши. В пределах этой платформы выделяют ряд плит и впадин с погруженным складчатым основанием (Парижский бассейн, Аквитанский бассейн) и ряд выступов складчатого основания: Испанская Мезетта, Центральный массив Франции, Арморикaнские горы Бретани, Арденны, Рейнские горы, Шварцвальд и Вогезы, Гарц, Богемский массив, Судеты, Силезские и Свентокшильские горы. Складчатое основание этой платформы на большей части площади является герцинским. Каледониды здесь или образуют очень узкую зону, включающую Брабантский массив и Свентокшишские горы, или вообще отсутствуют.

Вторым платформенным участком является узкая полоса герцинид Высокого Атласа в Марокко и его продолжение в Алжире и Тунисе, вытянутое вдоль северного края Африканской платформы и частично перекрытое осадками платформенного чехла.

Третьим является Скифская плита, также обладающая герцинским складчатым основанием. Она окаймляет узкой полосой с юга Восточно-Европейскую платформу и протягивается от Нижне-Дунайской низменности в Румынии через горы Добруджи в равнинный Крым, через Азовское море в равнинный Северный Кавказ и далее через Северный Каспий соединяется со складчатым герцинским основанием южной части Туранской плиты. Далее на восток продолжение герцинской системы слагает горы Северного Афганистана — Гиндукуш и фундамент Таджикской впадины.

Последним, четвертым, участком является эпипалеозойская платформа Центрального Китая к югу от Таримского массива Китайско-Корейской платформы. Она образует здесь сравнительно неширокую полосу севернее Тибета.

Помимо участков эпигерцинских платформ, в состав восточной части пояса входит также Тибетско-Малайская складчатая система мезозойского возраста, протянутая от Тибета до Индокитайского и Малайского полуострова и охватывающая также часть Суматры и Борнео, она представляет собой эпимезозойскую платформу.

Собственно геосинклинальный этап развития здесь закончился складчатостью, происходившей перед поздним триасом. Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения представлены красноцветными образованиями, относящимися к молассовому комплексу, заполняющему межгорные впадины. С середины или в конце мела начинается образование уже платформенного чехла. Тибетско-Малайская система включает два срединных массива: Тибетский и Индосинийский, сложенные в основном докембрийскими образованиями.

Значительное пространство между всеми перечисленными участками эпипалеозойских и эпимезозойских платформ занято современной Альпийской геосинклинальной областью. Она занимает наибольшую часть площади пояса и играет в его пределах важнейшую роль, представляя собой область новейшей складчатости, вытянутую от Гибралтара через Южную Европу вдоль берегов Средиземного и Черного морей, и далее уходящую через Кавказ, Иран, Афганистан к Памиру и Гималаям. В Европе и Юго-Западной Азии она достигает наибольшей ширины — до 1000—1200 *км*, а затем резко сужается и в виде более узкой зоны идет через Гималаи, Бирму, Суматру, Яву. Далее она снова расширяется, охватывая всю более восточную часть островов Индонезии. По истории развития в этой области можно выделить две системы: Альпийско-Гималайскую и Индонезийскую. Они отличаются тем, что основные этапы их развития проявлялись в разное время. В более западной из них главный альпийский геосинклинальный этап развития

начался в мезозое и закончился в олигоцене или местами в конце эоцена (Балканский полуостров), когда начался заключительный молассовый этап, сопровождаемый поднятием горных сооружений (орогенезом). Этот этап в своем развитии продвинулся очень далеко, однако еще не достиг окончания. В Индонезийской системе альпийский геосинклинальный этап начался позднее — в мелу и еще не закончился. Заключительный этап развития, сопровождаемый формированием молассового комплекса отложений, здесь еще не начался и, таким образом, Индонезийская система находится на значительно более ранней стадии развития, чем Альпийско-Гималайская (Архипов, Муратов, Постельников, 1964).

Со Средиземноморским поясом Евразии теснейшим образом связан целый ряд глубоких котловин внутренних морей. Они представляют собой глубокие впадины земной коры, заполненные водами Средиземного, Черного и Каспийского морей в западной части пояса и морей Андамского, Сулу, Целебесского, Молукского, Серам, Банда, Саву и Флорес — среди островов Индонезии.

Воды этих морей частично покрывают мелководные, шельфовые участки, представляющие собой затопленные пространства соседних берегов с продолжением на дне моря структуры континентов. Таковы шельфовые части Средиземного моря к югу от Сицилии, северные окраины Черного моря (Одесский залив, Азовское море), северная часть Каспия, часть Андаманского моря, Яванское море и другие. Но значительную часть внутренних морей представляют собой глубокие котловины, отделенные от берегов уступом материкового склона и имеющие плоское дно с глубинами 2000—5000 *м*, а в отдельных случаях и до 7000 (море Банда). Эти котловины являются как бы океаническими впадинами в миниатюре. Интересно, что они имеют в глубокой части земной коры океанический тип строения, т. е. лишены гранитного слоя. Таким образом, они действительно похожи на впадины океанов. Отличием является значительно большая мощность слоя осадков, покрывающих дно, достигающая 8—10 *км*. Котловины внутренних морей Средиземноморского пояса очень сходны с котловинами межостровных морей среди островных дуг Тихоокеанского пояса. Вместе они образуют совершенно особую категорию глубоких впадин земной коры, близких к океаническим по своему строению.

Как видно, Средиземноморский пояс имеет чрезвычайно сложное строение. В основе строения всей его западной и центральной части мы видим геосинклинальную область, закончившую свое развитие в конце палеозоя и превратившуюся в герциниды. На нее наложена более молодая Альпийско-Гималайская геосинклинальная складчатая система, которая образовалась поверх герцинского основания, и охватывает большую часть его площади. Развитие ее происходило постепенно. На герцинском основании образовались глубокие прогибы начального этапа (триас — начало юры). Затем с мела стали формироваться поздние прогибы, иногда накладывавшиеся тоже прямо на герцинское основание (Муратов, 1962). Большие участки герцинского основания совсем не были вовлечены в альпийское геосинклинальное развитие и сохранялись как участки эпигерцинской платформы, частично перекрытые осадочным чехлом.

В структуре западной части Альпийской геосинклинальной области мы видим два геосинклинальных этажа. Четко выделяется комплекс основания (докембрий, главным образом рифей), на нем герцинский геосинклинальный комплекс, затем герцинский комплекс заключительного этапа (орогенный), далее альпийский геосинклинальный комплекс и, наконец, альпийский комплекс заключительного этапа (рис. 2.).

Палеозойское (герцинское) развитие местами в отдельных прогибах непрерывно или почти непрерывно сменялось альпийским, как напри-

мер, на Юго-Восточном Памире (Муратов, Архипов, 1961), в пределах Крымско-Кавказского геосинклинального прогиба, на южном склоне Кавказа (П. Д. Гамкрелидзе, 1957) (Белов, Сомин, 1964), в Динаридах, в Эльбрусе, возможно и в других местах. Вообще обычно наблюдается известная преемственность в простираниях и унаследованность

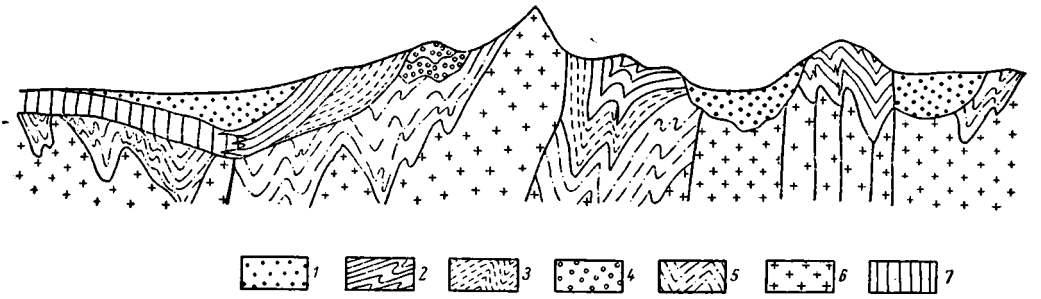


Рис. 2. Схема соотношения структурных комплексов и этажей Альпийско-Гималайской системы на примере Кавказа

1 — Альпийский молассовый комплекс; *2* — Альпийский геосинклинальный комплекс — верхний ярус; *3* — Альпийский геосинклинальный комплекс — нижний ярус; *4* — Герцинский молассовый комплекс; *5* — Герцинский геосинклинальный комплекс; *6* — Комплекс основания (преимущественно верхний протерозой — рифей); *7* — Чехол эпипалеозойской платформы

между палеозойским и альпийским геосинклинальным развитием, несмотря на проявляющееся местами резкое несогласие, которое часто разделяет оба рассматриваемых этажа.

Таким образом, для западной части Средиземноморского пояса, как видно, характерно наличие двух этапов геосинклинального развития: герцинского и альпийского, которые местами очень тесно связаны, в других случаях, наоборот, разобщены. В тех же местах, где второй из них не проявился, геосинклинальное развитие закончилось герцинской складчатостью и образовались участки эпипалеозойской платформы.

То же самое, в сущности, наблюдается и в восточной части пояса, Тибетско-Малайской и Индонезийской системах. Только здесь два этапа проявились с запозданием по сравнению с западной частью пояса. Место герцинид здесь занимает Тибетско-Малайская мезозойская система, образующая участки эпимезозойской платформы. Она же, по-видимому, слагает нижний этаж для Индонезийской системы. Таким образом, и здесь также проявлялось два геосинклинальных периода развития — один закончился в конце юры или начале мела и распадается на собственно геосинклинальный и заключительный (орогенный) этапы; другой, альпийский, еще далек от завершения в настоящее время.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

Урало-Монгольский пояс имеет изогнутую в плане форму в виде огромной дуги, пересекающей самую середину Евразии. На севере он отделяет Восточно-Европейскую платформу от Сибирской, охватывая Урал и Западно-Сибирскую низменность, затем отклоняется к востоку, огибая Сибирскую платформу и отделяя ее от Китайско-Корейской платформы вместе с Таримским массивом. В южной части рассматриваемый пояс включает Центральный Казахстан, Тургайскую плиту, к северу от Мангышлакско-Таримской системы разломов, весь Тянь-Шань, Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Саяны, всю Монголию, Восточное Забайкалье и Приамурье, Северо-Восточный Китай (Дунбей) и затем пересекает р. Амур и заканчивается в пределах Хабаровского края. Здесь оконечностью пояса служит Буреинский массив. Пояс

кончается, упираясь в глубинные разломы, которые отделяют его от складчатой системы Сихотэ-Алиня, относящейся уже к Тихоокеанскому поясу.

Урало-Монгольский пояс в целом в настоящее время представляет собой эпипалеозойскую платформу. Главную роль в его пределах играют верхнепалеозойские складчатые системы — герциниды, слагающие большую часть его площади. Ранние каледониды (салаириды) и поздние каледониды образуют относительно ограниченные участки вдоль его краев, а также массивы, включенные внутри пояса. Так, салаириды протягиваются по его северо-восточному краю, слагая горы Восточного Саяна и Тувы вдоль границы с Сибирской платформой. Они сменяются при удалении от платформы — в Западном Саяне, Алтае и Северной Монголии — поздними каледонидами.

Вторая дугообразно изогнутая полоса системы каледонид — Улутавско-Кокчетавский и Северо-Тянь-Шанский массивы — протягивается через западную часть Центрального Казахстана на юг, в область Северного Тянь-Шаня в Киргизии и Южном Казахстане. К востоку от Алма-Аты и озера Иссык-Куль эта полоса каледонид резко сужается и затем, переходя через границу Китая, выклинивается.

Возможно, что к этому же поясу относятся каледониды островов Северной Земли, образующие третий обособленный массив или окраинный участок.

Северо-восточная часть пояса в пределах Китая — Дунбейская молодая платформа (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965) и Буреинский массив, в основном, должны быть отнесены к герцинидам. Вдоль края этой части пояса, на границе с Сибирской платформой, протягивается несколько обособленная полоса Восточного Забайкалья — Приамурья, чаще всего относимая к мезозоидам (Архангельский и др., 1937), и называемая Монголо-Охотским поясом. Как известно, название это было введено очень давно А. Е. Ферсманом (1931) в очерке, посвященном геохимическому районированию нашей страны. В то время название это было очень удачно, но сейчас его можно употреблять, как и делает М. С. Нагибина (1963), только с учетом того, что этот «пояс» является лишь частью, и притом небольшой, естественного складчатого пояса, разделяющего древние платформы. М. С. Нагибина (1963, стр. 7) подчеркивает это, указывая, что «Монгольско-Охотская зона рассматривается автором как палеозойская геосинклинальная система..., являющаяся северной ветвью обширной Восточно-Азиатской герцинской геосинклинальной области».

Мезозойские прогибы Восточного Забайкалья со складчатыми триасовыми и нижне-среднеюрскими отложениями М. С. Нагибина не считает самостоятельными, а рассматривает как завершающие палеозойскую историю развития этой системы, и на этом основании относит рассматриваемую систему к палеозоидам. М. С. Нагибиной очень подробно обоснована эта точка зрения, и можно полагать, что тесная связь мезозойских прогибов Забайкалья и Приамурья с палеозойским геосинклинальным развитием этой системы ею доказана.

Она считает, что мезозойские прогибы в ней представляют особую категорию впадин «монголо-охотского типа», выполненных отложениями, близкими к молассам. Образование их связано с оживлением палеозойских структур под влиянием тектонической активности в мезозойском поясе Тихого океана, непосредственная связь с которым и вызвала образование этих своеобразных тектонических форм (Нагибина, 1963).

Мне представляется, что влияние близости Тихоокеанского пояса действительно здесь играет важнейшую роль, но как ни рассматривать происхождение этих мезозойских впадин, их запоздалое развитие ука-

зывает, что мы имеем здесь дело со своеобразной геосинклинальной системой, отличающейся от других палеозойских систем пояса. Скорее всего мы имеем здесь дело с более поздним окончанием заключительного молассового этапа (в конце юры). Обращают на себя внимание детально изученные М. С. Нагибиной интрузии мезозойских гранитоидов, внедренные не только в пределах этой относительно более молодой складчатой системы, но и в прилегающую часть Сибирской платформы. Соответствие возраста этих интрузий времени формирования впадин также подтверждает, что и те и другие связаны с концом геосинклинального заключительного этапа.

Складчатое основание на значительной северной части рассматриваемого пояса, в пределах Западно-Сибирской плиты, скрыто чехлом платформенных осадков и под ними проходит граница пояса с байкалидами края Сибирской платформы. Детали строения складчатого основания пояса здесь неизвестны и взаимоотношения участков каледонид и герцинид остаются невыясненными. Чехлом осадков закрыта также и юго-западная часть пояса в пределах Тургайской низменности, Приаралья и Кызыл-Кумов. Они представляют собой часть Туранской плиты. Значительно меньше прикрыта осадочным чехлом северо-восточная часть пояса в пределах Дунбейской платформы и Буреинского массива.

Большие участки пояса в пределах горных областей Тянь-Шаня, Алтая и юга Сибири были охвачены в неогене и четвертичном периоде крупными поднятиями, превратившими эти части пояса в эпиплатформенные орогенные области.

Как видно, Урало-Монгольский пояс во многом отличается от Средиземноморского. В его пределах присутствуют участки ранних и поздних каледонид, по-видимому, отсутствующие в Средиземноморском поясе, и своеобразная складчатая система Восточного Забайкалья — Приамурья, закончившая свое развитие в мезозое. Зато в Урало-Монгольском поясе нет кайнозойских складчатых систем и нет впадин внутренних морей.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ПОЯС

К Атлантическому поясу мы относим каледониды Ирландии, Англии, Шотландии и Скандинавского полуострова, считая, что к этому же поясу относятся каледониды Гренландии и Шпицбергена, а также Атлантического побережья Северной Америки и Ньюфаундленда, сменяющиеся южнее герцинидами Аппалачской системы. Большое сходство разрезов, фауны и даже фаций кембрийских и ордовикских отложений по обоим берегам Атлантического океана свидетельствует о вероятном образовании их в одной геосинклинальной системе. На это сходство обращали внимание уже очень многие исследователи, и оно позволяет предположить, что Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы разделяет единый геосинклинальный пояс, складчатые системы которого ранее занимали значительно более обширную площадь, но были поглощены при образовании впадины Атлантического океана. В результате сохранились только остатки Атлантического пояса по обоим берегам океана. Участок этого пояса на территории Европы состоит только из одной складчатой системы каледонид Британских островов и Скандинавии, которая непосредственно примыкает к краю Восточно-Европейской платформы. Эта система сочленяется по зоне разломов с полосой герцинид Средиземноморского пояса Южной Англии и Ирландии, которые косо срезают каледониды.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Тихоокеанский пояс выделялся и рассматривался уже многими исследователями: Н. С. Шатским, Г. Штилле, В. В. Белоусовым, П. Н. Кропоткиным, Ю. М. Шейнманном. В последние годы специальному разбору его строения посвятили свои работы Н. П. Херасков (1958), П. Н. Кропоткин (1964), Ю. М. Пущаровский (1964) и Б. А. Петрушевский (1964).

Наиболее важной особенностью Тихоокеанского пояса, отличающей его от других, является то, что он отделяет древние платформы — Сибирскую, Китайско-Корейскую, Южно-Китайскую, Австралийскую, Северо- и Южно-Американскую — не от других платформ, а от глубоководной впадины Тихого океана, окаймляя ее со всех сторон в виде кольца. Из-за этого Тихоокеанский пояс имеет резко асимметричное строение, характерное для него. Его можно разделить на ряд концентрических зон, состоящих из складчатых областей различного возраста, из которых более древние расположены дальше по периферии пояса, более молодые — ближе к Тихому океану. При этом более древние из них представлены ограниченными по размерам отрезками, а более молодые выдержаны на значительных участках пояса.

Тихоокеанский пояс в пределах Азиатского сегмента может быть разделен на пять зон, последовательно сменяющих друг друга. К самой внешней из них относится эпипалеозойская платформа Катазии, расположенная на побережье Восточного Китая, между Шанхаем и Кантоном (включая и остров Хайнань). Складчатое основание этой платформы сложено системой каледонид, однако прорывающие их граниты имеют значительно более молодой мезозойский возраст. За пределами Азии к этой же зоне относится палеозойская складчатая система Восточной Австралии.

Ко второй зоне относится Верхоянская складчатая система Сибири, включающая ряд срединных массивов и представляющая эпимезозойскую платформу.

Третью зону составляет система Сихотэ-Алиня, в которой главный геосинклинальный этап развития закончился в конце мела, а заключительный охватил весь палеоген и неоген. По своей истории она отличается от следующей Камчатской геосинклинальной системы, в которой еще не начался заключительный этап развития. Камчатская система включает Корякский хребет, Камчатку, Сахалин, острова Японии, Тайвань, восточную часть Филиппинского архипелага. Вдоль последнего протягивается упомянутый выше глубинный разлом, вытянутый в северо-западном направлении. Он отделяет восточную складчатую систему Филиппин, относящуюся к Тихоокеанскому поясу, от западной, имеющей иное, юго-западное простирание и относящейся к Индонезийской системе Средиземноморского пояса.

В Камчатской системе еще не закончилось геосинклинальное развитие, хотя она уже достигла достаточно зрелой стадии.

Пятой зоной является система островных дуг западной части Тихого океана, которые вместе с разделяющими дуги глубокими котловинами межостровных морей образуют новейшую современную геосинклинальную систему, находящуюся в начальной стадии своего формирования. Островные дуги представляют собой подводные горные гряды, растущие со дна океана и увенчанные высокими вершинами (иногда вулканами), выступающими над поверхностью воды в виде цепи островов. Название «островные дуги» является довольно условным, потому, что часто эти цепи действительно изогнуты в плане в виде дуги или петли, но иногда вытянуты и по прямой линии (острова Бонин, Тонга и др.).

Наиболее важными звеньями этой системы в пределах побережья Азии является Алеутская дуга, котловина южной части Берингова моря,

Курильская дуга, котловина южной части Охотского моря, котловина Японского моря, острова Рюкю, дуга Бонино-Марианская, южная часть Каролинских островов и обширная сложная впадина Филиппинского моря.

Котловины межостровных морей имеют часто сложный рельеф и состоят из ряда участков с плоским, хотя иногда раздробленным дном, с глубинами 3000—5000 *м*, которые разделены подводными грядами.

Вдоль всей цепи островных дуг Восточной Азии, отделяя их от плоского дна Тихого океана, тянется ряд глубоководных впадин — желобов. Другие подобные желоба отделяют межостровные котловины от соседних дуг островов (Филиппинский желоб, впадина Нансей у островов Рюкю).

Островные дуги состоят из одной или двух параллельных цепей внешней и внутренней гряд, разделенных прогибом. При этом внутренний хребет представляет собой часто вулканическую гряду, а внешний бывает лишен вулканических проявлений. Продукты вулканических извержений в дугах представлены андезитами, андезито-базальтами и более кислыми породами.

Для островных дуг характерна довольно значительная толщина земной коры, больше, чем под океанами, и нередко присутствует гранитный слой, хотя не всегда выдержанный. Таким образом, земная кора под дугами приближается по типу к материковой, но в общем является своеобразной, характерной для островных дуг.

Земная кора межостровных глубоководных котловин состоит из базальтового слоя, прикрытого мощной толщей осадков (до 3—4 *км*).

В концентрическом расположении перечисленных зон отражается последовательное формирование рассматриваемого пояса с возникновением все более молодых складчатых систем по периферии впадины Тихого океана. Самой молодой системой с этой точки зрения является система островных дуг, отделившая от дна океана впадины межостровных морей и представляющая собой геосинклинальную систему в ранней стадии развития. Камчатская система является более зрелой геосинклинальной системой. Верхоянская система превратилась в платформу в конце нижнего мела, а Катазиатская — в конце палеозоя.

В совокупности концентрически расположенных складчатых областей все более молодого возраста, указывающих на последовательное обрастание впадины Тихого океана складчатыми системами, отражается основная особенность строения и истории Тихоокеанского пояса, объясняющаяся скорее всего древностью дна впадины самого Тихого океана.

Этот вывод, однако, принимается далеко не всеми геологами и геофизиками. В. В. Белоусов (1962), В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960), Е. М. Рудич (1962), Б. А. Петрушевский (1964) и другие рассматривают систему островных дуг как образование остаточное, возникшее при расширении площади океанического дна за счет океанизации материковой коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Четыре геосинклинальных складчатых пояса Евразии достаточно, как видим, резко отличаются один от другого и обладают каждый определенными индивидуальными чертами строения и истории формирования. Они представляют собой вполне обособленные крупные элементы структуры материка Евразии такого же масштаба, как древние платформы. Поэтому каждый из них заслуживает особой характеристики и самостоятельного изучения.

До сих пор на индивидуальные черты строения отдельных поясов не обращалось достаточного внимания: возможно, это связано с тем, что долгое время своего рода тектонотипом при сравнительном изуче-

нии складчатых областей являлась Западная Европа, которая действительно была изучена лучше других областей земной поверхности. Стремились найти одинаковые черты истории и выделить повсюду каледонский, герцинский и альпийский циклы развития, установленные в Европе и считавшиеся обязательными для всех других областей.

В действительности, как мы видим, развитие разных геосинклинальных складчатых поясов шло различными путями. Двумя геосинклинальными периодами развития или, точнее, двумя циклами, характеризуются только два пояса: Средиземноморский и Тихоокеанский. В первом из них в Альпийско-Гималайской системе мы имеем полный герцинский и полный альпийский период, каждый с двумя этапами: главным синклинальным и заключительным, что четко фиксируется фактическим материалом по смене осадочных формаций, интрузий и несогласием. То же, видимо, характерно для некоторых кайнозойских систем Тихоокеанского пояса (Южно-Американских Анд, Новой Гвинеи). В других, как в кайнозойской системе азиатского сегмента Тихоокеанского пояса и в Индонезийской системе Альпийского, нижний этаж представлен полным доверхнемеловым геосинклинальным комплексом, а верхний состоит из геосинклинальных образований позднего мела, палеогена и неогена.

В других складчатых поясах нигде не встречено подобное налегание двух полных геосинклинальных этажей (с двумя комплексами: главным геосинклинальным и молассовым) одного на другой. Если в строении пояса известны каледониды и герциниды, они всегда располагаются рядом, образуя обособленные системы, а не два этажа в пределах одной складчатой области.

Древние платформы при всем их сходстве по времени образования, этапам развития и исторической роли в формировании земной коры получили в результате исследований последних лет каждая достаточно ясную индивидуальную характеристику; однако этого еще нельзя сказать про складчатые геосинклинальные пояса.

В сущности, до сих пор не было сделано даже выделения всех поясов. Многими исследователями, как упомянуто выше, выделялся Тихоокеанский пояс, а также Средиземноморский, намеченный еще Э. Огом и в последние годы вкратце охарактеризованный у нас в литературе (Хаин и Шейнманн, 1960; Шейнманн, 1958 и Хаин, 1964; Яншин, 1964 и др.). Что касается других поясов, то отдельные исследователи описывали более или менее подробно отдельные геосинклинальные области и части этих поясов, но общей характеристики их в целом еще не было дано, а тем более не было обобщающего описания. Эти пояса рисовались и многими рисуются и сейчас как безликая масса — заполнение пространства между древними платформами. Только изредка обращали внимание на их отличия. Например, Ю. М. Пущаровский (1960) отмечал все более молодой возраст складчатых областей в направлении от Атлантического океана к Тихому, подчеркнув, что этот факт, возможно, отражает какую-то важную общую закономерность истории развития земной коры; Н. А. Штрейс в одном из докладов в Геологическом институте АН СССР указал на различие трех меридиональных поясов Северного полушария: берегов Атлантики с развитием в их пределах по обеим сторонам каледонид, Урало-Сибирского с преимущественным развитием герцинид и Верхояно-Колымского с развитием мезозоид; он отметил последовательную, с запада на восток, все большую молодость этих меридиональных поясов. Он, таким образом, обратил внимание на важные индивидуальные особенности трех поясов.

В заключение следует отметить, что хотя изучение истории развития каждого из поясов — дело будущего, но несомненно уже и сейчас в ряду описанных поясов особое место занимает Тихоокеанский. Он отличается

своей асимметрией и тем, что окаймляет глубокую впадину Тихого океана. Концентрическое строение пояса позволяет предполагать, что его развитие шло путем постепенного развития складчатых систем все более молодого возраста, которые образовались все ближе к центру впадины. Такое взаимоотношение складчатых систем, окаймляющих талассократон дна Тихого океана, свидетельствует в пользу первичного, весьма древнего происхождения земной коры дна этого океана и образования складчатых систем по его периферии за счет отчленения и преобразования краевых частей талассократона.

Таким образом, геосинклинальный пояс, окружающий Тихий океан, является единственным в своем роде и развивающимся с древних времен в сторону последовательного включения в состав складчатых систем периферии дна океана.

Средиземноморский пояс явно представляет собой ответвление Тихоокеанского и тесно соприкасается с ним в области Индонезийского архипелага. Возможно, что такими же ответвлениями, внедренными в пространство между древними платформами, в конечном счете, являются и другие пояса.

Литература

Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.

Архангельская А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3-4, 1937.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.

Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосиклинальной области. Докл. сов. геол. XXII сессии Межд. геол. конгресса. Пробл. 11, Изд-во «Недра», 1964.

Белов А. А., Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 159, № 1, 1964.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.

Богданов А. А. Каледонские складчатые сооружения. Введение, Тектоника Европы. Объяснит. зап. к Межд. тект. карте Европы. Изд-во «Наука», 1964.

Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники платформ на примере Восточно-Европейской платформы. Сов. геология, № 9, 1964.

Брук Х. и др. Геология Нидерландов. Перев. с голландского. Изд-во иностр. лит. М., 1959.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол., ин-та АН Груз.ССР, т. 10, 1957.

Гарецкий Р. Г. Тектоника Туранской плиты. Докл. сов. геол. XXII сессии Межд. геол. конгресса. Пробл. 4, Изд-во «Наука», 1964.

Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. Геотектоника, № 1, 1965.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд-во АН СССР, 1960.

Даннинг Ф. У. Британские острова. Тектоника Европы. Объяснит. зап. к Межд. тект. карте Европы. Изд-во «Наука», 1964.

Дикенштейн Г. Е., Габриэлянц Г. А., Калугин П. И., Кравченко Н. Е., Мащрыков К. Е., Семенова В. В. и Смирнов Л. Н. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. Докл. сов. геол. XXII сессии Межд. геол. конгресса. Пробл. 4. Изд-во «Наука», 1964.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. Докл. сов. геол. XXII сессии Межд. геол. конгреса. Пробл. 4, Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», 1964.

Кельбель Г. Структура фундамента северо-восточной части ГДР в свете строения обрамляющих областей. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1964.

Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Докл. сов. геол. XXII сессии Межд геол. конгресса. Сб. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.

Мишо П., Фурмарье П. Бельгия. Тектоника Европы, Объяснит. зап. к Междунар. тект. карте Европы. Изд-во «Наука», 1964.
Муратов М. В. Основные этапы тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2. 1962.
Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1961.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. ГИН, вып. 79. Изд-во АН СССР, 1963.
Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Институт физики Земли АН СССР. Изд-во «Наука», 1964.
Потапов И. И. Схема классификации тектонических форм. Сов. геология, № 8, 1960.
Пущаровский Ю. М. Опыт структурного районирования Тихоокеанского тектонического кольца. Докл. сов. геол. XXII сессии Межд. геол. конгресса. Пробл. 11. Гималайский и альпийский орогенез. Изд-во «Недра», 1964.
Пущаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 9, 1960.
Пущаровский Ю. М. Пути тектонического районирования кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. Тр. Геол. ин-та, вып. 113, Изд-во «Наука», 1964.
Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. Изв. АН СССР, 1962.
Ферсман А. Е. Геохимические проблемы СССР. Изд-во АН СССР, 1931.
Хаин В. Е. и Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. Сов. геология, № 11, 1960.
Хаин В. Е. Общая геотектоника, 1964.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.
Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946.
Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатой структуры Азии. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. № 8, 1958.
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. ВНИИ, вып. 49, Магадан, 1959.
Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской ситемы дислокаций. Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. Изд-во «Наука», 1964.
Штилле Г. Введение в строение Америки. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер ЮВ обрамления Русской платформы. Сборник памяти А. Д. Арханглеьского, Изд-во АН СССР, 1951.
Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. Докл. сов. геол. XXII сессии Межд. геол. конгресса. Изд-во АН СССР, 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
1 июня 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г.

УДК 551.244

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА[1]

В статье дается определение понятия Тихоокеанского тектонического пояса, устанавливаются его границы и описываются составляющие пояс тектонические зоны. Выясняется, что основная сущность тектонического процесса в обрамлении Тихого океана на протяжении неогея состоит в том, что здесь (в условиях большой подвижности) происходит наращивание складчатыми зонами континентальных блоков земной коры на фоне отступания геосинклинальных систем в сторону ложа Тихого океана.

Тихоокеанский тектонический пояс земной коры, если рассматривать его в целом, со структурной точки зрения еще не описан. Однако существует уже значительное количество высказываний относительно тех или иных общих особенностей этого пояса.

В отечественной литературе развитие общих идей о тектонике Тихоокеанского пояса связано прежде всего с именем Н. С. Шатского. Его взгляды изложены в объяснительной записке к тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000 (1957) и в работе о связи складчатостей разного возраста с эндогенной металлогенией (1960). Среди других работ, в которых затрагиваются «циркум-тихоокеанские» тектонические проблемы, можно назвать работы М. В. Муратова (1957), Н. П. Хераскова (1963), Е. А. Радкевич (1963), Б. А. Петрушевского (1964), П. Н. Кропоткина, К. А. Шахварстовой и Н. А. Федорова (1964), Г. Б. Удинцева (1964), О. Л. Эйнора (1964), а также автора (1961, 1964).

Из зарубежных авторов в первую очередь здесь следует упомянуть Г. Штилле, который в целом ряде работ, опубликованных в 50-х годах (Штилле, 1964), широко касался соответствующих вопросов. Тектонические проблемы Тихоокеанского пояса, имеющие общий характер, излагались также сравнительно недавно американскими геологами (Eardley, 1953; Weeks, 1959; Benioff, 1957; Kraus, 1959) и другими исследователями.

Свою задачу сейчас автор видит в том, чтобы дать хотя бы краткое описание строения Тихоокеанского тектонического пояса в надежде, что оно приведет к большей ясности и определенности в некоторых тектонических представлениях и закономерностях.

В известной мере, в этой статье автор подводит итоги тем исследованиям, которые велись им и группой его сотрудников в Геологическом институте АН СССР в течение ряда лет. Это были исследования регионально-тектонического характера с использованием сравнительно-тектонического метода, результаты которых, по ходу их выполнения, публиковались в различных изданиях. Из этих изданий прежде всего следует назвать три сборника Трудов Геологического института АН СССР: «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца» (1963),

[1] Расширенный текст доклада, прочитанного на Хабаровской сессии Отделения наук о земле АН СССР 15.IX 1965 г.

«Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана» (1964) и «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса» (1965).

ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Существование Тихоокеанского тектонического пояса земной коры не оспаривается никем из геологов. Он располагается по периферии впадины Тихого океана, окружая ее кольцом. Гигантская протяженность Тихоокеанского тектонического пояса и его кольцевая форма определяют уникальность данной структурной области на земном шаре. По значению в структуре земной коры с ним сопоставим только Евразиатский срединный тектонический пояс, разделяющий северный и южный ряды древних платформ. Этот пояс протягивается из Западной Европы в Восточную Азию на расстояние свыше 13 000 *км* и включает различные доальпийские и альпийские складчатые сооружения, простирающиеся в общем соответствии с простиранием пояса. Тихоокеанский пояс также включает разновозрастные структурные зоны, но тектоническое положение его существенно иное. С внешней стороны, подобно Евразиатскому срединному поясу, он окаймляет древние платформы пяти континентов, но с внутренней стороны примыкает к ложу Тихого океана (рис. 1). Древними платформами, окружающими Тихоокеанский тектонический пояс, являются: Сибирская, Северо-Китайская, Южно-Китайская, Австралийская, Антарктическая, Южно-Американская, Северо-Американская и Гиперборейская. В промежутках между древними платформами границы Тихоокеанского тектонического пояса менее определенны (например, в Восточной или Юго-Восточной Азии). В таких районах в пределы пояса следует включать те структурные образования, которые тектонически близки сопредельным по простиранию зонам Тихоокеанского пояса, примыкающим к платформам. Иногда, как например в случае Индонезии или Антильской дуги, при этом возникают дискуссии.

От океанического ложа Тихоокеанский тектонический пояс обычно отграничен очень резко — глубочайшими океаническими желобами.

Входящие в этот тектонический пояс структурные зоны ориентированы соответственно простиранию тех или иных его крупных частей. В этом смысле структурная картина аналогична Евразиатскому поясу и, как и там, она подчеркивает общее единство тектонического пояса.

Итак, Тихоокеанским тектоническим поясом следует называть комплекс структурных образований земной коры, заключенных в гигантском кольце, лежащем между океаническим ложем, с одной стороны, и древними платформами прилежащих к Тихому океану континентов, с другой.

Определив понятие и границы Тихоокеанского тектонического пояса, мы можем его измерить. Протяженность пояса по внешней окружности (с изгибами) составляет около 56 000 *км*, а по внутренней — около 47 000 *км*. Как можно видеть, получаются величины, сопоставимые с длиной планетарной системы срединно-океанических хребтов, которую Хизен (Heezen, 1960) определил в 40 000 миль[1]. Ширина пояса изменчива; в наиболее узких его частях (например в некоторых районах Южной Америки) она составляет около 600 *км*, а в наиболее широких (Юго-восточная Азия, Восточная Австралия — Меланезия), около 3000—5000 *км*. Отметим, что ширина Евразиатского пояса, например, между Сибирской и Индийской платформами порядка 3000 *км*.

Далее мы можем констатировать, что Тихоокеанский тектонический пояс включает как зоны с континентальным типом земной коры (окраинные части континентов), так и ту зону, которую называют обычно зоной перехода от континентов к океану. В этой связи нужно

[1] Вероятно, имеются в виду морские мили (1,85 *км*).

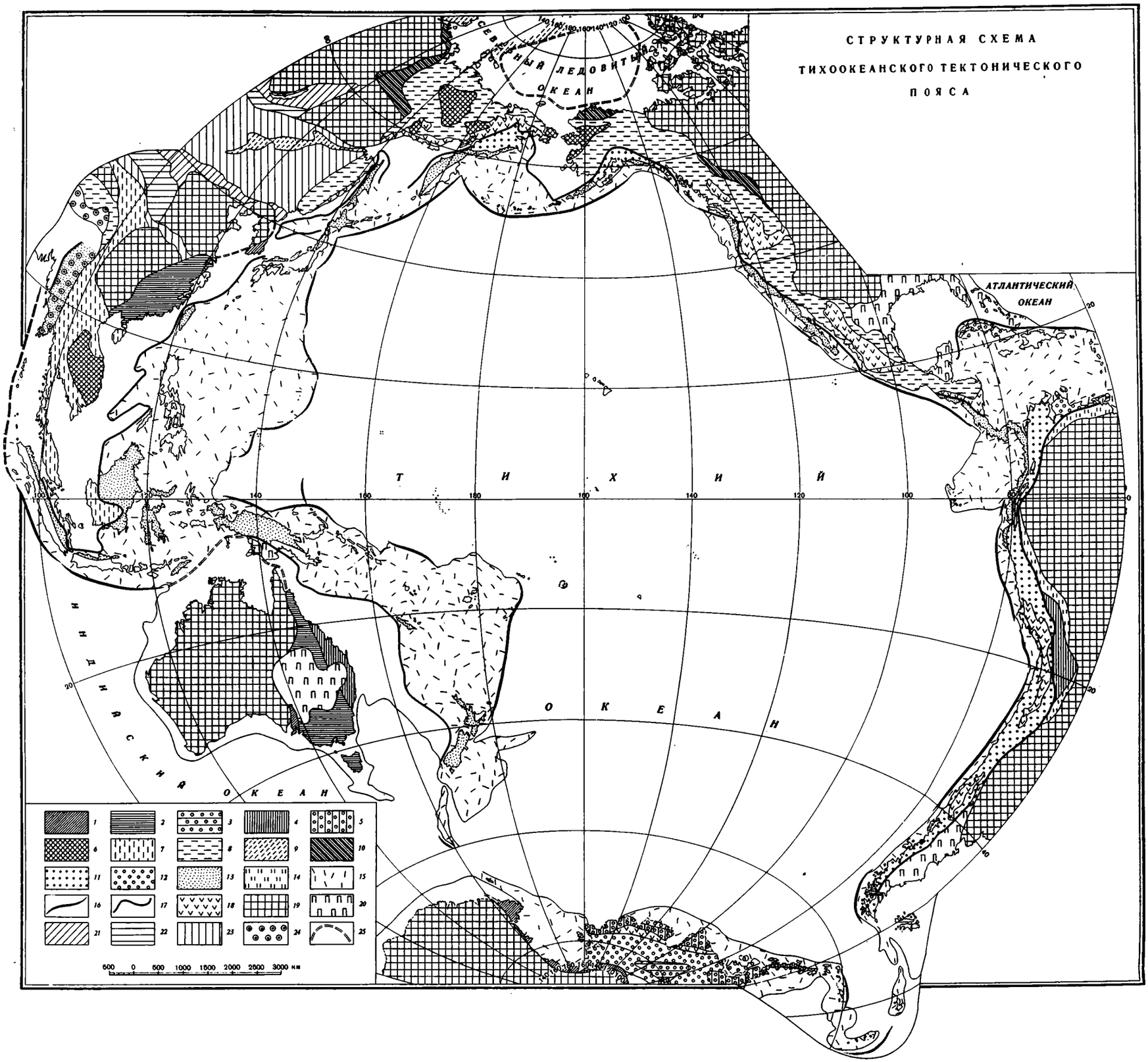


Рис. 1. Структурная схема Тихоокеанского тектонического пояса. Тихоокеанский тектонический пояс. Домезозойские складчатые области: 1 — байкалиды; 2 — каледониды; 3 — выступ каледонских структур внутри Антарктических альпид; 4 — герциниды; 5 — выступы герцинских структур внутри Антарктических альпид. Мезозоиды: 6 — внутренние массивы в них: 7 — ранние мезозоиды (индосиниды); 8 — складчатые области, образовавшиеся в позднем мезозое; 9 — боковые зоны затухания мезозоид; 10 — краевые прогибы мезозоид. Кайнозойский тектонический пояс; тыловые складчатые зоны: 11 — раннеальпийские (зоны краевых поднятий), 12 — альпийские, 13 — поздненеогеновые; 14 — кайнозойские краевые прогибы; 15 — современные геосинклинальные площади (преимущественно) и подводные продолжения тыловых зон; 16 — краевые геосинклинальные желоба; 17 — внешняя граница кайнозойского тектонического пояса. 18 — вулканические пояса и области в континентальной части Тихоокеанского пояса, мезозойские и кайнозойские

Структурные образования, прилежащие к Тихоокеанскому тектоническому поясу.

19 — древние платформы (дорифейские); 20 — эпипалеозойские плиты (показаны не везде); 21 — байкалиды; 22 — каледониды; 23 — герциниды; 24 — альпиды; 25 — границы древних платформ под уровнем моря.

сказать, что предпринимаемые геофизиками попытки проведения внешних границ Тихоокеанского тектонического пояса, основанные на резком изменении глубинного строения земной коры вкрест его простирания, не могут привести к тем представлениям, которые дают структурный и историко-тектонический анализ. Подобные геофизические границы имеют большой тектонический интерес, но они помогают лишь в разработке вопросов, связанных с внутренним строением Тихоокеанского пояса; они важны также для понимания существа тектонических превращений, имевших здесь место.

Наконец, в третьих, из указанного выше понимания Тихоокеанского пояса, следует, что он характеризуется распространением складчатых зон широкого возрастного диапазона. Здесь имеются складчатые сооружения байкальского, каледонского, герцинского, мезозойского и кайнозойского возрастов, а также распространены современные геосинклинальные системы. Сразу же заметим, что по занимаемой площади в пределах пояса указанные разновозрастные тектонические образования существенно неравноценны. Кроме того, все докайнозойские тектонические зоны, а отчасти и кайнозойские распространены по простиранию пояса крайне неравномерно. Краткую тектоническую характеристику всех этих зон мы и имеем в виду дать в трех последующих разделах текста (домезозойские складчатые зоны, мезозоиды и Тихоокеанский пояс кайнозойских структурных образований). Метод структурного анализа, основанный на разделении земной коры на зоны разного возраста складчатости, прошел уже длительную проверку практикой и есть все основания приложить его к анализу строения Тихоокеанского тектонического пояса.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ

Они присутствуют в восточной половине Австралии, в Антарктиде, в Южной Америке (восточная часть Центральных Анд) и в Юго-Восточной Азии (Катазия) [1].

В Восточной Австралии распространены байкальская, каледонская и герцинская складчатые зоны. Этот перечень приведен в только что опубликованной статье В. Н. Соболевской (1965). Приводимые ниже сведения сообщены мне Н. А. Богдановым, недавно вернувшимся из Австралии, где он работал в течение года.

Байкальская складчатая зона прослеживается на юге Восточной Австралии, где она обрамляет с востока Австралийскую древнюю платформу. Эта зона отвечает геосинклинали Аделаида, впервые выделенной Спригом в 1952 г., которая развивалась, по его пониманию, в верхнем докембрии и нижнем кембрии. Видимая протяженность зоны около 600 *км*. Южное ее продолжение срезано берегом моря, а северное скрыто под мезозойским чехлом Большого Артезианского бассейна. Ширина зоны также значительная — 500—600 *км*.

Во внутренней части австралийских байкалид располагается массив Брокен-Хилл, сложенный кристаллическими породами, возраст которых датируется 1600 млн. лет. Этот массив окружен мощнейшими (порядка 15 *км*) обломочными образованиями позднего докембрия и нижнего кембрия, претерпевшими сильную складчатость. Нижнюю их часть слагают, в основном, аркозовые песчаники (4000 *м*), среднюю — ледниковые и постледниковые образования (6000 *м*); далее залегают красноцветные континентальные породы (2000 *м*); наконец, вверху развиты нижнекембрийские песчаники (400 *м*), сменяющиеся известняками (300 *м*). Метаморфизм пород не сильный. Хотя формационный анализ этого разреза — задача будущего, в наличии здесь рифейского миогеосинклинального комплекса сомневаться не приходится.

[1] Домезозойские складчатые образования выступают и в других областях Тихоокеанского пояса (во внутренних массивах, в ядрах антиклинориев), но они не образуют там самостоятельных складчатых зон.

Основную часть восточной Австралии занимает позднекаледонская складчатая система. Она простирается от о-ва Тасмания на юге до восточной части п-ова Йорк на севере, через весь материк, будучи местами, так же как и байкалиды, скрыта под мезозойским чехлом. В северной половине материка каледонская складчатая система, срезая байкалиды, примыкает непосредственно к древней платформе.

Складчатые структуры каледонид сложены образованиями кембрия, ордовика, силура, нижнего и отчасти среднего девона[1]. Для кембрия характерно развитие спилитовой формации. Начиная с ордовика, выделяется два типа развития: миогеосинкалинальный на западе и эвгеосинклинальный на востоке. Первому из них свойственно развитие сланцевых и песчаниковых серий с малым количеством известняков. Для второго типа характерно широкое распространение основных эффузивов. Мощность палеозойских пород, по-видимому, достигает 18 *км*.

Геосинклинальные комплексы несогласно перекрыты красноцветными континентальными образованиями верхнего девона — нижнего карбона, местами содержащими риолиты. Эти породы выполняют структуры орогенного яруса складчатой зоны.

Каледониды характеризуются мощным развитием гранитоидного магматизма. Выделяются два основных этапа внедрения гранитоидов: нижне-среднесилурийский (370—380 млн. лет) и предверхнедевонский (300 млн. лет).

Герцинская складчатая система занимает восточную часть материка. Значительная ее площадь скрыта ныне под водами прилегающих морей. Окаймляя каледониды, герцинская складчатая система на севере срезает их, так что на юге Новой Гвинеи (под кайнозойским платформенным чехлом) она непосредственно примыкает к Австралийской древней платформе.

В герцинидах также выделяются две зоны: миогеосинклинальная (западная) и эвгеосинклинальная (восточная). Миогеосинклинальная зона развита в виде узкой полосы. Ее слагают аспидные сланцы и флишоидные терригенные серии, которым подчинены туфы, известняки и эффузивы девона, нижнего и среднего карбона, суммарной мощностью около 12 *км*. Породы собраны в линейные складки.

Эвгеосинклинальная зона занимает бо́льшую часть площади герцинид. В ее строении участвуют черные филлиты, граувакки, кремнистые сланцы и яшмы; есть прослои и пачки спилитовых лав. Это также очень мощный комплекс, характеризующийся сложнейшей складчатостью. Возраст его определяется как силур — нижняя пермь (включительно).

Герциниды прорваны крупными интрузивами гранитоидов нижнепермского возраста.

Такова тектоническая зональность складчатых сооружений в Восточной Австралии. Нужно сказать, что проявлена она здесь так, как нигде больше в пределах Тихоокеанского тектонического пояса.

В Антарктиде в настоящее время известна система байкалид[2] (Климов и др., 1964; Воронов, 1964; Harrington, 1965), которая окаймляет со стороны Тихого океана древнюю платформу. Эта система определенно прослеживается на 2250 *км*, но очень вероятно, что протяженность ее вдвое больше. Главной характерной особенностью байкальской складчатой системы Антарктиды является наличие в ней многокилометровых по мощности миогеосинклинальных складчатых комплексов верхнего докембрия и, возможно, низов кембрия. Среди них широко развиты толщи граувакк и аргиллитов, причем последние превращены в

[1] Здесь нужно сказать, что это лишний пример того, как могут «скользить» во времени границы складчатостей того или иного возраста (Яншин, 1965). В данном случае граница каледонской складчатости поднимается очень высоко по стратиграфической шкале.

[2] Некоторые авторы рассматривают эту складчатую зону как ранние каледониды.

филлиты и сланцы (альбит-эпидот-роговообманковые и др.). Над подобными образованиями южнее пролива Мак-Мердо, выделяется комплекс серых, черных и кремовых известняков (3500 *м*) с линзами конгломератов и с прослоями песчаников и сланцев. В известняках содержатся археоциаты. Фациально (?) в смежных районах этот комплекс замещается столь же мощным комплексом известняковых конгломератов, гравелитов и песчаников с волноприбойными знаками и косой слоистостью. В подчиненном количестве комплекс содержит вулканические породы риолитового или трахитового состава. Похоже, что упомянутые породы отвечают орогенному этапу развития антарктических байкалид.

В описываемых байкалидах распространены интрузивы гранитоидов.

В отдельных областях, например южнее пролива Мак-Мердо, имеются породы более древние, чем все упомянутые выше. Они представлены амфиболитовыми сланцами, мраморами и гнейсами высокой степени метаморфизма. Это выступы складчатого основания байкалид.

К складчатой системе байкалид в Антарктиде примыкает широкая складчатая зона, которую обычно трактуют как альпийскую. Однако в ней есть очень значительные по площади поднятия, сложенные палеозойскими породами (Harrington, 1965). В этом отношении характерно поднятие гор Эллсворт. Оно сложено складчатым комплексом пород мощностью в 6100 *м*, представленным кварцитами, конгломератами, (возможно тиллитовыми) и пелитами с очень большой ролью в низах разреза карбонатных пород. Наиболее молодые породы этого комплекса не древнее, чем средний палеозой, хотя основная часть разреза является нижним палеозоем. Это показывает, что геосинклиналь здесь развивалась по крайней мере в течение каледонского тектонического цикла.

Еще далее от древней платформы Антарктиды в сторону Тихого океана, в огромном Антарктандийском антиклинории и, возможно, в антиклинории Юзэрп, развиты уже и герцинские геосинклинальные формации.

Общая картина развития докайнозойских складчатых зон в Антарктиде, в смысле их пространственного расположения получается, таким образом, весьма закономерной.

О строении Анд автор имел уже возможность опубликовать свои соображения (Пущаровский, 1964). В данном случае подчеркнем лишь одно обстоятельство, что Андийская геосинклинальная система последнего тектонического цикла развития оказалась вложенной в систему герцинских складчатых сооружений, однако восточная краевая зона этой последней в средней части континента — блок Пуна и частично субандийские горные цепи — не была захвачена послегерцинским геосинклинальным процессом, оказавшись уже с конца палеозоя спаянной с Южно-Американской древней платформой.

Совершенно к таким же выводам приводит и описание тектонического строения Анд, опубликованное В. В. Белоусовым (1963).

Наконец, мы должны обратиться к Катазии. Эта область претерпела самые различные толкования ее структуры. В настоящее время наиболее убедительной представляется трактовка ее как каледонского складчатого сооружения. Тектонические структуры катазиатских каледонид простираются в северо-восточном направлении, в соответствии с краем Южно-Китайской платформы. В крупном Катазиатском антиклинории имеются выходы пород основания каледонид. Это гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и др. породы, вероятно дорифейского возраста. В строении собственно геосинклинального комплекса принимают участие песчаные и сланцевые толщи, а также кремнистые и зеленокаменные породы. Метаморфизм пород, особенно в южных районах, довольно значительный. В ряде районов разрез носит флишоидный характер. В геосинклинальном комплексе выделяются рифейские, кембрийские, ордовикские и силурийские образования. Мощность их очень велика (в синклинорных зонах порядка 7—8 *км*).

Катазиатские каледониды вмещают многочисленные интрузивы гранитоидов додевонского возраста. На значительных площадях каледониды перекрыты чехлом средне- и верхнепалеозойских, а местами и мезозойских пород. В восточной части Катазии на каледониды накладывается мезозойский вулканогенный пояс. Далее на восток, отделяясь Тайваньским проливом, лежит уже кайнозойская Тайваньская складчатая зона, где наиболее древними являются сильно метаморфизованные верхнепалеозойские породы. В данном случае, следовательно, с древней платформой оказалась спаянной каледонская складчатая зона.

В сущности говоря, во всех указанных четырех случаях наблюдаются принципиально те же соотношения складчатых зон и древних платформ, что и в Евразиатском поясе. Австралийская платформа обрастает складчатостями подобно тому, как это имеет место на юге Сибирской платформы, где отчетливо видна тектоническая зональность от байкалид к герцинидам. Положение Катазии и зоны Пуны в Андах напоминает соотношение, например, герцинид Сахарского Атласа и Африканской платформы.

Иными словами, повсюду, где это известно, в палеозое происходило обычное приращение складчатых систем к древним платформам и соответственно для домезозойских эпох складчатостей в Тихоокеанском поясе не приходится говорить о какой-то специфике в этом отношении. Специфику же составляет то, что соответствующие складчатые зоны имеют крайне ограниченное распространение. Ниже будет показано, что в Северном полушарии это связано с тремя основными причинами: продолжением развития палеозойских геосинклиналей в мезозойское время, развитием структур типа подвижных платформ и наконец (в отдельных местах) переработкой палеозойских складчатых структур кайнозойскими геосинклинальными процессами. В Южном полушарии основной причиной является регенерация на площади герцинид геосинклинальных процессов в мезозое и кайнозое.

Интересен вопрос: насколько далеко простирались палеозойские геосинклинали в сторону ложа Тихого океана? Ясно, что если бы этот вопрос был решен, мы смогли бы ближе подойти и к вопросу о времени образования океана и к стадиям его развития. Однако фактических данных на этот счет крайне мало. Наиболее близкие к ложу океана палеозойские комплексы имеются в Японии (Богданов, 1965), на Новой Гвинее, в Новой Зеландии и в Южных Андах. Предполагаются они на островах Атту и Агатту Алеутской дуги, в Южно-Синдвичевой островной дуге (Скотиа) и на Филиппинах.

Может быть, наибольший интерес в данном случае представляет Южно-Сандвичева островная дуга. Здесь на о-ве Южная Георгия выступают метаморфические сланцы, возраст которых считается докембрийским, несогласно перекрытые мощными метаморфизованными породами кварцевого состава, относящимися, по-видимому, к верхнему палеозою (карбон). Выше них лежат вулканогенно-осадочные породы уже с аммонитами и остатками других организмов верхнего апта (вероятно, с несогласием в основании). То, что остров окружен структурами с океаническим, или близким к нему типом земной коры, делает его подходящим объектом для того, чтобы усматривать вероятность былого продолжения палеозойских геосинклинальных структур в пределы каких-то частей современного океанического ложа.

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Складчатые области мезозойского возраста распространены на земном шаре только в Тихоокеанском тектоническом поясе и приурочены лишь к той его части, которая лежит в Северном полушарии (Пущаровский, 1961). Таких областей насчитывается четыре: Верхояно-Чукотская, Аляскинско-Невадийская, Сихотэ-Алиньская и Индокитайская. Первые

две области примыкают к древним платформам, соответственно к Сибирской и Северо-Американской, и характеризуются одинаковым временем прекращения геосинклинальных процессов: верхняя юра — нижний мел. Сихотэ-Алиньская область примыкает к тектоническим структурам Евразиатского широтного складчатого пояса. Антиклинорные участки в ней вступили в орогенную стадию развития в начале нижнего мела, однако в синклинорных зонах этот этап наступил лишь в начале сенона. Индокитайские мезозоиды, по крайней мере Северо-Вьетнамская складчатая зона, характеризуются весьма ранним временем прекращения геосинклинального осадконакопления — конец карнийского века верхнего триаса. Это ранние мезозоиды.

Первые три области образуют почти сплошной пояс; Индокитайская область от них пространственно сильно удалена и находится в ином структурном положении. Она, по существу, представляет собой ответвление Тихоокеанского пояса в глубь материка, где мезозойский геосинклинальный процесс проявился в редуцированном виде (в том смысле, что закончился раньше).

Области мезозойской складчатости по типу развития неоднородны. В качестве двух крайних типов выделяются невадийский и колымский (Пущаровский, 1963). Первый из них характеризуется исключительно мощным развитием подводных вулканогенных толщ, преимущественно основного состава, обычно претерпевших зеленокаменное изменение, а также обломочных и кремнистых толщ. Они накапливались в течение чрезвычайно длительного времени в геосинклинальном поясе, в сущности, «сквозного» развития, т. е. проходящем без особых изменений через ряд тектонических циклов. Так, например, в хребте Сьерра-Невады, являющемся тектонотипом в этом смысле, соответствующий комплекс формировался от кембрия и почти до конца юры, а мощность его здесь свыше 15 *км*. Место распространения такого характера мезозоид — та их полоса, которая обращена в сторону ложа океана. Из Северной Америки, через Аляску, эта полоса уходит в зону развития азиатских островных гряд, где проследить ее сейчас трудно. Едва ли можно сомневаться, что эта часть мезозоид Северной Америки представляет собой геосинклинальную зону, заложившуюся на первичной океанической коре. И казалось бы, что, поскольку характер богатых основными эффузивами геологических формаций, в основном, остается однотипным, то и кора практически не изменялась. Но этот вопрос более сложен. Во-первых, мощность зеленокаменных комплексов, как отмечалось, достигает здесь очень больших величин, что уже само по себе указывает на изменение строения коры. Отсюда, между прочим, следует насколько осторожно нужно подходить к проблеме времени образования каких-либо тектонических структур в приокеанических областях и их генезиса на основании только присутствия в них основных эффузивов. Во-вторых, при более детальном формационном анализе выясняются некоторые отличия толщ. Отдельные из них, особенно в верхних частях, содержат заметное количество вулканогенных пород кислого состава.

Весьма интересно, что следом за формированием зеленокаменных комплексов, в данной зоне произошло гигантское по масштабам внедрение гранитоидных интрузивов. Откуда же взялась такая масса гранитной магмы? Из коры того типа, который существовал в эпоху образования зеленокаменных комплексов, ее вывести трудно. Нужно допустить либо коренную перестройку коры в течение очень короткого времени, либо подток гранитоидной магмы из внутренних частей континента. В связи с линейностью гранитоидного пояса второе предположение кажется более вероятным.

Еще один вывод можно сделать из анализа мезозоид Северной Америки. Он состоит в том, что до верхнеюрского времени западный край континента не обрастал складчатыми зонами.

Для колымского типа развития мезозоид, наоборот, характерно образование не вулканогенных, а мощнейших терригенных толщ, которым Н. П. Херасков дал название верхоянского комплекса. В отличие от невадийского комплекса, верхоянский геосинклинальный комплекс является новообразованием. Время его формирования: верхний палеозой — средняя (местами верхняя) юра. Он образовывался в прогибах, которые возникли частично на продолжении Сибирской платформы, а частично на структурах типа подвижной платформы (в понимании автора, 1960)[1], обладавших континентальным типом строения земной коры.

Что касается областей Сихотэ-Алиня и Индокитайской, то они по типу развития располагаются между двумя указанными крайними типами. Эти области характеризуются наличием мощных вулканогенно-осадочных, осадочных и вулканогенных формаций. Тектонические рубежи между отдельными циклами в этих областях затушеваны, чем они приближаются к типу геосинклиналей «сквозного развития». При исследованиях в Северо-Вьетнамской складчатой системе автор установил, что геосинклинальные и геоантиклинальные зоны мезозойского цикла развивались в ней унаследованно от соответствующих структур герцинского геосинклинального этапа (1965).

Можно видеть, что мезозойский геосинклинальный процесс, проявившийся в Северном полушарии Тихоокеанского пояса, достиг исключительного масштаба, при этом в северо-восточной Азии этим процессом была переработана часть Сибирской платформы.

Большая напряженность геосинклинального процесса данного цикла проявляется и в наличии ряда тектонических апофиз мезозоид (зон затухания), далеко вдающихся во внутренние части континента (имеются в виду Южный Таймыр или Монголо-Охотский пояс). По-видимому, аналогичной зоной был и хребет Ломоносова в Ледовитом океане. В ряде больших по площади районов Восточной и Юго-Восточной Азии, в том числе платформенных (Китай, отчасти Северный Вьетнам), вне геосинклинальных зон сформировались в конце мезозойского цикла линейные складки, сводовые структуры и многочисленные впадины.

Если иметь в виду Азию, то здесь тектоническая история мезозоид начинается с верхнепалеозойского времени, т. е. с того времени, когда в других областях материка происходило становление герцинских складчатых областей. Из этого видно, сколь напряженными были тектонические процессы на Евразиатском континенте в верхнем палеозое, причем направленность их на востоке Азии и в других частях континента была противоположной. Тем самым выявляется еще одна существенная специфическая особенность Тихоокеанского тектонического пояса, хотя она относится и не ко всей его площади.

Возникает вопрос: почему же мезозойские складчатые зоны локализовались только в северной половине Тихоокеанского пояса. По этому поводу можно высказать лишь самое общее предположение, что вообще северный Тихоокеанский блок земной коры, опоясываемый мезозоидами, развивался иначе, чем южный. Создается впечатление о медленном накоплении в этом блоке той тектонической энергии, которая обусловливает тектонические циклы, а тем самым и о большой древности значительных пространств этой части океана. Словом, к объяснению рассматриваемого явления можно подойти с позиций признания глубового строения земной коры и длительного дифференцированного развития составляющих ее блоков[2].

---

[1] См. Тектоника СССР, т. V. Изд-во АН СССР, 1960.

[2] Это не исключает наличия отдельных относительно небольших районов в Азии, особенно в северо-восточной ее части (район Корякского Нагорья и сопряженные с ним части мезозоид), где локально, по-видимому, формировались герцинские складчатые сооружения завершенного типа (Тильман, 1962).

ТИХООКЕАНСКИЙ КАЙНОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Если исключить из Тихоокеанского тектонического пояса палеозойские складчатые образования и мезозоиды, то тогда он будет адекватен Тихоокеанскому кайнозойскому тектоническому поясу. Отсюда можно представить себе, как велики размеры этого последнего. На его долю приходится по крайней мере $^4/_5$ той площади Земли, которую мы здесь рассматриваем.

Реальность существования кайнозойского тектонического пояса по периферии Тихого океана доказывается кольцевым распространением складчатых зон кайнозойского возраста, таким же распространением глубоководных желобов, повсеместным проявлением позднекайнозойских тектонических движений больших амплитуд, огромным кольцевым поясом зон молодого вулканизма, наконец, сейсмическом кольцом (рис. 2), окружающим Тихий океан.

Вопрос сводится к тому, каково внутреннее строение кайнозойского тектонического пояса и в чем состоят закономерности его структурного развития. Внутреннее строение пояса существенно неоднородно. Это можно видеть просто из перечня основных секторов, на которые пояс распадается. Подобными естественными секторами являются следующие: Азиатско-Аляскинский, Калифорнийский, Андийско-Антарктический и Новогвинейско-Новозеландский. Первый из них может быть подразделен на северную часть и южную с разграничением к югу от Японии. Район северной Суматры и Бирмы следует рассматривать как связующее звено Тихоокеанского тектонического кайнозойского пояса и Альпийского пояса Евразии.

Все названные секторы разнятся (если говорить о структурных признаках) по тому, какую роль в них играют позднекайнозойские складчатые зоны, по степени развития в них более древних структурных образований, по тому, какое место в их строении занимают островные и подводные гряды, глубоководные желоба, а также глубоководные впадины с субокеаническим типом строения земной коры, существующие в ряде окраинных морей.

Если говорить о позднекайнозойских складчатых зонах, то самым характерным для них является наличие неогеновых геосинклинальных прогибов, обычно линейных и заполненных мощнейшими (многокилометровыми) чаще всего нацело терригенными формациями. Среди формаций, обычно прибрежно-морских, могут присутствовать и угленосные. Складчатость в таких прогибах произошла совсем недавно, причем возможно, что в ряде случаев она продолжается и сейчас. Очень велико геолого-экономическое значение указанных структур, поскольку по всему кайнозойскому тектоническому кольцу с ними связаны нефтяные месторождения. Позднекайнозойские складчатые зоны, естественно, располагаются в приматериковой части описываемого тектонического пояса. Особенно широко они распространены в южной части Азиатско-Аляскинского сектора и на Новой Гвинее. На территории СССР такие зоны имеют место на юго-востоке Корякского нагорья, на Камчатке и на Сахалине.

Заметим, что в Средиземноморском альпийском поясе геосинклинальных структур, начиная с неогена, почти уже не существовало [1].

По степени развития более древних складчатых образований резко обособляется от других секторов Андийско-Антарктический. Такие образования прежде всего занимают значительную часть Анд, где формирование геосинклинальных комплексов закончилось к началу кайнозоя. В последнее время все больше и больше накапливается доказательств, что Анды представляют собой результат регенерации геосинклинального

---

[1] В данном случае мы не принимаем во внимание глубокие котловины внутренних морей, структурная природа которых еще не ясна.

режима в поясе герцинид, происшедшей в конце триасового периода или в начале юры.

Со временем начала становления складчатой области Анд (конец мела — начало палеогена) совпадает проявление мощных тектонических движений в более северных областях Тихоокеанского пояса. Соответствующие структурные формы известны на западе Северной Америки и существуют на юге Аляски. Сравнительно недавно определилось, что и бóльшая северо-западная часть Корякского нагорья начала формироваться как складчатая зона в то же время. Многие факты указывают на проявление соответствующих движений и в других районах Тихоокеанского пояса. Факт локализации таких движений одновременно на западе Северной Америки, на востоке Азии и в Андах является одним из аргументов против гипотезы дрейфа континентов (по крайней мере начиная с кайнозоя).

Анды представляют собой регион наиболее яркого проявления движений указанного времени на земном шаре. Как и в случае мезозоид, в этом можно видеть отражение дифференцированного тектонического развития крупных блоков земной коры.

История развития Антарктической кайнозойской складчатой области представляет собой еще большую проблему, так как очень крупные ее площади покрыты льдом. Юрские, меловые и кайнозойские образования, по которым только и можно судить об альпийском тектоническом цикле, in situ есть лишь на Антарктическом п-ове (Земля Грейама), однако более 80% его территории занято гранитоидными интрузивами типа андийских. Как и на юге Чили, возраст этих интрузивов по K — Ar-методу определяется верхнемеловым — нижнетретичным (75±8 млн. лет на Антарктическом п-ове и 77±5 млн. лет в Чили (Halpern, 1962)).

На восточной стороне Антарктического п-ова имеется следующий разрез мезо-кайнозойских отложений (Harrington, 1965). Вероятно, с несогласием на палеозойских образованиях залегают грубые базальные конгломераты с флорой, перекрывающиеся сланцами, также содержащими растительные остатки. Выше сланцев лежат кислые туфы и риолиты. Возраст всей этой толщи пород среднеюрский; мощность ее 500 *м*. Далее выделяется толща 2400 *м* мощностью кислых эффузивов, преимущественно туффитов, содержащих местами угли, но в других районах с фауной белемнитов [1]. Ее относят к средней-верхней юре. Несогласно выше лежит толща морского верхнего мела, представленная тонкозернистыми глауконитовыми песчаниками, местами конкреционными; мощность 500 *м*. Далее несогласно залегают слои верхнего олигоцена (?) — нижнего миоцена: туффиты и прибрежные конгломераты и песчаники; мощность 250 *м*. Стратиграфически выше лежат уже мощные базальтовые покровы верхнего миоцена (?) — плиоцена. Конечно, по такому разрезу трудно сделать однозначный вывод в отношении времени образования этой складчатой зоны. Оно может отвечать андийскому, т. е. раннеальпийскому, но может быть и более поздним — альпийским. В пользу этого последнего предположения, по мнению Харрингтона, могут свидетельствовать находки в обломках морен района моря Росса фораминифер эоцена и нижнего олигоцена.

Ясно только то, что все упомянутые здесь мезозойские формации, а также олигоцен (?) — нижнемиоценовая толща приурочены к крупнейшим синклинорным структурам складчатой области.

Складчатые сооружения Анд, Южной Аляски, Корякского нагорья занимают положение краевых поднятий в гигантском кайнозойском тектоническом поясе; характерной особенностью этих поднятий (особенно Анд) являются их крупнейшие размеры. От сопредельных структурных

[1] В западной части Антарктического п-ова в строении образований этого возраста принимают участие, помимо риолитов, также андезиты и базальты. На о-ве Александра — туффиты.

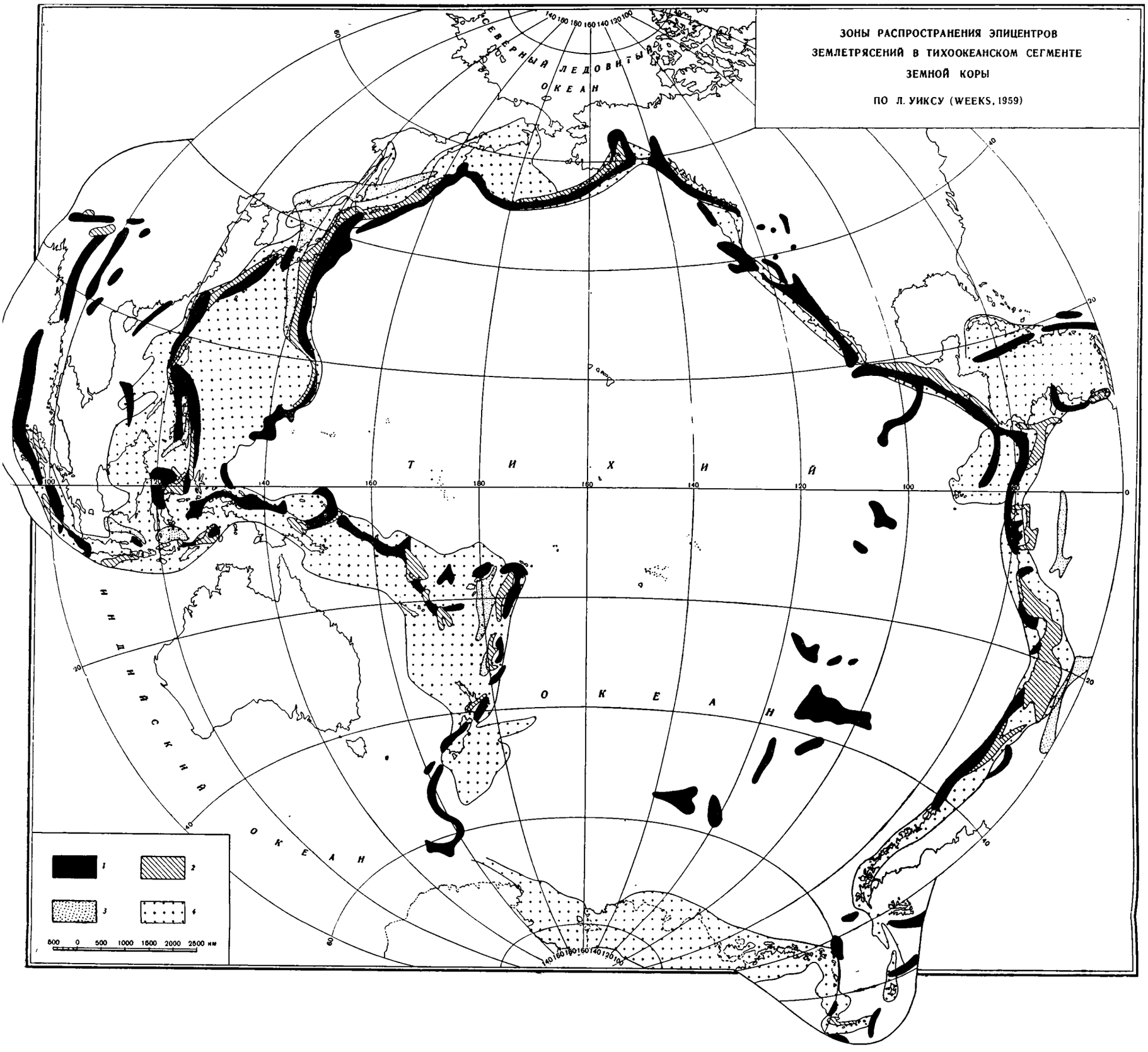


Рис. 2. Зоны распространения эпицентров землетрясений в Тихоокеанском сегменте земной коры по Л. Уиксу (Weeks, 1959)

1 — зоны мелкофокусных землетрясений (до 45 миль); 2 — зоны среднефокусных землетрясений (от 45 до 200 миль); 3 — зоны глубокофокусных землетрясений (глубже 200 миль); 4 — площадь Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса (в понимании автора)

зон со стороны материков эти поднятия отличает мощнейшее проявление тектонических движений в новейшее время (коробление, разрывообразование), генетически связанных с движениями во внутренних частях пояса.

На таких поднятиях имеются крупные межгорные впадины с нефтяными и газовыми месторождениями. Возможно, что соответствующие месторождения будут обнаружены и во впадинах Корякского нагорья.

Вместе с позднекайнозойскими системами, краевые поднятия образуют тыловую зону кайнозойского тектонического пояса.

Во многих случаях относительно древние складчатые образования выходят в ядрах поднятий различного типа, сложенных молодыми комплексами.

Чрезвычайно ярко структурное различие секторов выявляется по распространению островных и подводных гряд, глубоководных желобов и глубоких впадин (или котловин), приуроченных к кайнозойскому структурному поясу. В западной половине пояса подобные образования развиты необычайно широко и разнообразно; в восточной половине они либо не развиты (Калифорнийский сектор), либо развиты совершенно по-особому (Андийско-Антарктический сектор).

Структурный анализ показывает, что и в западной половине пояса имеются различия между Азиатско-Аляскинским комплексом соответствующих структур и Новогвинейско-Новозеландским. На площади этого последнего, в частности, особенно широко распространены глубокие впадины.

Сущность строения и истории развития всего этого комплекса структур легче всего понять с позиций геосинклинальной теории, рассматривая тектоническую пару гряда — желоб в качестве простейшей геосинклинальной системы, соответственно современных геоантиклинали и геосинклинали[1]. Если же структуру желоба понимать иначе, то основные современные геосинклинальные процессы, а их признают многие, окажутся локализованными лишь на грядах, что противоречит самому слову «геосинклиналь». Глубоководные впадины, сопряженные с поясом гряд и желобов, соответственно также являются геосинклинальными образованиями, при этом вопрос о том, каково их происхождение, в данном случае значения не имеет. В совокупности структурные формы современных геосинклинальных систем образуют фронтальную часть кайнозойского тектонического пояса. Именно эта часть пояса является основным местом локализации молодого вулканизма и главной сейсмичности в районе Тихого океана (рис. 2).

Соответственно можно сказать, что современный геосинклинальный процесс на западной периферии Тихого океана более развит, чем на восточной.

Обращает на себя внимание исключительно интенсивное структурообразование в позднекайнозойское время (начиная с конца неогена). Для многих районов, таких, как Камчатка, Аляска, Калифорния, Антилы, Анды, Новая Гвинея и т. п., сейчас подсчитаны амплитуды молодых движений, составляющие километры. Есть все основания утверждать, что большая контрастность в тектоническом рельефе фронтальной части кайнозойского структурного пояса в значительной мере связана именно с движениями позднекайнозойского времени.

Для отдельных структурных районов фронтального концентра, безусловно, можно считать, что они возникли за счет вовлечения в позднекайнозойский геосинклинальный процесс кусков океанического ложа. Такими районами являются, например, область, лежащая между системой Марианских глубоководных желобов и Филиппинским желобом или

---

[1] Соответственно взглядам А. Д. Архангельского. См. «Геологическое строение и геологическая история СССР», 1941, стр. 292.

участки дна на северном крае Новогвинейско-Новозеландского сектора.

Структурные образования фронтального концентра приурочены к той зоне земной коры, которую собирательно называют «зоной перехода от континента к океану».

Важно не только то, что геосинклинальным процессом захватывается ложе океана, но и то, что имеет место образование впадин с субокеаническим типом строения земной коры под ними, на континентальных структурах. Это дискуссионный вопрос, но если рассматривать кайнозойское кольцо в целом, с учетом размерности структур и их тектонического положения, то, мне кажется, такой вывод неизбежен. Соотношение структурных зон в районе котловины Японского моря позволяет трактовать ее как новообразованную структуру, но никак не остаток первичной океанической коры. В самом деле, ее западное окончание сравнительно близко подходит к углу Северо-Китайской древней платформы. Уже один этот факт имеет немаловажное значение. Но помимо того, в непосредственной близости от впадины развиты складчатые образования байкальского, палеозойского и мезозойского возраста, никаким образом не являющиеся ее закономерным структурным ограничением. Впадина накладывается на их подводные части. От островной зоны впадина отброшена в сторону материка под острым углом.

Столь же, на мой взгляд, ясные взаимоотношения имеют место и в случае впадины, находящейся в Южно-Китайском море, особенно если обратить внимание на ее юго-западное грабенообразное ответвление. Выводы того же характера можно сделать в отношении впадин Кораллового моря, особенно примыкающих к району Новой Гвинеи.

Большой интерес в том же аспекте вызывает к себе узкая гряда собственно Южно-Сандвичевых островов[1], с внутренней стороны которой лежит глубокое (более 3000 *м*) море Скотиа, а с внешней — глубоководный желоб (до 8000 *м* глубиной). Здесь развиты андезито-дацитовые породы и имеются по крайней мере пять потухших вулканов. Есть работы, показывающие, что молодые вулканические породы подстилаются, вероятно, нижнепалеозойскими карбонатными глинистыми сланцами и докембрийскими сланцами. Если это так, то мы стоим перед выбором: либо эта узкая гряда между двумя океанами существует с докембрия, либо гряда и соответственно впадина моря Скотиа и желоб — новообразования. Первое предположение с позиций структурной эволюции земной коры представляется невероятным.

Вообще, как уже говорилось, роль структурных новообразований в кайнозойском тектоническом поясе для позднекайнозойского времени очень велика. Однако в этом, как можно думать, следует видеть не только отражение идущего здесь геосинклинального процесса большого масштаба, но и проявление так называемых неотектонических движений, связанных с особой новейшей стадией развития Земли.

Замечательное тектоническое явление, однако неясное с генетической точки зрения, представляет собой в основном подводная подковообразная гряда Макуори, перекидывающая структурный мост между Новой Зеландией и Антарктидой. На о-ве Макуори (Harrington, 1965) описаны две серии пород. Нижняя серия, возможно дотретичного возраста, состоит из мощных базальтовых потоков и силлов и туффитовых песчаников, интрудированных габбро и ультрабазитами. Маусон сопоставлял эти ультрабазиты с породами верхнепалеозойского пояса в Новой Зеландии. Вторая серия образована подушечными лавами и агломератами (с глобигеринами), прорванными дайками основных пород; ее возраст на основании сопоставления с соответствующими лавами Новой Зеландии (лавы Oamaru) — эоценовый. Эта дуга является сейсмичной, сопро-

[1] Эта гряда занимает крайнее восточное положение в островной дуге того же названия.

вождается небольшим желобом глубиной свыше 5800 *м* и, что особенно существенно, лежит внутри ложа океана. Последующие исследования должны выяснить историю образования этой дуги в ее современном виде. Для нас она сейчас существенна постольку, поскольку она подчеркивает структурную целостность Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прежде всего следует констатировать, что Тихоокеанский тектонический пояс представляет собой целостный структурный пояс земной коры кольцевого типа. Окружая ложе Тихого океана, он вместе с этим ложем занимает огромную площадь на Земле, совершенно особую по своему строению и истории развития. Эту площадь Н. С. Шатский называл Тихоокеанским сегментом земной коры. Конкретизируем некоторые свойства и особенности Тихоокеанского сегмента.

На гигантском пространстве этого сегмента нет континентальных древних платформ (они образуют его внешнюю раму). Здесь очень слабо развиты складчатые сооружения байкальского, каледонского и герцинского возрастов. Наоборот, сегмент характеризуется колоссальной площадью распространения океанических структур и широким развитием в их обрамлении мезозойских складчатых зон и особенно кайнозойских тектонических образований, в том числе современных геосинклинальных систем. Справедливо были сформулированы раньше такие особенности Тихоокеанского сегмента, как интрузивный магматизм (мезозойский) металлогения, вулканизм и сейсмичность. Тем самым теория диссимметричного строения земной коры — отличия ее Тихоокеанского и Атлантического сегментов — должна рассматриваться как одно из фундаментальных обобщений современной тектоники.

Как известно, о диссимметрии земной коры впервые писал В. И. Вернадский (1934, 1942). Он видел эту диссимметрию прежде всего в различном строении коры под материками и океанами, причем в последнем случае он обычно ссылался на Тихий океан. «Земная кора,— писал он,— имеет ясно выраженное диссимметричное строение. Под океанами не только может отсутствовать вообще гранитная оболочка (Тихий океан), но и под ними нет (кроме морей) ни метаморфной оболочки, ни стратисферы. Геологическое, геохимическое и минералогическое воздействие подобной диссимметрии в структуре земной коры чрезвычайно велико и может быть замечено на каждом шагу» (1934, стр. 281). В. И. Вернадский в данном случае откликнулся на идею Луи Пастера, о которой он высказывался следующим образом: «Пространство, охваченное жизнью, т. е. объемы живой природы, живые тела, обладают резкой особенностью по сравнению со всей окружающей жизнь косной материей. Эта особенность была названа Луи Пастером, с гениальной прозорливостью впервые в 1838—1848 гг. ее открывшим, диссимметрией пространства жизни» (Вернадский, 1934, стр. 46).

Основоположник теории диссимметрии земной коры полагал, что корни этой диссимметрии неглубоки. Он писал: «При наличии диссимметрии все же остается, с точки зрения изучаемой нами миграции химических элементов земной коры и образуемых ею круговых процессов, неизменным положение о том, что в этом явлении необходимо принимать во внимание лишь верхнюю часть земной коры, не превышающую в среднем 20 *км*» (1934, стр. 82). Но в то же время В. И. Вернадский указывал, что это очень условная граница, еще не связанная в достаточной мере со строением «подземных геосфер», и что, может быть, эту границу придется опустить на несколько километров (1934, стр. 311).

Н. С. Шатский (1957—1960) внес в теорию диссимметрии земной коры тектоническое содержание, лишил ее элемента мозаичности и фактически разделил кору по особенностям ее тектонического строения и развития

на два крупнейших сегмента: Атлантический и Тихоокеанский, о которых говорилось выше.

В настоящее время ряд наших геологов углубленно разрабатывает теорию Н. С. Шатского, которая ставит перед тектонистами новые и сложные проблемы. Одной из таких проблем является, если можно так сказать, глубинность корней Тихоокеанского сегмента земной коры. Пока что на эту тему высказались только Н. П. Херасков и Б. А. Петрушевский.

Первый из упомянутых исследователей говорил следующим образом: «Разделение Земли на Тихоокеанский и Атлантический сегменты простирается до очень больших глубин, захватывающих мантию, так как площадь Тихого океана значительно больше других возможных площадей подъема геофизических поверхностей внутри мантии и, следовательно, Тихоокеанский сегмент будет отчетливо выражен даже на структурных планах, построенных для очень глубоких срезов Земли» (Херасков, 1963; стр. 13, 14). Б. А. Петрушевский также писал, что явления диссимметрии поверхности земного шара «распространяются на большие глубины, приближающиеся уже к 1000 *км*, т. е. захватывают значительную по мощности часть верхней мантии Земли» (1964, стр. 286).

В связи с обсуждением вопроса о диссимметричном строении земной коры и верхней мантии, остановимся на новом и чрезвычайно значительном открытии — установлении асимметричного строения Луны. Эта асимметрия, как известно, состоит в том, что на видимой с Земли стороне Луны так называемые моря занимают около 40% ее поверхности, а на противоположной стороне — менее 10%, т. е. мы имеем дело с совершенно различной структурой соответствующих лунных полушарий. А. А. Михайлов («Правда, 24.VIII 1965 г.) полагает, что эта асимметрия аналогична той, которая существует между восточным и западным географическими полушариями Земли. Однако с тектонических позиций следует проводить параллель соответственно с Атлантическим и Тихоокеанским сегментами земной коры. Из такой параллели проистекает много следствий и прежде всего весьма вероятное предположение об общности причин возникновения асимметричной структуры на Земле и на Луне. Оправдано, по-видимому, мнение, что если диссимметрия в структуре земной коры есть результат очень длительного ее развития (определенно можно говорить о начале рифея), то и история образования структурной асимметрии Луны также весьма длительна.

Представляется необходимым подчеркнуть, что структурная асимметрия в строении Луны является косвенным, но сильным доказательством структурной диссимметрии земной коры (Атлантический и Тихоокеанский сегменты), которой еще многие геологи не придают надлежащего значения.

Отдельные крупные области Тихоокеанского сегмента земной коры разнятся по своим тектоническим особенностям. Такие различия с позиций современной тектоники легче всего объяснить дифференцированным развитием крупных участков земной коры, что обусловлено сложным процессом роста коры.

Структурный анализ Тихоокеанского пояса показывает, что во времени могут изменять характер своего развития даже очень крупные части земной коры. Например, для эпохи становления мезозойских складчатых сооружений характерно различие в развитии северной и южной частей Тихоокеанского пояса, а для кайнозоя — прежде всего его западной и восточной частей. Несомненно, что при этом происходит перераспределение глубинного материала в пределах тех или иных областей земной коры. На то же, как представляется, указывает и колоссальное скучивание гранитоидных интрузивов вдоль узких линейных зон на западном крае Северной и Южной Америки, которые легче всего понять, допустив подток магматических масс из внутренних частей континента.

Тем самым, для объяснения образования ряда структур в Тихоокеанском поясе надо допустить механизм оттока и подтока глубинных масс.

Далее необходимо отметить, что Тихоокеанский сегмент характеризуется особой подвижностью обрамления океанической впадины. Для больших областей этого обрамления, по-видимому, на протяжении всего неогена, чрезвычайно характерна регенерация геосинклинального процесса. В других случаях имело место фактически непрерывное геосинклинальное развитие, в течение многих сотен миллионов лет. Наконец, именно в этой области земного шара локализуется позднекайнозойский и современный геосинклинальный процесс, с переработкой древних структур, структурным новообразованием и захватом океанического ложа.

У Г. Штилле есть высказывание, что «Тихоокеанский тип развития — это более ранняя фаза тектоники периферических районов океанов, а атлантический — более поздняя» (1964, стр. 858) и что, «в общем, тихоокеанское обрамление в своем геотектоническом развитии отставало от атлантического» (стр. 859). По-видимому, основное свойство Тихоокеанского тектонического пояса — его подвижность на протяжении неогена и ныне — нужно связывать не с этими предпосылками, а с общим отличием обозримой тектонической истории Тихоокеанского сегмента земной коры от всех других областей земного шара. Теория диссимметрии поможет в дальнейшем выяснить причины этого различия.

Однако, как бы ни была велика подвижность пояса, следует поставить вопрос, по какому же закону происходило и происходит ныне развитие в нем геосинклинального процесса? Анализ распространения складчатых зон разного возраста однозначно выясняет, что во времени при сохранении обширных геосинклинальных площадей здесь имело место оттеснение геосинклинального процесса в сторону Тихого океана. Так, на западе Северной Америки, в направлении от материка к океану происходит смена мезозоид Сьерра-Невады кайнозойскими тектоническими структурами; при этом возраст эвгеосинклинальных вулканогенных формаций мезозоя в том же направлении становится более молодым. В Южной Америке наблюдается последовательная тектоническая зональность в сторону океана от герцинид, припаянных к древней платформе, к ранним альпидам, а далее — к зоне неогеновой геосинклинали и, наконец,— к системе глубоководных желобов — современных геосинклинальных рвов. В Антарктиде зональность выражается в смене в сторону Тихого океана байкальской складчатой зоны — альпийской. В Австралийско-Меланезийской области — в закономерной смене большой гаммы складчатых зон разного возраста: от байкалид до современных геосинклинальных систем. На юге Китая имеются припаянные к платформе катазиатские каледониды. На Дальнем Востоке мезозоиды Сихотэ-Алиньской области окаймляются неогеновыми геосинклинальными структурами, а далее простирается современная геосинклинальная система. На юге Аляски выделяется ряд последовательно сменяющих друг друга зон: нижнемеловая геосинклиналь, верхнемеловая геосинклиналь, неогеновая геосинклиналь и, наконец, Алеутский глубоководный желоб. Только область Северо-восточной Азии выявляет более сложную картину. Здесь в верхнем палеозое геосинклинальные структуры наложились на структуры подвижной платформы, а в районе Западного Верхоянья даже поглотили краевую часть Сибирской платформы. Однако со времени становления мезозоид геосинклинальный процесс прогрессивно оттеснялся в сторону океанического блока, что и видно из соотношения мезозоид, структур Корякского нагорья, Камчатки и Курило-Камчатского желоба.

Таким образом, в конечном счете в Тихоокеанском поясе происходит наращивание складчатыми зонами континентальных блоков земной коры (как бы этот процесс не был сложен и противоречив) на фоне отступания геосинклинальных зон в сторону ложа Тихого океана. В этом и состоит основная сущность тектонического процесса в обрамлении Тихого океана на протяжении последнего мегахрона.

Литература

Белоусов В. В. О тектонике Анд. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1963.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1965.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Горгеонефтеиздат, 1934.

Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты. Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., № 6, 1942.

Воронов П. С. Тектоника и неотектоника Антарктиды. Антарктика, вып. 4. Докл. комис. Изд-во «Наука», М,. 1964.

Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 89, 1963.

Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, 1964.

Климов Л. В., Равич М. Г., Соловьев Д. С., Геологическое строение Антарктической платформы. Антарктика, вып. 4, Докл. комис. Изд-во «Наука», М., 1964.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Межд. геолог. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», М., 1964.

Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 139, 1965.

Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XXXII (5), 1957.

Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Основы тектоники Китая. Ред. Чжан Вэнь-ю. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», М., 1964.

Пущаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1961.

Пущаровский Ю. М. Некоторые особенности тектоники северной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, М., 1963.

Пущаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Межд. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», М., 1964.

Пущаровский Ю. М. Впечатления о тектонике Северного Вьетнама. Геотектоника, № 5, 1965.

Радкевич Е. А. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, М., 1963.

Смирнов С. С. О рудном Тихоокеанском поясе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.

Соболевская В. Н. Основные черты тектонического развития Австралии, Геотектоника, № 5, 1965.

Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Тр. Сев.-Вост. компл. научно-исслед. ин-та, вып. 1, Магадан, 1962.

Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. Межд. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра». М., 1964.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.

Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.

Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», М., 1964.

Эйнор О. Л. Основы геологии СССР, ч. II. Изд-во Киевского ун-та, 1964.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.

Benioff H. Circum — Pacific tectonics. In: «The mechanics of faulting...» (a Symposium). Ottawa, 1957 (Publ. Dom. Observ. Ottawa, 20, N 2).

Eardley A. Orogenic belts of the Pacific margin of the Americas. Proc. eight Pacific sci. Congr. Pacific sci. Assotiation. v. II A, 1953.

Halpern M. Potassium — Argon dating of plutonic bodies in Palmer peninsula and Southern Chile. Sci. 138, 1962.

Harrington H. Geology and morphology of Antarctica. Dept. of Geol. University of New England, Armidale, N. S. W. Australia. 1965.

Heezen B. The rift in the ocean floor. Rep. from Scientific American. October, 1960.

Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.

Weeks L. G. Geologic architecture of Circum — Pacific. Bull. Amer. assoc. petrol. geolog., v. 43, N 2, 1959.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
2 августа 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г.

УДК 551.24.(72)

В. Д. ЧЕХОВИЧ

К ТЕКТОНИКЕ КАРИБСКОГО БАССЕЙНА

В Карибском регионе выделяются платформенные, складчатые и современные геосинклинальные структуры. Основное внимание в статье уделено рассмотрению современной геосинклинальной области Карибского бассейна, которая распадается на ряд геосинклинальных систем, стоящих на различных стадиях развития. По простиранию современные геосинклинальные системы либо постепенно «затухают», либо имеют торцовые сочленения по зонам глубинных тектонических швов друг с другом или со смежными складчатыми сооружениями.

Геологическое строение и история развития Карибского бассейна крайне интересны. Выяснение этих вопросов дает очень много для изучения островных дуг вообще, в строении которых многие геологи пытаются усмотреть и выявить закономерности развития геосинклинальных систем, а также и для установления связей между складчатыми зонами Северной и Южной Америки.

Антильская островная дуга рассматривалась геологами, начиная с Зюсса (Suess E., 1885). Он выделял внутреннюю зону Вулканических Малых Антилл, среднюю или главную зону Больших Антилл и Известняковых Малых Антилл как складчатую горную мезо-кайнозойскую страну, и внешнюю кайнозойскую — негорную область. В дальнейшем Вудринг (Woodrin, 1928, 1954), Руттен (Rutten, 1935), Баррабе (Barrabé, 1942), Бухер (Bucher, 1947) рассматривали Большие и Малые Антильские острова как единую складчатую цепь, соединяющую Большие Антиллы с южными (Подветренными) Малыми Антиллами и с Береговой Кордильерой Венесуэлы.

В противоположность им Штауб (Staub R., 1928) и потом Сенн (Senn, 1940, 1947) подвергали сомнению соединение мощных складчатых зон северных и южных Антилл посредством цепи Малых восточных Антилл. Они пытались найти соединение этих цепей через Атлантический океан со средиземноморской зоной, приводя в доказательство сходство меловой фауны. В капитальной монографии Шухерта (Schuchert, 1935), посвященной всему Карибскому бассейну, различаются: докаменноугольная геоантиклиналь (Большие Антиллы, кроме Кубы), Антильская геосинклиналь (Куба и море Кайман), Карибское средиземноморье, считающееся допалеозойской впадиной, континент Пария (Южные Антиллы и Береговая Кордильера Венесуэлы), начавший распадаться в мелу, Карибская вулканическая дуга — «паразитический придаток» на юго-восточном краю геоантиклинали Больших Антилл. Вулканические Малые Антиллы рассматривались как океанические острова.

Один из самых интересных анализов геотектонического положения и развития Карибского бассейна принадлежит Г. Штилле (Г. Штилле, $1964_{1,2}$). Центральная Америка, Антильские острова и Северные Анды выделялись им в особую тектоническую единицу — центральноамериканский или антильский ороген, который резко отличается от системы Американских Кордильер, благодаря своему межконтинентальному положению между Лаврентией и Бразилией. Багамские острова, Мексиканский

залив и Юкатан не включались им в ороген, а считались его форландом. Г. Штилле выделял в орогене центральную и окраинную области, отмечая резкое различие их истории в меловой период. Первая из выделенных областей характеризовалась мощным вулканизмом, и интенсивной «субгерцинской» (верхнемеловой) складчатостью. Для второй характерно отсутствие вулканических образований и приуроченность наиболее интенсивных складкообразовательных движений к эоцену. Г. Штилле считал, что в результате складчатых движений конца мела — начала третичного периода все пространство Карибского моря было превращено в складчатую зону и лишь последующие за тем опускания привели к образованию его внутренних глубоководных частей.

Наиболее полно геология Антильских островов рассмотрена Бютерлином (Butterlin, 1956). Однако описание геологии Антилл без увязки с геологическим строением окружающих районов несколько снижает ценность выводов автора.

Развитие геофизических исследований и анализ полученных материалов по Вест-Индии послужили основой для создания новых теорий глубинного строения и развития структур земной коры. Геологическое строение Антильской островной дуги было пробным камнем для классической гипотезы тектогена Венинг—Майнеса—Кюнена, в дальнейшем успешно развитой Хессом, асимметричного тектогена Ирдли и отчасти для ундационной гипотезы Ван Беммелена. Геология Антилл рассматривалась и с позиций гипотезы горизонтального перемещения материков Вегенера (Corall, 1944, 1939).

В последние годы теория сдвигов Муди и Хилла старательно применяется американскими геологами для объяснения геологии и истории геологического развития Антильской островной дуги (Альбердинг, 1957; Donnely, 1964). При рассмотрении общих закономерностей развития и геологического строения островных дуг, геология Карибского бассейна рассматривалась и в работах многих геологов Советского Союза (А. Д. Архангельский, А. Н. Заварицкий, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин и другие).

* * *

Рассматриваемая в настоящей статье обширная область включает в себя Карибское море, Центральную Америку, Антильскую островную дугу и север Южной Америки и в дальнейшем, вслед за Шухертом (Schuchert, 1935), будет именоваться нами Карибским регионом. Он располагается в зоне стыка континентов и океанов и в нем выделяются как платформенные, так и геосинклинальные структуры. На прилагаемой схеме тектонического районирования мы попытались выделить в пределах Карибского региона различные по своему строению и истории геологического развития структуры, описание которых следует ниже (рис. 1).

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

К группе платформенных структур относятся: а) Гвианский щит, б) Юкатано-Багамская плита.

Гвианский щит расположен на северо-востоке Южно-Американского континента и составляет северную часть древней Бразильской платформы. Он обрамляется на севере, северо-западе и западе краевым прогибом складчатых систем Венесуэльских и Колумбийских Кордильер, а на востоке — Атлантическим океаном. Гнейсы и кристаллические сланцы, слагающие щит, относятся к докембрию (Chubert, 1954). На севере выходы этих пород перекрыты маломощным платформенным чехлом, а далее на север поверхность фундамента значительно погружается под мощные кайнозойские отложения Венесуэльского краевого прогиба (Пущаровский, 1959). В пределах прогиба породы фундамента выходят

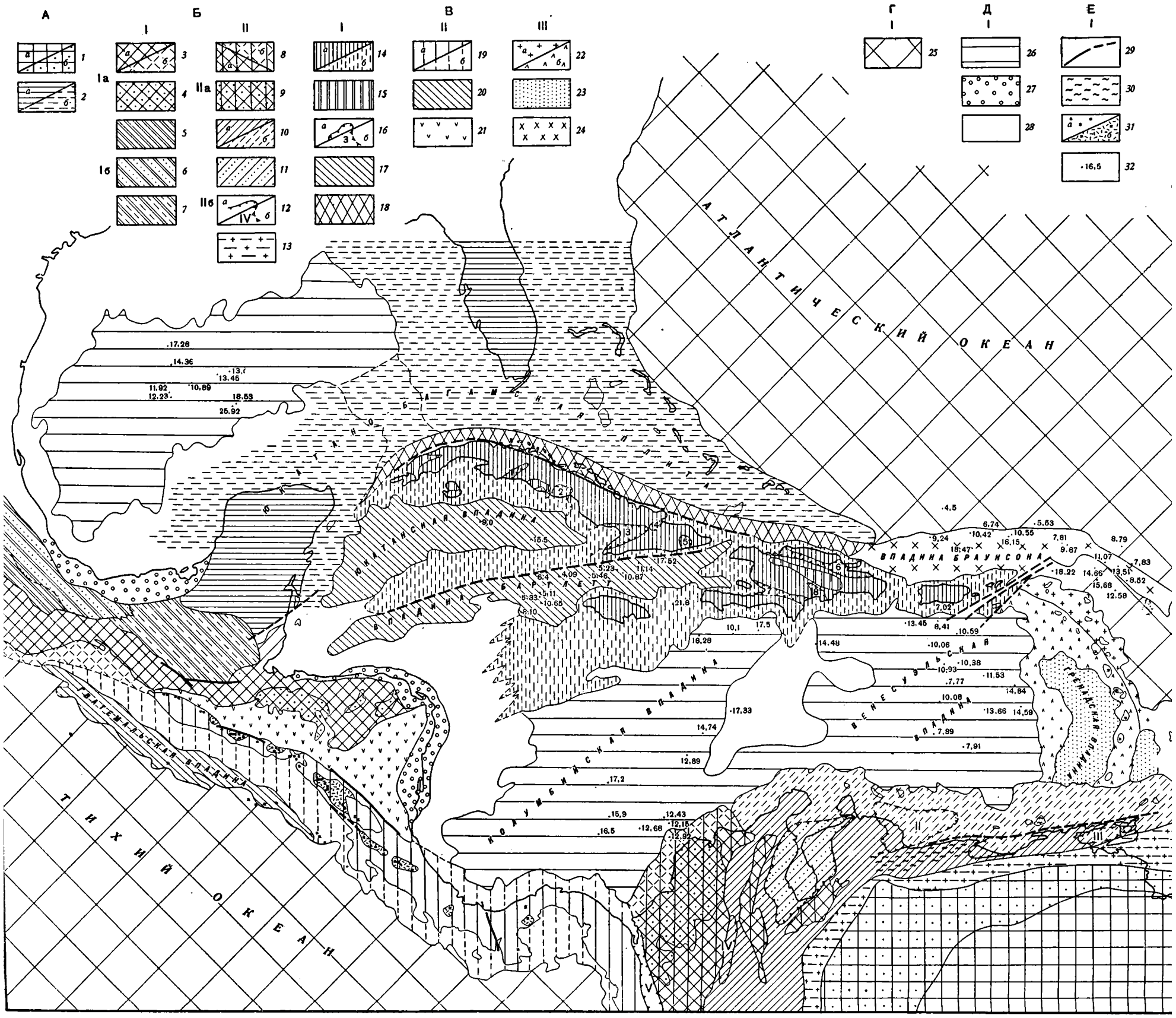


Схема тектонического районирования карибского региона

А. Структуры древних и молодых платформ.

1. *а* — Гвианский щит, *б* — области щита, перекрытые маломощным платформенным чехлом; 2. *а* — Юкатано-Багамская плита, *б* — части плиты, погруженные под уровень моря

Б. Складчатые и геосинклиальные структуры.

I. Зоны развития палеозойских и мезозойских складчатых комплексов Северной и Центральной Америки

I. а — *палеозойские складчатые комплексы.*

3. *а* — палеозойские складчатые комплексы, *б* — в том числе под уровнем моря; 4 — чехол меловых и третичных пород на палеозойском складчатом основании

I. б — *мезозойские складчатые комплексы.*

5 — эвгеосинклинальные; 6 — миогеосинклинальные; 7 — область выклинивания мезозойских складчатых комплексов

II. Зона развития палеозойских и кайнозойских складчатых комплексов Южной Америки.

IIа. *Палеозойские складчатые комплексы.*

8. *а* — палеозойские складчатые комплексы, б — в том числе под уровнем моря; 9 — чехол третичных пород на палеозойском складчатом основании

II. б. *Кайнозойские складчатые комплексы.*

10. *а* — кайнозойские складчатые комплексы, *б* — в том числе под уровнем моря; 11 — погребенные срединные массивы;
12. *а* — постэоценовые межгорные впадины; *б* — в том числе под уровнем моря; 13 — краевой прогиб

В. Современная геосинклинальная область.

I. Современная геосинклинальная система Больших Антилл.

14. *а* — геоантиклинальные поднятия, *б* — в том числе под уровнем моря; 15 — древние ядра; 16. *а* — верхнемеловые и третичные наложенные прогибы на геоантиклинальных поднятиях; *б* — в том числе под уровнем моря; 17 — геосинклинальные прогибы; 18 — внешний карбонатный прогиб;

II. Современная геосинклинальная система Центральной Америки.

19. *а* — геоантиклинальные поднятия, *б* — в том числе под уровнем моря; 20 — геосинклинальные прогибы; 21 — вулканический пояс

III. Современная геосинклинальная система Малых Антилл в начальной стадии дифференциации.

22 — вулканические гряды; *а* — с третичным вулканизмом; *б* — с современным вулканизмом; 23 — межгрядовые впадины; 24 — внешний глубоководный желоб

Г. Океанические структуры.

25 — области океанического дна

Д. Структуры неясного генезиса.

26— изометричные глубоководные впадины; 27— зоны периферических опусканий; 28— изометричные подводные поднятия

Е. Прочие обозначения.

29— тектонические нарушения регионального порядка; 30— зоны постмелового метаморфизма;
31— действующие вулканы (*а*) и вулканические поля (*б*); 32— точки измерения и значения мощностей земной коры

• • •

Наложенные прогибы:

1 — Кочинос, 2 — Центральный, 3 — Кауто, 4 — Нипе, 5 — Гуантанамо, 6 — Сан-Хуан, 7 — Энрикильо, 8 — Асуа.

Межгорные впадины:

I — Карьяко, II — Бонайре, III — Пария, IV — Магдалена, V — Атрато

на поверхность в поперечном поднятии Эль-Бауль, разделяющем краевой прогиб на две впадины — Баринас-Апуре и Восточно-Венесуэльскую.

Юкатано-Багамская плита эпипалеозойской платформы расположена на севере региона. Мексиканской впадиной плита разделяется на две части: Юкатанскую, включающую в себя полуостров Юкатан с окружающей его шельфовой зоной (банка Кампече), и Багамскую — с полуостровом Флорида в центре, Багамскими банками на востоке и широкой зоной шельфа на западе.

Геологически и геофизически лучше изучена Багамская часть плиты. В основании ее, по-видимому, залегает метаморфизованный складчатый комплекс палеозоя, перекрытый мощным мезо-кайнозойским чехлом (от 7000 до 10 000 *м*). Наиболее древними вскрытыми породами чехла, по данным бурения на банке Кайо Саль, являются верхнеюрские соленосно-карбонатные отложения. Накопление карбонатных осадков не прекращается здесь вплоть до современной эпохи, о чем свидетельствуют разрез этой же скважины и геофизические данные. Таким образом, можно говорить о непрерывном погружении плиты в течение всего мезо-кайнозоя. Породы чехла залегают практически горизонтально и лишь иногда смяты в пологие складки платформенного типа.

Юкатанская часть плиты с юга обрамляется выходами складчатого палеозоя, а с запада и востока — склонами Мексиканской и Юкатанской внутренних глубоководных впадин. Фундамент этой части плиты также, по-видимому, составляют палеозойские кристаллические породы. Строение осадочного чехла Юкатанской части плиты, судя по последним геофизическим данным (Ewing, Worzel, 1962), весьма сходно с его строением на северо-востоке плиты (Багамская часть). Мощность его здесь оценивается в 6000 *м*, а литологически он представлен аналогичным карбонатным комплексом. Единственным различием является стратиграфический перерыв, падающий на нижний и средний эоцен, фиксируемый для юга Юкатанской части плиты.

Большое сходство в геологическом строении и истории развития Юкатанской и Багамской частей плиты позволяет объединять их в единую структуру, которая, как будет показано ниже, играла важную роль в развитии западной части геосинклинальной системы Больших Антильских островов.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

В пределах Карибского региона вне областей платформ можно выделить зоны с преобладающим развитием разных по возрасту складчатых комплексов (палеозойских, мезозойских и кайнозойских). Кроме того, отдельно следует выделить современную геосинклинальную область, в которой складкообразовательные движения проявились в малой степени, либо отсутствуют.

Наибольший интерес для нас представляют кайнозойские складчатые зоны и современная геосинклинальная область, в связи с чем после краткого рассмотрения палеозойских и мезозойских складчатых комплексов, им будет уделено основное внимание.

Зоны развития палеозойских и мезозойских складчатых комплексов Северной и Центральной Америки

В пределах Мексики, в Гватемале и Гондурасе широко распространены складчатые образования палеозойского и мезозойского возрастов. Дальнейшие исследования должны показать, следует ли выделять, скажем, палеозойские комплексы в самостоятельную герцинскую складчатую зону или они представляют собой зоны ранней консолидации в мезозоидах Северной Америки. Возможно, что косвенным ука-

занием на правомерность отнесения их к зонам более ранней консолидации в области мезозоид является то, что в отличие от районов Юкатано-Багамской плиты, на этих палеозойских комплексах после герцинской складчатости не началось развитие платформенного осадочного чехла.

В связи со сказанным выше мы показываем их как единую складчатую область, отдавая себе отчет в большой неясности и необходимости дальнейшего изучения этого вопроса.

Породы палеозойского складчатого комплекса распространены в западной части Мексики вдоль Тихоокеанского побережья и в районе «земли Саппера», охватывающей часть Гватемалы, Никарагуа и Гондурас. Сложно дислоцированные палеозойские метаморфические и интрузивные породы составляют основную часть этой области. Для районов Чиапаса (юг Мексики) и Гватемалы доказывается пермский возраст складчатости и сопровождающих ее ультраосновных и гранитоидных интрузий. В пределах «земли Саппера» на складчатом основании залегает относительно маломощный чехол меловых, преимущественно карбонатных осадков, характеризующихся слабой германотипной складчатостью.

Мезозойские складчатые комплексы отчетливо выделяются в восточной Мексике. На западе они граничат с областью, сложенной палеозойскими породами, а на востоке сопрягаются с областью опусканий Мексиканского залива. Севернее перешейка Теуантепек в этой зоне можно выделить западную и восточную части, которые, согласно Г. Штилле (Г. Штилле, 1964_2), по различию в характере геологических формаций, мощностям отложений и вулканизму, представляют собой соответственно эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный прогибы. Очень знаменательным является то, что у перешейка Теуантепек эвгеосинклинальный комплекс выклинивается, и к югу от него невозможно найти никаких признаков эвгеосинклинального развития. Также в районе перешейка затухает и миогеосинклинальный комплекс. На его продолжении к югу располагается зона распространения мезозойских отложений, характеризующаяся умеренными мощностями и слабыми германотипными дислокациями. Таким образом, можно говорить о затухании в южном направлении всей зоны развития мезозойских складчатых комплексов.

Зона развития палеозойских и кайнозойских складчатых комплексов Южной Америки

Эта зона охватывает в рассматриваемых границах северные части Колумбии и Венесуэлы. Здесь также довольно трудно сказать, имеем ли мы дело с самостоятельными герцинской и кайнозойской складчатыми зонами или выходы палеозойских отложений представляют собой ядра антиклинориев в кайнозойской складчатой системе. Учитывая то, что во всей этой области региональным развитием пользуются триасово-юрские красноцветные континентальные отложения, можно сделать предположение о существовании здесь самостоятельного герцинского цикла. Однако на карте мы показали их как единую складчатую зону.

Палеозойские складчатые комплексы, переработанные более поздними движениями, слагают Центральную Кордильеру Колумбии. На севере они погружаются под молодые отложения впадин (Нижней Магдалены и Прибрежной) и вновь появляются в поднятом массиве гор Сьерра-Невада де Санта Марта. Продолжение этих палеозойских складчатых комплексов можно искать либо в районе «земли Саппера», либо, как это делал Вейл (Weil R., 1953), в Центральной Кордильере Гаити, что кажется менее правдоподобным.

Мезо-кайнозойская геосинклинальная система Колумбийских и Венесуэльских Кордильер заложена, вероятно, в нижнем мелу. Наличие на юге этой зоны в основании геосинклинальных разрезов мела и кайнозоя докембрийских метаморфических толщ, выходящих сейчас в ядрах поднятий, и складчатых серий палеозоя (Burgl, 1961), возможно свидетельствует о существовании аналогичного фундамента и в других частях кайнозойской складчатой системы. Меловые и раннетретичные геосинклинальные образования представлены мощными (7000—8000 *м*) терригенными толщами, в верхах которых появляются карбонатные породы. Для Береговой Кордильеры характерен интенсивный метаморфизм пород, первичный состав которых близок неизмененным породам остальных районов. По Агерревере (Agerrevere, Zuloaga, 1943), это изменение пород представляется как результат контактового и динамометаморфического воздействия.

В пределах Колумбийско-Венесуэльской геосинклинальной системы весьма слабо проявилась складчатость в верхнем мелу (субгерцинская), имевшая столь существенное значение для Больших Антилл. Основная складчатость происходит здесь лишь в верхнем эоцене, сопровождаясь внедрением небольших ультраосновных и гранитоидных массивов.

До сих пор дискутируется вопрос о возможных источниках сноса материала в Венесуэльско-Колумбийскую геосинклинальную систему. Шухерт (Schuchert, 1935) писал о существовании континента Пария, расположенного между Подветренными Антильскими островами и Береговой Кордильерой Венесуэлы. Однако это предположение вряд ли справедливо, поскольку по краю континента в мелу также формируется вулканическая зона Подветренных Антилл и сам Шухерт признает распад континента в меловое время, тогда как терригенные породы накапливались в Колумбийско-Венесуэльской геосинклинали вплоть до верхнего эоцена. Вероятно, трудно обойтись в этом вопросе без предположения о существовании внутренних поднятий в самой геосинклинальной системе и ее «автопитании».

На склоне Гвианского щита до верхнего эоцена происходило накопление обломочных пород незначительной мощности (до 700 *м*). Картина резко меняется после завершающей складчатости в Колумбийско-Венесуэльской геосинклинальной системе. Начиная с верхнего эоцена, между Колумбийско-Венесуэльской складчатой системой и Гвианским щитом формируется типичный краевой прогиб, в котором накапливается от 9000 до 14 000 *м* осадков.

В дальнейшем в пределах образовавшейся складчатой системы формируются межгорные впадины; в некоторых из них до настоящего времени продолжается осадконакопление в морских условиях (Пария, Бонайре, Карьяко).

Несколько отлична от них впадина Маракаибо, расположенная между виргациями зон Сьерра де Периха и Сьерра де Мерида. В этом районе на палеозойском складчатом комплексе залегают маломощные триасово-юрские и, выше, меловые (внизу разреза, по-видимому, баррем-аптские) отложения, представленные битуминозными известняками и глинами с прослойками песчаников в верхней части разреза. Общая мощность меловых отложений около 800—1000 *м*. Маломощные (130 *м*) палеоценовые отложения венчают нижнюю часть разреза. Выше несогласно залегает эоцен-олигоценовая толща песчаников, переслаивающихся с глинами, которая достигает мощности 4000—5000 *м*. Миоценовые отложения залегают на подстилающих несогласно и мощность их иногда измеряется 2000 *м*. Складчатые структуры германотипные, осложненные большим количеством мелких разрывов. Область практически амагматична.

Положение этой впадины между виргациями альпийской геосинклинали и характер структур осадочного чехла на палеозойском складчатом основании наводят на мысль, что она заложена на внутреннем массиве, сохранившемся от раскола палеозойской складчатой области при заложении альпийской геосинклинали Южной Америки.

Цепь небольших островов вдоль северного края Южноамериканского континента (Подветренные Антиллы) дает лишь скудный материал для восстановления истории геологического развития этого района. Присутствие меловых вулканических пород, смятых в складки и прорванных интрузиями, в какой-то мере сближает его с историей Больших Антилл. Однако тесная пространственная связь с кайнозойской складчатой системой Венесуэлы позволяет рассматривать этот район как геоантиклинальную зону в последней.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ КАРИБСКОГО МОРЯ

В пределах названной геосинклинальной области можно выделить несколько геосинклинальных систем, различающихся по своему строению и истории геологического развития.

Геосинклинальная система Больших Антилл

Она охватывает Большие Антильские острова и сопряженные с ними внутренние глубоководные впадины и, вероятно, заложилась в верхнеюрско-нижнемеловое время на гетерогенном основании, в своей западной части — на Юкатано-Багамской плите, а на востоке — на ложе океана. Так, на западе (Куба, Гаити) мы видим метаморфический «фундамент» этой зоны, возраст которого не моложе нижней — средней юры. На востоке, в Пуэрто-Рико и Виргинских островах, этого фундамента, по-видимому, не существует и, как указывает Т. Доннели (Donnely T., 1964), судя по геофизическим данным, начальные магматиты верхней юры — нижнего мела залегают непосредственно на несколько видоизмененной коре океанического типа.

Начальный период геосинклинального развития этой системы характеризуется мощным подводным вулканизмом с образованием на западе спилито-диабазового и на востоке спилито-кератофирового комплексов мощностью до 6000—7000 *м*.

Геосинклинальная система Больших Антилл распадается на три виргационных ветви с различным типом развития: Кубинскую, Кайман — Сьерра Маэстра и Ямайка — южный полуостров Гаити.

Параллельно вулканическому прогибу Кубинской ветви на границе ее с Багамской плитой протягивается прогиб, который характеризуется накоплением комплекса карбонатных осадков. Между этими прогибами располагается узкая зона геоантиклинального поднятия с весьма редуцированной мощностью отложений, представленных терригенными фациями (Furrazola, Judoley, 1964). Сопряжение геоантиклинального поднятия с упомянутыми прогибами происходит по мощным зонам разломов.

В сенонское время в вулканическом прогибе Кубинской ветви происходит сильная складчатость, а на севере вдоль зоны глубинного разлома внедряются крупные массы ультраосновной магмы. Несколько позже южнее образовавшегося пояса ультрабазитов внедряются гранитоидные интрузии. Эта складчатость не привела к значительному орографическому поднятию области, а лишь в корне изменила характер осадконакопления. Эвгеосинклинальные толщи начального этапа сменяются вулканогенно-обломочными и терригенно-карбонатными отложениями, знаменующими новый этап в развитии этой территории, который может быть назван геоантиклинальным (Адамович, Чехович, 1964).

В южной ветви Кайман — Сьерра Маэстра можно проследить развитие геосинклинали лишь с конца верхнего мела. Здесь развитие идет несколько по-иному: мощные вулканогенные толщи преимущественно пирокластического характера накапливаются вплоть до среднего эоцена, когда после небольшой складчатости и внедрения гранитоидов начинает также преобладать карбонатный тип осадконакопления.

Для ветви Ямайка — юг Гаити можно говорить о еще более отличающемся характере развития — здесь для всего верхнего мела характерно образование терригенно-карбонатного (Ямайка) и карбонатного (Гаити) комплексов отложений (4000—5000 *м*) при весьма подчиненном распространении вулканитов. После ларамийской складчатости (конец верхнего мела) происходит внедрение ультрабазитов и гранитоидов (Butterlin, 1956). Таким образом, в разных ветвях геосинклинали Больших Антилл существовали различия как во времени максимальных прогибаний, так и в типе осадконакопления.

Начиная с кампан-маастрихта в Кубинской геоантиклинальной зоне и со среднего эоцена в зоне Кайман — Сьерра Маэстра начинают формироваться наложенные прогибы, выполняемые терригенно-карбонатными отложениями мезо-кайнозоя. Часть из них продолжает формироваться и в настоящее время. В этих прогибах накапливаются карбонатные (залив Батабано) или терригенно-карбонатные отложения. Образование наложенных прогибов, возникающих в пределах геоантиклинальных поднятий Больших Антилл четко датирует возникновение этих поднятий. Так, в пределах Кубинской ветви наложенные прогибы начинают формироваться с конца верхнего мела, после туронской складчатости (Furrazola, Judoley, 1964), приведшей к образованию геоантиклинального поднятия (прогибы Центральный, возможно, Кочинос). В пределах ветви Кайман — Сьерра Маэстра и Ямайка — юг Гаити наложенные структуры начинают формироваться после среднего эоцена, подчеркивая возникновение геоантиклинального поднятия этих ветвей после среднеэоценовой складчатости (прогибы Кауто, Нипе, Гуантанамо — на Кубе и Сан-Хуан, Энрикильо — на Гаити).

Форма наложенных прогибов либо изометричная (Центральный, Гуантанамо), либо вытянутая (Кочинос, Кауто, Нипе — на Кубе, Сан-Хуан, Энрикильо — на Гаити). В некоторых случаях линейные прогибы приурочены к зонам сочленения возникших геоантиклинальных поднятий (Кауто, Энрикильо), в других — обусловлены возникновением грабенов (Кочинос). Наблюдаются как замкнутые в пределах геоантиклинальных поднятий наложенные структуры (Гуантанамо, прогибы севера провинции Лас Вильяс), так и структуры, открывающиеся в современные геосинклинальные прогибы (Центральный, Кауто, Энрикильо). В последнем случае они (наложенные структуры), видимо, являются областями центриклинального окончания этих геосинклиналей в пределах геоантиклинальных поднятий.

Наложенные структуры на геоантиклинальных поднятиях описывались геологами давно. Н, А. Штрейс (1951), разбирая тектонику зеленокаменной полосы Урала, писал, что наложенные структуры этого типа имеют различные размеры и форму. Они либо изолированы от геосинклинальных прогибов, либо соединены с ними широкими или узкими «проливами». В последнем случае породы одного и того же возраста, выполняющие наложенные структуры и геосинклинали, в современном эрозионном срезе прослеживаются в виде непрерывной полосы.

Таким образом, несмотря на особенности, присущие наложенным прогибам на геоантиклинальных поднятиях современной геосинклинальной системы Больших Антилл, они имеют целый ряд общих признаков с наложенными структурами древних геосинклинальных систем, формирующимися на геоантиклинальных поднятиях еще в собственно геосинклинальный этап ее развития. Изучение их особенностей и сравнение с

наложенными структурами орогенного этапа представляет несомненный интерес.

В целом Большие Антиллы являются частью типичной островной дуги, которая рассматривается большинством исследователей (Хесс Г., 1948; Ирдли А., 1960; Кинг Ф., 1961 и др.) как современная геосинклинальная система. Последняя в достаточной степени дифференцирована, что выражается в существовании геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов с разнородным характером глубинного основания, разной мощностью земной коры и в больших амплитудах рельефа.

Геосинклинальная система Малых Восточных Антилл

Она образует поперечную дугообразную цепь между Большими Антильскими островами и Южноамериканским континентом. На единой подводной платформе здесь располагаются две гряды островов. Внешняя именуется Известняковыми Антиллами, а внутренняя — Вулканическими. Кроме дуги восточных Малых Антилл, параллельно ей от пролива Анегада в южном направлении протягивается подводный хребет Авес, на котором возвышается лишь один остров. Между ними располагается Гренадская глубоководная впадина.

Геологическое строение Известняковых и Вулканических Антилл несколько различно. Наиболее древние отложения на Известняковых Антиллах датируются средним эоценом. Начиная с этого времени и вплоть до верхнего олигоцена, здесь отлагались чередующиеся вулканогенные (преимущественно туфогенные) и карбонатные отложения. Начиная с верхнего олигоцена — нижнего миоцена, вулканические извержения в этом районе прекращаются и осадконакопление приобретает чисто карбонатный характер. Общая мощность отложений не определена, но, вероятно, невелика. Тектонические движения мио-плиоцена характеризуются в основном вертикальными блоковыми подвижками с небольшим наклоном слоев. Общее поднятие Известняковых Малых Антилл произошло, вероятно, в начале плиоцена. После плиоценового выравнивания в плейстоцене происходит незначительное опускание.

На Вулканических Антиллах разрез начинается с нижнеолигоценовых образований. Они представлены фациально изменчивыми карбонатными и вулканогенными толщами. Подобные породы накапливались здесь вплоть до плиоценового поднятия Малых Антилл. Следует отметить, что в миоцене значительно усиливается вулканическая деятельность, которая практически без перерыва продолжается до настоящего времени. Мощность олигоцен-миоценовых серий на Вулканических Антиллах достигает 3000 *м*. Хорошо выраженные складчатые структуры здесь также неизвестны.

Таким образом, разница в истории развития Известняковых и Вулканических Антилл заключается в том, что в пределах последних накапливались отложения большей мощности и не прекращается вулканическая деятельность вплоть до настоящего времени. Судя по геофизическим данным (Оффисер, Юинг, 1960), образование описанной серии отложений Малых Антилл происходит непосредственно на увеличенном в мощности базальтовом слое земной коры, что вместе с геологическими данными говорит о пока еще слабой дифференциации этой области. Отсутствие значительных складчатых дислокаций, высокая сейсмичность и вулканическая активность позволяют рассматривать эту часть Антильской островной дуги как геосинклинальную систему в начальной, «зародышевой» стадии дифференциации.

Центральноамериканская геосинклинальная система

Она заложилась в верхнем мелу — эоцене частью на палеозойских складчатых комплексах «земли Саппера», частью же, вероятно, в пределах океанического дна между континентальными блоками Северной

и Южной Америки. В основании ее разреза залегает вулканогенная толща пород основного и среднего состава с прослойками граувакк и кремнистых известняков, выше же располагается мощная вулканогенно-обломочная серия, общая мощность которой вместе с подстилающими породами составляет более 10 000 *м* (Weil R., 1961). Подобный тип осадконакопления продолжался вплоть до верхнего миоцена. Для всей этой области характерна одна эпоха складчатости в верхнем миоцене, сопровождавшаяся внедрением небольших гранитоидных интрузий. Однако в результате ее была образована геоантиклинальная зона, в пределах которой начали формироваться наложенные впадины. Наиболее молодые тектонические движения произошли по разломам, в основном параллельным Тихоокеанскому побережью, и вызвали значительные вертикальные перемещения крупных блоков.

Вдоль Тихоокеанского побережья протягивается глубоководная Гватемальская впадина, характеризующаяся высокой сейсмичностью, присутствием в ней действующих вулканов и аккумулирующая обломочный материал, сносимый с горных хребтов. Несомненно, что по своему положению и свойствам она должна рассматриваться как современный геосинклинальный прогиб.

Таким образом, Центральноамериканская геосинклинальная система представляет собой пример геосинклинальной системы, стоящей на иной стадии развития, чем рассмотренные ранее системы, развитые на площади Карибского бассейна. Так, геоантиклинальное поднятие сформировалось здесь лишь в верхнем миоцене, тогда как на Больших Антиллах это произошло значительно раньше: в верхнем мелу или в среднем эоцене для Кайманской ветви. В пределах этого поднятия наложенные структуры лишь начинают формироваться, тогда как в Больших Антиллах они уже прошли относительно длительный путь развития.

Очень интересно отметить, что на границе Центральноамериканской геосинклинальной системы с палеозойскими складчатыми комплексами «земли Саппера», начиная с миоцена, формируется широкий вулканический пояс. Вулканические породы Центральной Америки занимают громадные площади и формируют покровы мощностью до 1000 *м*. Выделяются неогеновые эффузивы, породы четвертичных и современных вулканов. Пространственное расположение кайнозойского вулканического пояса достаточно определенно. Если говорить о неогеновых покровах, то они располагаются в пределах древнего палеозойского ядра, окаймляя с востока и севера молодую Центральноамериканскую геосинклинальную систему. Трещинный характер вулканических извержений и их возраст свидетельствуют о приуроченности этой магматической деятельности ко времени проявления крупной фазы складчатости. Диапазон петрографических типов неогеновых эффузивов весьма широк, охватывая ряд от базальтов до риолитов. Несколько иное тектоническое положение занимают четвертичные и современные вулканические образования. Это вулканы центрального типа, располагающиеся вдоль молодых разломов, которые протягиваются параллельно Тихоокеанскому побережью и структурам геоантиклинального поднятия в Центральноамериканской геосинклинальной системе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ геологического строения и истории развития Карибского региона позволил выделить ряд платформенных структур, складчатых зон и современных геосинклинальных систем, отчетливо различимых на прилагаемой карте. В связи с составлением этой карты возникает ряд теоретических проблем, решение которых, очевидно, позволит в дальнейшем более детально наметить ход геосинклинального процесса и глубже понять процессы эволюции земной коры в зоне стыка континентов и океанов.

1. Прежде всего хотелось бы обратить внимание на вероятную причинную зависимость формирования различных по составу комплексов пород в складчатых и геосинклинальных системах от структуры земной коры, на которой эти системы были заложены. Подобная зависимость отмечалась многими геологами (Харкевич, 1953) для других районов земного шара и нашла свое выражение в выделении океанических и континентальных геосинклиналей. Нечто сходное мы имеем, видимо, и для рассматриваемого региона. Действительно, на границе Юкатано-Багамской плиты и океанического дна, в пределах собственно океанического дна возникла вулканическая (окраинно-континентальная) геосинклинальная система Больших Антилл с мощным комплексом начальных магматитов основного состава. На севере Южной Америки в пределах коры континентального типа возникла Колумбийско-Венесуэльская терригенная (внутриконтинентальная) складчатая система, в которой проявления основного вулканизма практически отсутствуют. Эти особенности в вещественном составе отложений в пределах кайнозойских геосинклинальных систем этого региона были отмечены еще Г. Штилле в 1942 г. (Штилле, 1964_2).

2. Другим интересным вопросом является поведение геосинклинальных систем по простиранию. В советской геологической литературе Н. П. Херасковым (1963) и Ю. М. Пущаровским (1961) уже были рассмотрены подобные примеры.

Геологи, изучавшие Карибский регион, всегда пытались искать и находить часто весьма проблематичные продолжения геосинклинальных систем, складчатых зон и цепей, и вокруг связанных с этим проблем уже долгие годы не утихают споры.

Одной из центральных проблем является продолжение к западу геосинклинальных структур Кубы. Большинство исследователей, основываясь на некотором изменении простираний германотипных складок в меловых отложениях юга Мексики и Гватемалы, соединяли эти зоны. При этом не учитывалось основное: разница между эвгеосинклинальным характером осадочных комплексов и структур Кубы и полуплатформенным типом образований и структур Гватемалы и Чиапаса (юга Мексики). Различие это очевидно и не вызывает сомнений. Новые данные по геологии Кубы, полученные в последние годы (Furrazola, Judoley, 1964; Adamovich, Chejovich, 1964), позволяют, очевидно, в известной мере расшифровать характер западного затухания геосинклинальной области Больших Антильских островов по простиранию. На западе Кубы, в провинции Пинар дель Рио, нижне- и верхнемеловой вулканогенный спилито-диабазовый комплекс, свойственный восточным районам Кубинской геосинклинальной ветви, существенно изменяется. Прежде всего, единый геосинклинальный прогиб разделяется на две ветви, обтекающие древнее ядро, на котором развиты относительно маломощные карбонатные отложения верхней юры и нижнего мела, значительно отличающиеся от геосинклинальных комплексов Центральной Кубы. Образования, выполняющие упомянутые выше прогибы, также постепенно меняют свой литолого-фациальный облик — от вулканогенного комплекса отложений к вулканогенно-обломочному и терригенно-карбонатному. К западу также уменьшаются и их мощности. Характерной чертой для этого района является также почти полное отсутствие интрузий, особенно гранитоидных.

Сопоставление приведенных сведений с данными по геологии южной Мексики и Гватемалы позволяет предполагать затухание Кубинской геосинклинальной ветви по направлению к Центральной Америке. Вполне возможно, что аналогичным же образом затухают в том же направлении геосинклинальные ветви Кайман—Сьерра Маэстра и Гаити—Ямайка, поскольку нигде в Никарагуа и Гондурасе, расположенных на их простирании, не наблюдается подобных структур. Таким образом,

можно говорить о затухании всей геосинклинальной системы Больших Антилл в западном направлении.

На востоке современная геосинклинальная система Больших Антильских островов подходит к Анегадской зоне разломов, к востоку от которой развиты поперечные структуры восточных Малых Антилл, представляющие собой, как было показано, современную геосинклинальную систему в начальной стадии формирования. Таким образом, на востоке, в противоположность постепенному затуханию на западе, мы имеем дело, очевидно, с торцовым сочленением двух геосинклинальных систем по зоне глубинного тектонического шва в районе Анегадского пролива.

Структуры Малых Антильских островов представляют собой, как уже было сказано, современную геосинклинальную систему в начальной стадии дифференциации и не имеют продолжения на юг. На это указывали Дж. Юинг и К. Офисер (1960), основываясь на строении земной коры по сейсмическим данным. Тем не менее эти исследователи пытались, исходя из топографических данных, усмотреть продолжение вулканического гребня Малых Антилл в район островов Тестигос и Фрайлес, входящих в группу Подветренных Антилл. При этом не принималось во внимание геологическое различие группы Подветренных Антильских островов, расположенных на континентальном шельфе и сложенных меловыми вулканическими породами, с современной вулканической цепью Малых Антилл, заложенной на слабодифференцированной коре океанического типа. Меловые геосинклинальные комплексы Береговой Венесуэльской Кордильеры и Подветренных Антилл протягиваются почти под прямым углом к цепи Малых Антилл через Тринидад и далее, заворачивая к северо-востоку через Тобаго, обрезаются Атлантическим океаном.

Рассмотренные примеры показывают, что в пределах Антильско-Карибской геосинклинальной площади имеются как случаи постепенного затухания по простиранию геосинклинальных систем, так и резкого ограничения их разломами или областями распространения океанической коры.

3. Следует сказать несколько слов о впадинах Карибского региона. Изучение строения земной коры в их пределах геофизическими методами (Оффисер, 1960; Ewing, 1960; Ewing, 1962) показало, что она сходна с корой океанического типа, хотя и имеет несколько увеличенную мощность за счет «надбазальтового» слоя, природа которого остается неясной. Кроме того, для Карибского бассейна характерна повышенная плотность подкорового вещества, что отражается в высоких значениях аномалий силы тяжести (при повышенной мощности коры и больших глубинах) (Гурарий, Соловьева, 1963). Подводные гряды, разделяющие глубоководные впадины, согласно материалам сейсмических исследований, близки по своей структуре к континентальному типу коры. Исключением являются гряды Малых Антилл, отличающиеся значительно меньшей мощностью коры и иной ее структурой.

Несмотря на сходный в целом характер данных о строении земной коры в пределах впадин, по-видимому, в Карибском бассейне существуют разные категории последних.

Выделяется внешняя впадина — желоб Пуэрто-Рико (Браунсона), который находится на восточном продолжении внешнего карбонатного прогиба Кубы и отделяет восточную часть зоны геоантиклинального поднятия Больших Антилл от океана. Таким образом, если по границе с плитой возник глубокий (до 14 *км*), заполненный карбонатными осадками внешний прогиб, то на границе с океаном — внешний глубоководный желоб, не компенсированный осадками.

Другую категорию составляют внутренние глубоководные впадины, которые в свою очередь разделяются на два типа — линейные и изо-

метричные. Внутренние линейные впадины (Бартлетт и Юкатанская) располагаются между зонами геоантиклинальных поднятий. Достаточно высокая мобильность, контрастность и амплитуда рельефа, современное осадконакопление, вытянутая форма и положение между продолжающими свое развитие геоантиклинальными зонами позволяют отнести их к современным геосинклинальным прогибам. Изометричные глубоководные впадины (Колумбийская, Венесуэльская) не могут, по-видимому, полностью сравниваться с предыдущими. В настоящее время не существует достаточно данных, чтобы предпочесть какое-либо суждение относительно их генезиса. С одной стороны, гипотеза о принадлежности их к реликтам океанического дна не может быть полностью опровергнута, если предположить, что в донижнемеловое время между Северной и Южной Америкой существовало океаническое дно. Тогда эти впадины могут рассматриваться как области слабой дифференциации земной коры, явственные начальные этапы которой мы видим в дуге Малых Антилл.

С другой стороны, идея об общем континентальном фундаменте Карибского региона и наложенном характере впадин как бы подтверждается срезаниями палеозойских структур на севере Колумбии и др. Если принимать структуру океанического дна Атлантики как вторичную, подобно тому, как это делается сейчас многими исследователями (Муратов, 1951; Шейнманн, 1959 и др.), то все впадины Карибского моря следует считать вторичными, но находящимися на разной стадии эволюции: ряд от наиболее сильно дифференцированной области Больших Антилл с Юкатанской и Бартлеттской впадинами, к менее дифференцированной области Малых Антилл и к наиболее слабо дифференцированным участкам — Колумбийской и Венесуэльской впадинам.

Литература

Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. Бюлл. МОИП, № 1, 1964.

Альбердинг Х. Применение принципов сдвиговой тектоники Муди и Хилла к северным районам Южной Америки (1957 г.). В книге «Вопросы современной зарубежной тектоники», ИЛ, 1960 г.

Белоусов В. В. О тектонике Анд. Бюлл. МОИП, № 2, 1963.

Белоусов В. В. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.

Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд. АН СССР, 1963.

Ирдли А. Дж. Тектоническая связь Северной и Южной Америки (1954 г.). В книге «Вопросы современной зарубежной тектоники», ИЛ, 1960.

Офиссер К. Б., Юинг Дж. И., Эдвардс Р. С., Джонсон Х. Р. Геофизические исследования в восточной части Карибского моря. В книге «Вопросы современной зарубежной тектоники». ИЛ, 1960.

Пущаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. Бюлл. МОИП, № 6, 1961.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28, 1959.

Штилле Г. Введение в геологию Америки (1940 г.). Избранные труды. Изд. «Мир», 1964 г.

Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана (1942 г.). Избранные труды. Изд. «Мир», 1964 г.

Adamovich A., Chejovich V. Nuevos datos geologicos de la region de Baracoa. Revista Technologuica, 8, 1964, La Habana, Cuba.

Agerrevere S. E., Zuloaga G. Observaciones geologicas en la parte central de la Codillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. i. Mid. 1, 2. Caracas. 1937.

Barrabe L. Le signification structurale de l'acr Petites Antilles. Bull. Soc. Geol. France, vol. 12, 1942.

Bucher W. H. Problems of earth deformation illustreted by the Caribbean sea basin. Trans. New York Acad. Sc ser. 2, N 3, 1947.

Burgl H. Historia geologica de Colombia. Revista de la Academia Colombiana de ciencias exactas y naturales., vol. 11, 43, 1961.

Butterlin J. La consitution geologique et la structure des Antilles. Centre National de la Researche Scientifique, 1956.

Corral J. I. La union de Cuba con continente Americano. La Habana, 1939.
Corral J. I. Diastrofismo cubano (resumen), Proc. 8th Am. Sc. Congr. Washington, 1940, vol. 4.
Donnely T. W. Evolution of eastern greater Antillean island arc. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 48, 5, 1964.
Ewing I., Antone I., Ewing M. Geofysical measurement in the western Caribbean sea and in the Gulf of Mexico. J. Geophis. Res. 1960, 12, 65.
Ewing I., Worzel I., L., Ewing M. Sediments and oceanic structural history of the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res., 1962, 67, N 6.
Expalantory notes on cross section throu peninsular Florida. Interstate Oil Compact. Comiss. Comm. Bul., 1962, 67, 4, 2.
Furrazola-Bermudez G., Judoley K. M. y otros. Geologia de Cuba. Edit. Nacional de Cuba, La Habana, 1964.
Hess H. H. Investigaciones geofisicasy geologicas en, la region del Caribe. Bol. As. Venez. Geol. Min. Petr., t. 2, N 1.
Rutten L. Alte lande und Meeresverbindungen in West Indien und Zentral America. Geol. Rundsch., vol. 26, 1935.
Schuchert C. Historical geology of the Antillean-Caribbean region. New York — London, 1935.
Senn A. Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean — Caribbean region. Am. Ass. Petr. Geol. Bul., vol. 24, № 9, 1940.
Senn A. Die Geologie der Insel Barbados und die Morfogenese der umliegenden marine Grossformen. Eclog. Geol. Helv. 10, 2, Bacel, 1948.
Staub R. Die Bewegegungsmechanismus der Erde (West Indien). Berlin, 1928.
Symposium of Petroleum geology of South America. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 48, 1964, 12.
Weil R. Geologica historica de la cordillera Central de la isla Santo Domingo y su posicion en el arco de las Antillas. Bol. Soc. Mexicana de Geogr. y Estadistica. Mexico, 1948.
Weil R. Die Geologie Mittelamericas. (Beitrage zur regionalen geologie der Erde). Gebrúder Borntraeger — Berlin, 1961.
Weil R. Die Sierra de Bahoruko von Santo Domingo und ihere Stellung im Antillenbogen. Ibid, vol. 98, 1953, 1.
Woodring W. P. Tectonic features of the Caribbean region 3rd Pan-Pacific Congr. Tokyo, 1928.
Woodring W. P. Caribbean land and sea through the ages. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 65, 1954, 8.

НИИЛзарубежгеология Госгеолкома СССР

Статья поступила
25 мая 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г

УДК 551.311(21)

ДЖ. Э. ГИЛЛ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ[1]

Для своего существования человечество избрало непрочные поверхности суши, являющиеся крупными возвышенностями, поднимающимися на 4000 *м* и более над общим уровнем дна океанов. Наиболее крупными из них являются материки. Каким образом возникли эти огромные массы суши и почему они давно не срезаны до уровня моря неумолимым наступлением процессов выветривания и эрозии? На эти вопросы у нас еще нет вполне удовлетворительного ответа. Однако быстрое накопление знаний о докембрийской истории Земли дает новые сведения, относящиеся к этой проблеме. Настоящая работа имеет целью прежде всего обратить внимание на некоторые из этих данных и дать количественную оценку одной из гипотез.

Мы знаем теперь довольно много о формах поверхности материков и о тех породах, которые их слагают на глубину нескольких километров. Кое-что известно о строении и физических свойствах более глубоких горизонтов благодаря изучению поведения упругих волн землетрясений и искусственных взрывов. Исследования гравитационных полей, тепловых потоков и магнитных свойств Земли и поведения ее пород под нагрузкой, привели к созданию ряда гипотез о происхождении континентов. Рассмотрим прежде всего характеристику некоторых наиболее крупных элементов земной коры по геофизическим данным.

В настоящее время среди геофизиков как будто бы нет разногласий в том, что внешняя часть Земли состоит из коры[2], включающей материки и дно океана, и покоящейся на мантии, сложенной значительно отличающимся материалом. С физической точки зрения этот материал всюду ведет себя одинаково. Земная кора и мантия отделены друг от друга поверхностью Мохоровичича (М) на средней глубине в 10—11 *км* ниже уровня моря под океанами и на глубине 30—40 *км* под материками. Эта поверхность отмечается быстрым увеличением скорости прохождения продольных и поперечных волн с 6,7 до 8,1 для продольных волн и с 3,8 до 4,7 *км/сек* для поперечных волн (Gutenberg, 1955). Сравнение этих величин со скоростями, полученными экспериментальным путем для различных пород, указывает на состав, близкий к перидотитам или эклогитам для верхней части мантии и базальтам для океанической коры и нижних частей континентов. Верхняя часть земной коры по своему среднему составу приближается к гранодиориту.

Прежние идеи о слоистости в континентальной коре пришлось отбросить в пользу представления о постепенном переходе от слегка кислого материала у поверхности к базальтовому на какой-то глубине ниже

[1] Доклад, сделанный Дж. Э. Гиллом в Геологическом институте АН СССР. На заседании присутствовало большое число геологов из геологических учреждений Москвы. После доклада с вопросами к докладчику обратились многие из присутствующих и состоялся оживленный обмен мнениями.

[2] Земная кора в понимании автора настоящей статьи простирается вниз до поверхности Мохоровичича. Некоторые считают, что она простирается на 16 *км* на глубину изостатической компенсации, другие — на 700 *км*, глубину самого глубокого очага землетрясения.

10 *км* с одним только возможным перерывом примерно на глубине 20 *км* — у так называемой границы Конрада (Gutenberg, 1955). Геологи принимают эту точку зрения, отмечая, что в верхней части коры строение чрезвычайно сложно и неравномерно в деталях, так что кажущаяся однородность достигается путем статистического сглаживания этих сложностей.

Дно всех океанов под тонким слоем осадков ведет себя с физической точки зрения как базальт, причем данные, полученные по образцам, взятым с вулканов и со дна океана, показывают, что преобладающим материалом в их составе является оливиновый базальт.

Геологи в общем, по-видимому, согласны с тем, что земная кора находится в приблизительном изостатическом равновесии, плавая на податливой мантии. Материки расположены сравнительно высоко, так как они менее плотны в среднем, чем океаническая кора. Существующие неравновесия поддерживаются прочностью комплексов пород, слагающих кору.

Если мы обратимся теперь к геологическим данным о континентах, то увидим, что, не считая местных поверхностных покровов осадков, все они состоят из пород основания более или менее сложного строения. В этом фундаменте обычно различаются молодые орогенические пояса, расположенные обычно вблизи окраин континентов. Они имеют выраженный рельеф и частично в силу этих причин были изучены более детально, чем докембрийский фундамент внутренних частей материков. Многие геологи привыкли резко отделять друг от друга эти две части фундамента материков. Фактически между докембрийскими и более молодыми породами нет резкого контраста, за исключением отсутствия окаменелостей в первых. За последние годы во многих частях света геологическое изучение докембрийских пород сильно продвинулось вперед и оказалось, что менее метаморфизованные участки поразительно похожи на лучше изученные пояса более молодых горных систем. Это сходство наблюдается в их сложении, в тех процессах, благодаря которым они были сформированы и, следовательно, в истории их развития. Там, где метаморфизм завуалировал первоначальный состав пород, все равно удается установить, что они образовались за счет метаморфизма осадочных или вулканических пород. В самом деле, среди геологов, которые долго работали в таких районах, вряд ли кто не согласится с тем, что эти щиты сложены корнями прежних горных хребтов, сходных с более молодыми горными цепями (Collins, 1936; Wahl, 1936; James, 1960). В 1925 г. И. И. Седергольм высказал предположение, что основная разница между древними и молодыми орогеническими поясами вызвана более глубокой денудацией древних областей (Sederholm, 1925). Многое из того, что было установлено с тех пор, подтверждает эту точку зрения, хотя некоторые различия могут быть приписаны изменениям в недрах земли, в составе океанов и атмосферы, происшедшими за этот долгий период времени.

Геологи, изучающие докембрий, испытывают большие затруднения при попытках расшифровать исторические детали из-за отсутствия окаменелостей. Корреляция пространственно удаленных групп пород часто очень предположительна, а возрастные соотношения формаций, расположенных близко друг к другу в сильно дислоцированных районах, часто не поддаются точному установлению. Последние достижения по изучению радиоактивности оказались весьма обнадеживающими и недавно стали давать чрезвычайно важные данные по возрастным соотношениям. Я подразумеваю определения возраста, которые оказались возможными благодаря развитию и постоянному улучшению методов расшифровки минеральных «часов» путем точного определения соотношений материнско-дочерних пар в радиоактивных минералах. Данные возрастных определений, полученные таким методом, дают поразительное подтверждение

существования складчатых поясов различного возраста. Оказывается, каждый из таких поясов после завершающей складчатости оставался в основном неизменным, за исключением какого-то ограниченного коробления или движений по сбросам. Теперь, по-видимому, нельзя не прийти к заключению, что каждый материк рос в процессе ряда орогенических циклов, тянувшихся по меньшей мере 2,7 миллиарда лет (Ahrens, 1955).

Наши познания об орогеническом цикле почерпнуты в основном из изучения более молодых горных систем, где присутствие окаменелостей позволило проследить историческую последовательность довольно детально. Каждая из этих систем обладает своими собственными характерными чертами и историей. В общих чертах наблюдается заметное сходство. Процесс начинается эрозией поверхностей суши и отложением осадков в троге или впадинах, обычно вдоль окраин материков. Накопление осадков протекает в течение длительного периода, сопровождаясь опусканием краев континента, в результате чего происходит накопление осадков мощностью до 9—15 *км*. Вулканические извержения и сопутствующие интрузии обычно распространены в некоторых частях поясов, что также значительно способствовало увеличению мощности осадков. Наконец, наступает период деформаций, который происходит с интервалами, воздействуя на разные участки в различное время. Толщи осадков подвергаются складчатости, сбросам и пронизываются снизу расплавленными массами. Складчатая зона образует топографическое возвышение, постепенно стираемое длительным периодом эрозии. В течение этого процесса поддерживается приблизительное изостатическое равновесие, отклонения от которого ограничены способностью пород выдерживать разницу в напряжении, вызванную силой тяжести. В конце концов наступает относительная стабильность, когда поверхность суши приближается к уровню моря. Требуется очень большое время, чтобы орогенический пояс достиг такого состояния. Это видно хотя бы на примере Аппалачской системы, которая все еще не достигла такого состояния после 200 миллионов лет, истекших со времени конца последней крупной орогении.

Правда, как указывает Г. Гестил (Gastil, 1960) данные о возрасте по некоторым таким поясам расходятся. Некоторые данные могут быть неправильными, ошибки могли быть вызваны целым рядом причин. Другие цифры указывают на действительные различия в возрасте, но этого, очевидно, следовало ожидать. Следует иметь в виду, что мы рассматриваем только широкие пояса деформации, как например система Кордильер. Складчатость в каждой из таких систем проходила в несколько стадий на протяжении большого периода времени (200 миллионов лет и более). Поскольку большинство возрастных определений радиометрическим методом для докембрийских пород имеет точность в пределах ±100—150 млн. лет, очевидная разница в возрасте в 400—500 млн. лет может иметь место в поясе, который фактически был одним целым, а не результатом разрушения более древнего пояса более молодым. Надо также отметить, что по окраинам материков части древних платформ оказываются вовлеченными в более поздние окраинные нарушения, не становясь полностью переработанными. Этим можно объяснить присутствие более древних пород в более молодых деформированных поясах. Наконец, следует иметь в виду, что в таких обширных поясах складчатость обычно впервые проявляется на островных лугах на некотором расстоянии от основного края материка, как это имеет место вдоль современного восточного побережья Азии. Внутренние части подвергаются нарушениям позднее и, наконец, вся масса соединяется с материком. Таким образом, прекратившие ранее свое геосинклинальное развитие элементы могут оказаться вовлеченными и в более поздние по возрасту складчатые зоны, но весь пояс становится в конце концов устойчивым

и остается таким в течение какого-то неопределенного времени, за исключением мелких короблений и сбросов.

Обратимся теперь к вопросу о происхождении континентов. Об этом высказано много гипотез. Те, которые за последние годы принимались всерьез многими учеными, можно классифицировать следующим образом:

I. Однородная первичная земная кора.

А. Полностью гранитная кора, образованная путем дифференциации жидкой Земли.

а. Катастрофическое удаление из океанических бассейнов резонансом приливов. Континенты являются остатками первичной коры (Darwin, 1908).

б. Поглощение частей гранитной коры и превращение их в океаническую (Peterson, 1954).

в. Удаление из современных океанов эрозией гранитного слоя тогда, когда эти сегменты были расположены высоко (Poldervaart, 1955).

г. Смятие и уплотнение первичной коры с образованием континентов и океанов.

1. Путем гравитационного скольжения (Daly, 1926).

2. Конвекционными течениями (Umbgrove, 1947; De Sitter, 1956).

3. Методы образования не указаны (Poldevaart, 1955).

д. Разъединение в результате расширения недр (Carey, 1950).

Б. Полностью базальтовая кора, образованная дифференциацией жидкой Земли.

а. Эрозия обнаженных частей плюс орогенез, вызывающий рост континентов (Lawson, 1932; Gill, 1948, 1952; Wilson, 1949).

б. Просачивание гранита из дифференцирующейся жидкости под первичной габброидной корой (Buddington, 1943).

в. Добавление масс из внешнего пространства (Howell, 1959).

II. Разнородная первичная земная кора.

А. Накопление местных сгустков кремнистой пены во время остывания жидкой Земли с последующим ростом за счет орогенических циклов.

Б. Накопление путем выпадения твердых тел (планетарная гипотеза) с последующим ростом ядер во время орогенических циклов.

Попробуем рассмотреть более детально некоторые из упомянутых выше гипотез. Мы сразу отбросим все гипотезы, исходящие из представления о том, что первичная внешняя земная кора состояла из гранита или гранодиорита или что большая плита такого состава образовалась с самого начала. Мы поступаем так потому, что внутреннее строение и состав щитов не может быть удовлетворительно объяснен любым механизмом, предложенным для образования континентов из таких материалов. Весьма неправдоподобно, чтобы сравнительно легкие и высоко расположенные кристаллические плиты могли быть прогнуты пояс за поясом и образовать тот рисунок расположения их, который мы имеем в настоящее время. Кроме того, наиболее древние осадки в этих поясах не указывают на какие-то крупные поступления кислых масс.

С другой стороны, орогенический процесс в результате повторений на протяжении веков мог создать легкую поверхность коры кислых пород из более плотной первоначальной коры основного состава. Это могло быть достигнуто частично в результате выветривания и эрозии, а частично путем дифференциального расплавления осадков и вулканического материала на глубинах свыше 20 *км* в геосинклиналях. В пользу этого процесса давно уже высказывались скандинавские геологи, а недавно он был поставлен на надежную научную основу в результате экспериментальных работ сотрудников Геофизической лаборатории Института Карнеги в Вашингтоне (Tattle, Bowen, 1958). Дополнительное подтверждение было получено в результате экспериментальных работ по плавлению естественных пород в лабораториях университета Макгилл (Кга-

nek, 1960) Щелочные и богатые кремнекислотой фракции образуются первыми и имеют тенденцию мигрировать в участки низкого давления, обычно вверх. Инъекция и реакция с твердыми телами приводит к образованию полевого шпата и богатых кремнекислотой пород на промежуточном уровне между нижним слоем, бедным кремнекислотой и осадочным и вулканическим материалом, пронизанным кислыми телами в верхней, более охлажденной части. Детали этого процесса чрезвычайно сложны. А. Ф. Баддингтон (Buddington, 1959) недавно описал те факты, которые следует иметь в виду, и те механизмы, которые здесь участвуют.

Сведения по океаническим бассейнам ограничены, но они также указывают на поразительную однородность коренных пород под осадочными образованиями в этих районах. Первые несколько километров сложены оливиновыми базальтами.

Накопление даже тонкого слоя осадков предохраняет коренную породу от эрозии. Таким образом, по-видимому, необходимо прийти к выводу, что по мере накопления воды все большая часть поверхности Земли уже на ранней стадии ее истории оказывалась под такой защитой. Отсюда очевидно, что дно истинных океанических бассейнов, сложенное коренными породами, скрытыми под водой, и осадками, является наиболее близким по составу к первичной земной коре. Рассмотрим теперь более детально, что должно было произойти для образования континентов.

Данные о химическом составе пород, слагающих отдельные части материков, обильны и позволили вычислить довольно надежные средние величины. Средней является порода, близкая по составу к гранодиориту, как видно из таблицы, колонка А. Ниже, на глубине нескольких километ-

Таблица

Средний состав различных слоев земной коры

	A		B		C	D	AB	E		X	
	Кристаллический фундамент		Ссадочные породы		Растворенные в морской воде	Сумма B и C		Оливиновый базальт		Остаток (E—D)	
	Поверхностная кора мощностью 10 *км*, %	общая масса, *т*	%	общая масса, *т*	общая масса, *т*	%	общая масса, *т*	%	общая масса, *т*	%	общая масса, *т*
SiO_2	66,4	2796,8	51,4	757,3		62,2	3554,1	47,1	7576,3	38,7	4022,1
TiO_2	0,6	25,3	0,7	10,2		0,6	35,5	3,0	483,6	4,3	448,1
Al_2O_3	15,5	652,9	12,6	185,4		14,7	383,3	15,1	2434,1	15,3	1595,8
Fe_2O_3	1,8	75,8	4,7	69,3		2,5	145,1	3,7	596,4	4,3	451,3
FeO	2,8	117,9	1,0	14,5		2,3	132,4	8,1	1305,7	11,3	1173,3
MnO	0,1	4,2	0,3	4,5		0,2	8,7	0,2	32,2	0,2	23,5
MgO	2,0	84,2	3,1	45,0	0,9	2,3	130,1	7,9	1273,5	11,0	1143,4
CaO	3,8	160,1	22,7	335,9	3,5	0,7	499,5	10,9	1757,0	12,1	1257,5
Na_2O	3,5	147,4	1,2	18,3	23,3	3,3	189,0	2,7	435,2	2,4	246,2
K_2O	3,3	139,0	2,2	31,8	0,8	3,0	171,6	1,1	177,3	0,1	5,7
P_2O_5	0,2	8,4	0,1	1,8		0,2	10,2	0,3	48,4	0,3	38,2
Сумма	100,2	4212,0	100,0	1474,0	28,5	100,0	5714,5	100,1	16119,7	100,0	10405,2

ров, нам приходится руководствоваться сейсмическими данными. Как уже указывалось здесь существует, по-видимому, постепенный переход к базальту или какой-то породе, несколько напоминающей его по своему физическому поведению. По общему мнению, ниже поверхности Мохоровичича материал является перидотитом или эклогитоподобным веществом.

Чтобы создать континенты из первоначальной коры, состоящей из оливинового базальта 5 *км* мощностью, потребуется использовать этот

материал с площади, в 6 раз превышающей современную территорию материков. Это, конечно, абсурдно, а поэтому надо предполагать, что материал, расположенный под поверхностью Мохоровичича, был также использован для образования верхних частей коры. Так как на континентах в разное время и в разных местах было экструдировано очень большое количество базальта, в основном толеитового, а во внутренних частях континентов обычно дайки оливиновых и кварцевых диабазов, совершенно очевидно, что под континентами все еще существует значительный источник такого материала. Вероятно, можно предполагать, что базальт может производиться в больших количествах из материала, находящегося под поверхностью Мохоровичича. Такое образование базальта может иметь место или путем частичного расплавления (Bowen, 1928; Yoder, 1952; Verhoogen, 1954; Poldevaart, 1955) или путем минералогического перехода в менее плотную ассоциацию. Первым, по-видимому, высказал эту идею о фазовых переходах Л. Л. Фермор (Fermor, 1914). Недавно она была подтверждена вычислениями и экспериментальными данными (Ribertson et al., 1958; Lovering, 1958; Kennedy, 1959). Д. С. Нобл (Noble, 1961) разобрал эти выводы с точки зрения изостатического приспособления. Каждый или оба из указанных методов могут давать базальт из материала оболочки Земли, так что мы можем предполагать наличие соответствующего источника поступления базальтов для образования континентов.

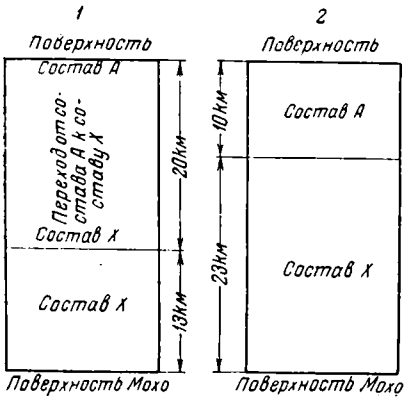
При повторении орогенического цикла материал, эродированный с одной горной системы, способствует наполнению геосинклиналей других систем. Таким образом, часть материала снова и снова перерабатывается в «поверхностной мельнице». Вещества, обычно находящиеся в твердом состоянии, должны сохраняться в системе и общая масса таких твердых веществ должна оставаться той же, независимо от преобразований благодаря метаморфизму и магматизму. Поэтому, можно заключить, что если континенты образовались главным образом из оливинового базальта, все дополнительные продукты, образованные эрозией и орогенезом, сложенные вместе, должны иметь примерно такой же объемный состав. Это значит, что кристаллическая кора континентов до поверхности M, частичный покров неуплотненных осадков, осадки в поверхностных частях более молодых горных систем, осадки океанического дна и обычные породообразующие элементы, растворенные в морской воде, должны в своем сочетании иметь средний общий состав, близкий к оливиновому базальту.

А. Польдеваарт (Poldevaart, 1945) собрал и опубликовал данные по среднему составу пород, а также определению массы и состава для различных частей земной коры. В приводимых ниже вычислениях будут использованы эти величины. Вода и другие летучие во внимание не принимаются. Они, безусловно, играли важную роль в этих преобразованиях, но в общих соотношениях, которые здесь рассматриваются, их исключение не окажет значительного влияния на результаты.

Если материал, слагающий стабилизированные континентальные плиты на поверхности (таблица, колонка A), произошел из базальта посредством орогенической переработки и процесса плавления, то он должен сменяться книзу остаточным материалом несколько более основного состава, чем базальт. Это может быть материал, принимаемый обычно за базальт, поскольку он передает упругие колебания со сходной скоростью. Для предварительного вычисления будем считать, что интервал Конрада на глубине около 20 *км* отмечает уровень, ниже которого весь материал является остаточным и что состав его не меняется до поверхности M. Изменение от среднего состава A на поверхности к составу X на глубине 20 *км* окажется при первом приближении примерно линейным или, говоря более точно, можно предполагать, что внешний слой 10 *км* мощности состава A в сочетании с подстилающим слоем тоже 10-кило-

метров мощности состава X дает близкие величины фактического среднего состава внешних 20 *км* континентальной земной коры. Приведенные выше предположения требуют также, чтобы средний состав континентальных блоков до поверхности M на средней глубине 33 *км* был эквивалентен составу, полученному путем сочетания среднего состава A первых 10 *км* со средним составом X остающихся 23 *км* (рис.). При таких предпосылках можно попытаться определить состав X.

В таблице, в колонке A, приведен средний химический состав поверхностных (до 10 *км*) континентов. В колонке B даны средние цифры по A. Польдеваарту (Poldevaart, 1955) для всех покровных осадков на континентах и в океанических бассейнах и осадочных образований, развитых в верхних частях более молодых орогенических поясов. Колонка C дает количества обычных породообразующих элементов, растворенных в морской воде, а колонка D приводит общую массу A, B и C и их средний состав. Колонка E дает состав массы оливинового базальта, равной всей массе земной коры, а колонка X показывает, что останется, если весь материал, показанный в колонках A, B и C, вычесть из E.



При этих вычислениях площадь древних платформ можно принять равной 105×10 *км*^{2}, площадь складчатых горных поясов 42×10^6 *км*^{2}, а участки современных и древних областей шельфа 156×10^6 *км*^{2}. Удельный вес 10 *км* плиты кислых пород принимается за 2,7, а базальта — за 2,9.

По этой гипотезе материал ниже глубины 20 *км* и до поверхности M на средней глубине 33 *км* будет иметь средний состав, показанный в колонке X. Разница с базальтом не так велика, чтобы исключить возможность прохождения упругих волн с примерно такой же скоростью. Он отличается от любой обычной породы, находимой на поверхности, но нельзя забывать, что он подвергся переработке при высокой температуре и давлении в подвижных поясах, где фактически все газы и жидкости могли улетучиться на поверхность. Если бы не эти потоки, точка плавления была бы необычайно высока и шансы достигнуть когда-либо поверхности были бы чрезвычайно малы. Возможно, поэтому такой пояс, раз возникнув, имеет тенденцию оставаться устойчивым элементом в течение неопределенного времени. Если какая-то часть такого материала оказывалась вовлеченной в более позднее горообразование, она могла приобрести подвижность путем смешения с другим материалом из накоплений геосинклинали или с кремнистым материалом верхних частей земной коры и могла бы превратиться в какой-нибудь более знакомый тип породы, остающийся устойчивым в приповерхностных условиях. Мне кажется, что полученные результаты подтверждают идею о том, что земная кора в том виде, как мы ее теперь наблюдаем, могла произойти из базальта. Нельзя отрицать возможности, что небольшие сгустки кремнистой пены образовали часть или все первоначальные континентальные ядра. Выделение дифференцированной гранодиоритовой магмы через базальтовую кору или сгустки кремнистого материала земли, образованной первоначально путем накопления твердых веществ, могли сослужить такую же службу. Мы не располагаем, однако, данными, указывающими на то, что эти сгустки кремнистого вещества являются

необходимыми частями системы. Если они существовали, то должны были быть очень малы и пока остатков их не обнаружено.

Интересно отметить, что породы, развитые на континентах, содержат радиоактивных элементов не больше, чем первичные базальты, а потому тепловой поток, исходящий от них, не больше, чем тепловой поток океанических районов. В то же время радиоактивные элементы, по-видимому, сосредотачиваются во внешних частях континентальных блоков. Это, очевидно, приводит к медленному накоплению тепла в коре или ниже, которое оказывается достаточным для возникновения временного поднятия дифференцированных расплавов или фазовых превращений, а оба эти явления приводят к увеличению объема. Возможно, что именно поэтому континенты не оказываются уже давно срезанными эрозией.

Макгильский университет
Монреаль, Канада

Статья поступила
8 июля 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г.

УДК 551.24(571.65)

Н. Б. ЗАБОРОВСКАЯ, Л. З. ЛИПКОВ, М. С. МАРКОВ, Г. Е. НЕКРАСОВ

ГЕНЕЗИС МЕЛОВЫХ СТРУКТУР ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС

Рассмотрено строение домелового складчатого комплекса и меловых структур. Показан глыбово-складчатый характер меловых структур Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Вдоль восточной окраины Азии протягивается огромная зона почти сплошного развития вулканогенных пород, известная под названием Восточно-Азиатского вулканического пояса. Ее северная часть — Охотско-Чукотский пояс, расположенный в пределах Северо-Востока СССР, достаточно хорошо изучен благодаря работам многих геологов (Белый, 1958, 1959, 1960, 1961, 1963, 1964; Сперанская, 1959, 1962, 1963, Устиев, 1959, 1960, 1962, 1965 и др.).

К настоящему времени установлено, что Охотско-Чукотский пояс сложен вулканогенными образованиями мелового и отчасти раннепалеогенового возраста. Тектоническая природа его еще недостаточно ясна, но большинство исследователей рассматривают Охотско-Чукотский вулканический пояс как структуру, пограничную между областями мезозойской и кайнозойской складчатости Северо-Востока СССР [1]. (Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран, Шатский, 1957; Устиев, 1959 и др.).

Исследования В. Ф. Белого (1961) показали, что в пределах Чукотки строение вулканического пояса вкрест простирания довольно существенно меняется. Здесь он может быть разделен по отношению к Корякско-Камчатской складчатой области на внешнюю и внутреннюю зоны. Для первой из них характерно очень спокойное залегание меловых вулканогенных толщ, перекрывающих эрозионный рельеф мезозоид Северо-Востока СССР. По наблюдениям В. Ф. Белого (1961),— это зона преимущественного развития вулкано-тектонических структур типа компенсационных прогибов и просадок, а также линейно вытянутых вдоль зон разломов прогибов и сопряженных с ними поднятий.

Внутренняя зона вулканического пояса характеризуется более сложным строением. Слагающие ее вулканогенные образования заметно дислоцированы и нарушены разломами. По В. Ф. Белому, это зона «прерывистых пликативных нарушений».

Граница между этими различно построенными частями пояса не оставалась постоянной. В конце нижнего мела (апт-альб) она располагалась западнее зоны Анадырского разлома, в верхнем мелу и палеогене была сдвинута восточнее, оставаясь параллельной этому разлому. Южнее, на п-ове Тайгонос, границу внешней и внутренней зон пояса, по-видимому, следует проводить по восточному краю Тайгоносского массива.

Несмотря на то, что Охотско-Чукотский вулканический пояс изучается уже давно, вопрос о времени образования и генезисе его структур до сих пор окончательно не выяснен. Это связано с тем, что домеловые отложения пояса в большинстве районов погребены под мощным

[1] В последние годы В. Ф. Белый (1963) рассматривал область, расположенную к востоку от вулканического пояса, как зону верхнемеловой, ларамийской складчатости.

покровом меловых и палеогеновых вулканогенных пород и практически недоступны для наблюдения.

Именно поэтому большой интерес представляет собой п-ов Тайгонос, в пределах которого складчатое основание вулканического пояса резко приподнято и достаточно хорошо обнажено.

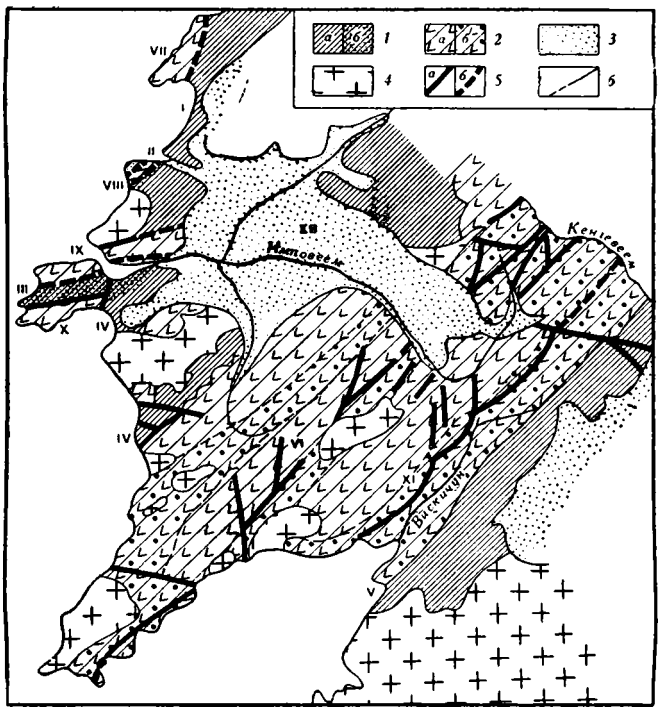


Рис. 1. Структурная схема юго-западной части п-ова Тайгонос.

1 — складчатый комплекс основания вулканического пояса:

а — зоны пологих складок и моноклинального залегания пород; *б* — зоны мелкой складчатости, разломов и флексур;

2 — меловой вулканогенный комплекс пород:

а — пологие моноклинали; *б* — флексуры;

3 — наложенные неоген-четвертичные и четвертичные впадины;

4 — массивы гранитоидов;

5 — разломы:

а — прослеженные, *б* — предполагаемые;

6 — граница флексур

I — зона слабодислоцированных отложений верхней перми; II — Тополовская синклиналь; III — зона сложнодислоцированных среднеюрских пород; IV — крутая моноклиналь в верхнеюрских отложениях; V — западное крыло антиклинали мыса Зубчатого; VI — Вискичунская грабен-синклиналь; VII—X — мелкие грабен-синклинали и структуры «корней» эффузивов; XI — Вискичунская шовная зона; XII — Имповеемская впадина.

В южной половине полуострова отчетливо устанавливается двуярусность строения пояса: наличие домелового складчатого основания — нижний структурный ярус и вулканогенных образований мелового и палеогенового возраста, образующих верхний структурный ярус. В складчатом основании пояса можно выделить западную и восточную структурно-фациальные зоны, отличающиеся одна от другой разрезами терригенных толщ верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Границей этих зон, по-видимому, служит Вискичунская шовная зона (рис. 1).

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС — СКЛАДЧАТОЕ ОСНОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Нижний структурный ярус в южной части п-ова Тайгонос сложен пермскими, триасовыми и юрскими отложениями. Так как п-ов Тайгонос до последнего времени был сравнительно слабо изучен, приведем краткую характеристику стратиграфии этих отложений и более подробно остановимся на рассмотрении образованных ими структур.

Самыми древними образованиями основания пояса в южной части Тайгоноса являются верхнепермские отложения, которые слагают участок западного побережья полуострова между бухтой Тополовкой на юге и мысом Глиняным на севере и протягиваются далее на север еще на 7—10 *км*. Они представлены черными глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, причем большую роль в разрезе играют вулканомиктовые разности этих пород. Видимая мощность толщи 3000—4000 *м*. Ее возраст установлен находками ископаемых остатков Kolymia sp. indet., Kolymia cf. pterineaeformis Popow, Gastropoda, определенных В. М. Заводовским.

Выше залегают отложения анизийского яруса среднего триаса, развитые в устье р. Тополовки на обоих ее берегах. Они контактируют с верхнепермскими образованиями по небольшому нарушению. Это однородная толща черных глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников, видимая мощность которых составляет 350—400 *м*. Анизийский возраст ее определяется на основании многочисленных находок ядер аммонитов: Arctohungarites Diener, Anphipapanocerus Voinova и мн. др. Отложений, содержащих фауну нижнего триаса, в этом разрезе не обнаружено.

К среднетриасовым образованиям мы условно относим также толщу сильно ороговикованных коричневато-фиолетовых и темно-серых туфопесчаников и туфоконгломератов видимой мощностью в 150—200 *м*, которая слагает участок западного побережья п-ова Тайгонос в 2 *км* к югу от о-ва Морская Матуга. В этой толще обнаружены незначительные фрагменты аммоноидей нижне-среднетриасового облика — Ammonites gen. indet. (определение Ю. М. Бычкова). Нижняя часть этого разреза уничтожена интрузией гранитоидов, а верхняя — перекрыта нижнемеловыми эффузивами.

Образований верхнего триаса в южной части Тайгоноса не обнаружено. По данным Л. И. Тихомирова, они известны в центральной части полуострова.

Наиболее широко в пределах изученной территории развиты отложения юрской системы, представленные нижним, средним и верхним отделами.

Нижнеюрские отложения распространены на левобережье р. Вискичун в виде полосы северо-восточного простирания. Это туфы андезитов и андезито-базальтов, туффиты, туфогравелиты, туфопесчаники, аргиллиты и песчано-глинистые сланцы, содержащие пирокластический материал. Многочисленные и разнообразные остатки фауны, обнаруженные в этих отложениях (Spiriferina, Pleuromya sp. indet., Pentacrinus sp. indet., Asteroidea gen. indet и мн. др.), свидетельствуют об их нижнеюрском возрасте. Суммарная мощность нижнеюрских образований составляет 900—1500 *м*.

Фаунистически охарактеризованные отложения среднеюрского возраста установлены лишь на западном побережье Тайгоноса в бассейне р. Имповеем. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослойками туфов, туфопесчаников, пепловых туфов и яшм. Суммарная мощность разреза 1550—1750 *м*. Присутствуют многочисленные остатки фауны: Retroceramus cf. ambiguus (Eichw.), R. cf. porrectus (Eichw.), R. ex gr. retrosus Keys. и др. Возможно, что верхняя часть толщи относится уже к келловею.

Верхнеюрские образования на изученной территории установлены в двух районах. Они слагают участок западного побережья Тайгоноса к югу от п-ова Халпилли, образуя единый непрерывный разрез вместе со среднеюрскими отложениями. Это толща грубослоистых аргиллитов с редкими прослойками песчаников и алевролитов. В верхах разреза появляются туфогенные разности этих пород, туффиты и пепловые туфы. В толще собраны многочисленные остатки Aucella cf. tenuistriata (Lah.), A. pavlovi (Sok. A. mosquensis (Buch.) и мн. др., которые позволяют выделить в ней образования оксфорда-кимериджа и кимериджа-нижневолжского яруса. Общая мощность разреза около 2200 *м*.

На левобережье р. Вискичун верхнеюрские образования залегают без углового, но со стратиграфическим несогласием на нижнеюрских отложениях. Они представлены в основном грубообломочными осадочно-вулканогенными породами с большим количеством туфов основного и среднего состава, а также туфопесчаников, вулканомиктовых песчаников и гравелитов. Общая мощность разреза 2000—2300 *м*.

Верхнеюрский возраст толщи устанавливается на основании находок ископаемых остатков Aucella mosquensis (?) (Buch.).

Таким образом в западной структурно-фациальной зоне породы перми, триаса и юры образуют моноклиналь, наклоненную на юго-восток и осложненную рядом пологих крупных складок, флексур и разломов того же простирания. Кроме того, в этой зоне распространены участки очень сложных дислокаций пород, появление которых, как будет показано в дальнейшем, закономерно связано с распространением меловых структур.

В восточной зоне меловые вулканогенные толщи залегают на туфогенно-осадочных образованиях нижней и верхней юры, общей мощностью в 3000—3800 *м*, также слагающих крутую моноклиналь, наклоненную на северо-запад с углами падения 50—60°.

На западе п-ова Тайгонос, в складчатом основании пояса, с севера на юг выделяются следующие структуры:

1) зона слабодислоцированных отложений верхней перми; 2) Тополовская синклиналь; 3) зона сложнодислоцированных среднеюрских пород в районе устья р. Имповеем и п-ова Халпилли; 4) зона крутого моноклинального залегания верхнеюрских отложений (рис. 1).

Зона слабодислоцированных отложений верхней перми характеризуется относительно простым строением (рис. 2). В ее пределах наблюдается чередование участков крутого и пологого залегания падающих на юго-восток пластов пород. К первым из них нередко приурочены зоны разломов, трещин и даек северо-восточного простирания.

В юго-восточном направлении происходит постепенное погружение древних пород под более молодые. Такое «моноклинальное» залегание осложняется рядом сравнительно небольших по амплитуде пологих складок восток-северо-восточного простирания. Размах их крыльев колеблется от нескольких сотен метров до 1,5 *км*. Складки чаще всего асимметричные, с более пологими северо-западными крыльями, но встречаются и симметричные складки. Все они характеризуются пологими замками и небольшими углами падения крыльев (от 15 очень редко до 50°). Замки складок часто пересечены крутыми разломами и прорваны дайками среднего и основного состава. Дайки и разломы имеют северо-восточное простирание.

С юга к описанной зоне примыкает Тополовская синклиналь, сложенная среднетриасовыми и верхнеюрскими породами. Это довольно крупная складка субширотного простирания с размахом крыльев около 3 *км*. Шарнир ее погружается на запад-юго-запад. Северное крыло синклинали сложено толщей алевролитов среднего триаса, падающих на юго-восток под углом 60—65°, и черными углистыми сланцами верхней юры, залегающими более полого. Контакт северного крыла синклинали с зоной

слабодислоцированных отложений верхней перми проходит по разлому северо-восточного направления. На южном берегу бухты Тополовки «моноклинальное» строение пород крыла, сложенного на этом участке среднетриасовыми алевролитами, осложняется двумя очень пологими складками с размахом крыльев в 100—200 *м*. Углы падения пород на их крыльях составляют 10—25°. Контакт среднетриасовых алевролитов с верхнеюрскими сланцами представлен зоной дробления и смятия. Складки в сланцах ориентированы здесь совершенно беспорядочно, амплитуда их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 2 *м*. Несколько южнее, ближе к ядру складки, в сланцах залегает довольно мощное 20—30 *м* пластовое тело диорит-порфиритов, которое вместе со сланцами разбито серией крутых трещин. В районе устья р. Тополовки северное крыло синклинали пересечено крупным разломом субширотного простирания, проходящим по бухте Тополовке.

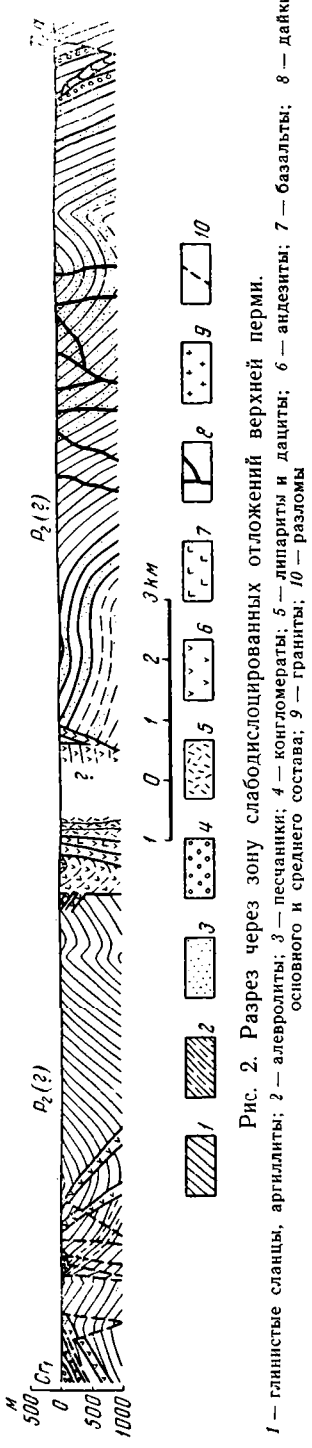


Рис. 2. Разрез через зону слабодислоцированных отложений верхней перми.

1 — глинистые сланцы, аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — липариты и дациты; 6 — андезиты; 7 — базальты; 8 — дайки основного и среднего состава; 9 — граниты; 10 — разломы

Южное крыло синклинали сложено толщей туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов и аргиллитов, которая протягивается на 2 *км* к югу от о-ва Морская Матуга. В нижней части этой толщи обнаружены остатки аммоноидей среднетриасового облика, а в верхней — отпечатки флоры верхнеюрского-нижнемелового возраста. Пласты очень круто падают на север, азимут падения 0—15°, угол — 50—80°.

Северная часть крыла синклинали осложнена пологой антиклинальной складкой с размахом крыльев около 1 *км* и очень широким замком.

К ядру синклинали приурочено мощное тело андезитов и дацитов. На контакте с ними верхнеюрские сланцы и конгломераты передроблены, перемяты и прорваны целым рядом даек среднего состава мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1,5 *м*, смятых вместе с вмещающими их сланцами.

Часть южного крыла Тополовской синклинали уничтожена интрузией гранитоидов мыса Гранитного, которая протягивается вдоль западного побережья п-ова Тайгонос на 10 *км*.

Южнее, в районе устья р. Имповеем, центральной части п-ова Халпилли и северной части залива Среднего располагается зона сложнодислоцированных среднеюрских образований (рис. 3). Они собраны в крупные складки северо-восточного простирания с размахом крыльев от 1 до 4 *км*, осложненные более мелкими складками с размахом крыльев от 200 до 400 *м* и совсем мелкими изоклинальными складками и плойчатыми структурами. Крупные складки характеризуются в основном симметричной, реже

асимметричной формой, с относительно пологими 40—50° северо-западными и более крутыми 70—80° юго-восточными крыльями. Меньшие складки с размахом крыльев от 200 до 400 *м* наклонены или опрокинуты на юго-восток, их шарниры погружаются на северо-восток под углом 25—30°. Осевые части мелких складок, особенно изоклинальных, нередко раздроблены и заняты пережатыми и будинированными дайками андезито-дацитов. Многочисленные разломы, осложняющие складки, ориентированы преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлениях. Они, как правило, имеют вертикальное падение. Ширина зон разломов колеблется от 5 до 30 *м*. В пределах этих зон породы обычно сложно перемяты, рассланцованы и милонитизированы; вблизи разло-

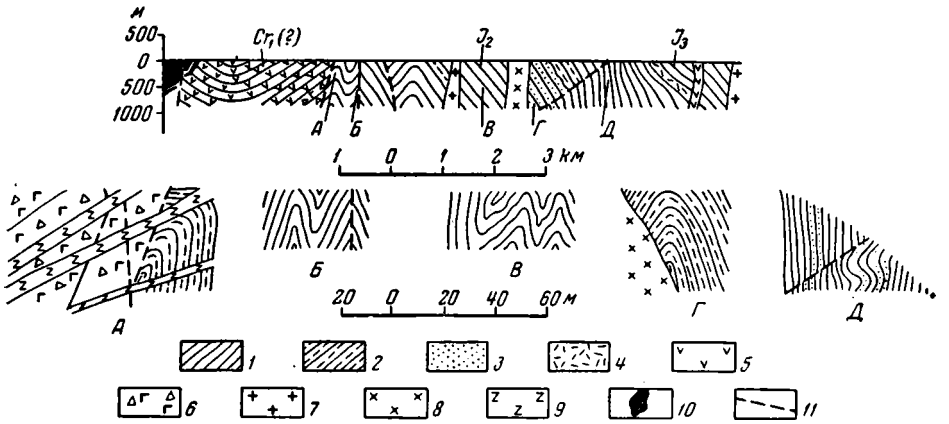


Рис. 3. Разрез через грабен-синклиналь северного побережья р. Имповеем, зону сложно дислоцированных среднеюрских пород (район устья р. Имповеем и п-ва Халпилли) и крутую моноклиналь в верхнеюрских отложениях (залив Средний).

1 — глинистые сланцы и аргиллиты; *2* — алевролиты; *3* — песчаники; *4* — липариты и дациты; *5* — андезиты; *6* — базальтовые лавобрекчии; *7* — граниты; *8* — гранодиориты, *9* — диориты; *10* — ультраосновные породы; *11* — разломы

мов наблюдаются тектонические трещины с зеркалами скольжения и мелкие складки.

Южная половина побережья зал. Среднего, а также участок побережья в районе мыса Кардинальской Мантии сложены верхнеюрскими терригенными отложениями, которые, залегая согласно и с постепенным переходом на отложениях средней юры, круто падают на юго-восток под углом 80—85°. Простое моноклинальное залегание пород нарушается здесь лишь небольшими надвигами. Кроме того, сланцы прорваны довольно многочисленными дайками интрузивных липарито-дацитов. Амплитуда перемещения пород в плоскости надвигов составляет всего 15—20 *м*. Надвинутыми являются северо-западные крылья. Далее к юго-востоку залегание верхнеюрских пород становится более пологим, углы падения составляют 30—35°; здесь их моноклинальное залегание осложняется большим количеством разрывов; многочисленны верхнеюрские пластовые интрузии долеритов. Здесь же вскрыт массив позднемеловых граносиенитов и многочисленные постгранитные дайки диоритов, диорит-порфиритов, андезитов и долеритов. Кроме того, здесь встречены дайки интрузивных дацитов и фельзитов. На верхнеюрских породах, разбитых сериями вертикальных разломов северо-западного и северо-восточного простирания, в юго-западной части района в отдельных блоках залегают слабодислоцированные, почти горизонтальные покровы нижнемеловых эффузивов.

В восточной части п-ова Тайгонос домеловые образования представлены толщей грубых туфогенно-осадочных пород юрского возраста, которые смяты в ряд складок северо-восточного простирания. Часть этих структур уничтожена крупным массивом гранодиоритов, но, благодаря

наличию в гранодиоритах провесов кровли их удается достаточно детально реконструировать. Самой северной из этих структур является антиклиналь мыса Зубчатого. Ее западное крыло начинается у долины р. Вискичун. В районе ручья Тигинчу и р. Энгельватен оно сложено туфогенными песчаниками юрского возраста. В контакте с меловыми вулканогенными образованиями песчаники круто (75—80°) падают на северо-запад, а местами стоят на головах. Они разбиты серией разрывов, вытянутых параллельно простиранию пород. Плоскости этих разломов также круто падают на северо-запад и сравнительно легко обнаруживаются по зонам осветленных, милонитизированных и кальцитизированных песчаников. Вертикальные смещения по этим нарушениям, очевидно, не велики. Далее на восток крыло антиклинали постепенно выполаживается, углы падения пород уменьшаются до 50—60°. В районе мыса Зубчатого углы падения уменьшаются до 40—45°, а юго-восточнее, близ свода антиклинали, они еще более выполаживаются.

В 4 *км* к востоку от мыса Зубчатого направление падения толщи аргиллитов, алевролитов и песчаников становится юго-восточным. Углы падения здесь достигают 50—60°. Ядро антиклинали нарушено небольшими разрывами и прорвано дайками андезитов, андезито-базальтов и диорит-порфиритов.

Юго-восточное крыло антиклинали, сначала достаточно крутое (50—60°), постепенно выполаживается к юго-востоку. Углы падения пород здесь не превышают 35—35°. Кроме общего падения на юго-восток, в породах отмечается ряд пологих складок, оси которых параллельны общему простиранию. Углы падения на крыльях этих складок второго порядка также не превышают 30—35°.

Таким образом, комплекс пород, слагающих основание вулканического пояса в изученной части п-ова Тайгонос, смят в ряд складок северо-восточного простирания и разбит разломами такого же направления. Отчетливо выделяются участки сравнительно простого строения и участки более сложных дислокаций (сжатые складки), которые пространственно совмещены с меловыми структурами (см. рис. 1). Типы структур домеловых пород свидетельствуют о том, что в этих породах развита полная голоморфная складчатость.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

В южной половине п-ова Тайгонос верхний структурный ярус сложен меловыми вулканогенными отложениями, которые развиты в основном в центральной части изученной территории, где они выполняют сравнительно узкую Вискичунскую грабен-синклиналь северо-восточного простирания. Кроме того, они закартированы в виде отдельных изолированных пятен к северо-востоку от этой структуры, в пределах западной структурно-фациальной зоны. Это — небольшие односторонние грабен-синклинали и «корни» эффузивных покровов. Меловые вулканогенные отложения залегают на домеловых образованиях со стратиграфическим и угловым несогласием, хотя местами (левобережье р. Вискичун) угловое несогласие практически отсутствует, а величина стратиграфического перерыва становится минимальной.

Наиболее полные разрезы меловых вулканогенных образований известны в пределах Вискичунской грабен-синклинали. Они подразделяются здесь на четыре толщи: яйнаваямскую, снежнинскую, осиновскую и вануонскую.

Яйнаваямская толща сложена разнообразными пирокластическими, реже эффузивными образованиями андезитового и базальтового состава. Встречаются единичные покровы и прослои кислых лав и туфов. Мощность толщи в северо-западном крыле грабен-синклинали достигает в ряде мест 5000 *м*, а в юго-восточном не превышает 2000 *м*.

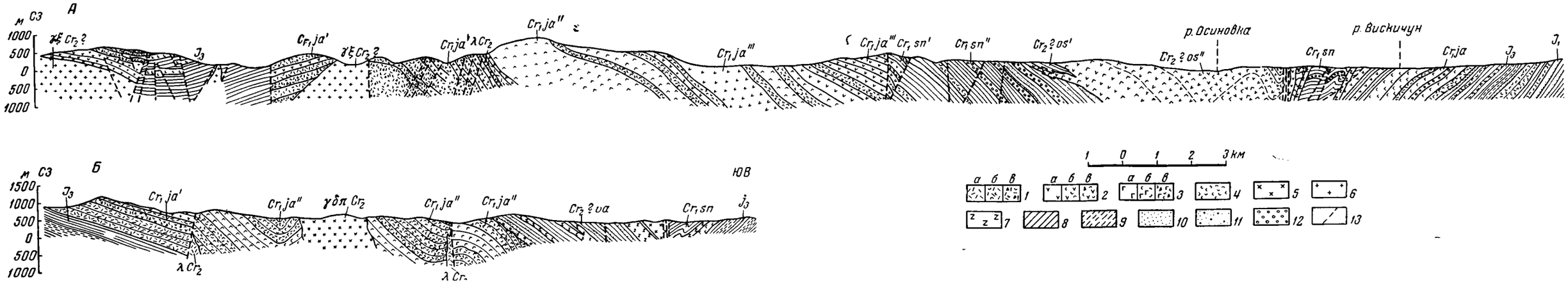


Рис. 4. Разрез через юго-западную (А) и центральную (Б) часть Вискичунской грабен-синклинали.

1 — а — липариты и дациты; *б* — их туфы; *в* — их туфобрекчии; *2 — а* — андезиты; *б* — их туфы; *в* — их туфобрекчии; *3 — а* — базальты; *б* — их туфы; *в* — их туфобрекчии; *4* — пепловые туфы; *5* — гранодиориты; *6* — граносиениты; *7* — диориты и диорит-порфириты; *8* — глинистые сланцы, аргиллиты; *9* — алевролиты; *10* — песчаники; *11* — гравелиты; *12* — конгломераты; *13* — разломы

Снежнинская толща, залегающая согласно на яйнаваямской, в северо-западном крыле грабен-синклинали сложена пестрыми по составу вулканогенно-осадочными породами, мощностью 600—800 *м* и согласно перекрывающими их угленосными отложениями мощностью в 700—750 *м*. В юго-восточном крыле грабен-синклинали из разреза почти полностью исчезают туфы и туфогенные породы, уменьшается содержание каменных углей, мощность толщи сокращается до 140—220 *м*. Возраст снежинской толщи определяется как апт-альбский на основании многочисленных находок в средней части толщи отпечатков Coniopteris nympharum (Heer) Vachr., C. sapotana (Heer) Vachr., Phaenicopsis speciosa Heer. и др. Согласно подстилающая ее яйнаваямская толща относится нами также к нижнему мелу, возможно апту.

Верхнемеловые осиновская и вануонская толщи развиты в центральной части Вискичунской грабен-синклинали. Осиновская толща сложена осадочными и вулканогенными образованиями с флорой альб-сеномана (Sequoia aff. fastigiata (Sternb.) Heer. и др.; мощность ее около 3000 *м*.

Вануонская толща закартирована в виде небольших изолированных выходов в верховьях р. Имповеем и в районе среднего течения р. Кенгевеем. Это морские отложения, представленные вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, туфогенно-осадочными и нормальными осадочными породами с остатками Inoceramus cf. concentricus Park и др. Условно толща отнесена к низам верхнего мела. Весьма вероятно, что вануонская толща фациально замещает к северу континентальные образования осиновской толщи. Мощность ее около 800 *м*.

Таким образом, общая мощность меловых вулканогенных образований в пределах Вискичунской грабен-синклинали колеблется от 7 до 10 *км*.

Вискичунская грабен-синклиналь — это сравнительно узкая линейно вытянутая структура северо-восточного простирания, занимающая центральную часть южной половины п-ова Тайганос. Ее северо-восточное окончание располагается далеко за пределами изученного района, а юго-западное — скрыто под водами Гижигинской губы Охотского моря. Грабен-синклиналь характеризуется резкой асимметрией строения — крылья ее сильно отличаются одно от другого мощностью слагающих их отложений и их строением. Центральная часть этой грабен-синклинали местами отсутствует и крылья сочленяются по крупной зоне разломов — Вискичунской шовной зоне. Различие разрезов юрских отложений по обе стороны от этой зоны позволяет предполагать древний, во всяком случае доюрский возраст ее заложения.

Северо-западное крыло грабен-синклинали сложено отложениями яйнаваямской и снежнинской толщ, общей мощностью 7—10 *км*. Максимальная его ширина 27 *км* (рис. 4, *А*). Взаимоотношения пород, слагающих крыло, с подстилающими их верхнеюрскими песчано-сланцевыми отложениями хорошо видны на северо-востоке района, в верховьях р. Гирьянгина, где вулканогенные породы ложатся на кимеридж-нижневолжские слои верхней юры без углового, но со стратиграфическим несогласием (рис. 4, *Б*). Нижние горизонты вулканогенной толщи образуют здесь пологую моноклиналь с углами падения пластов, не превышающими 20—25°. Юго-западнее, на левобережье верховьев р. Яйнаваяма, эта моноклиналь осложнена широкой синклинальной складкой с небольшой интрузией граносиенитов в ядре, северо-западное очень пологое крыло которой по тектоническому контакту примыкает к верхнеюрским отложениям, имеющим точно такие же элементы залегания. В целом, по-видимому, можно говорить об очень незначительном несогласии в основании вулканогенных толщ западного крыла Вискичунской грабен-синклинали.

При движении к юго-востоку, в сторону центральной части грабен-синклинали пологая моноклиналь в эффузивах почти на всем протяжении крыла резко сменяется крутой флексурой, углы падения пород в пере-

гибе которой колеблются от 40 до 85°. Особенно крутые углы падения наблюдаются на п-ове Теланском, где породы местами стоят на головах. К этому участку флексуры приурочены верхнемеловые малые интрузии кислого состава. В верховьях р. Гирьянгина, на северо-восточном продолжении этой флексуры, пологая моноклиналь по разлому сменяется зоной сложных складчатых дислокаций и разломов северо-восточного простирания. Вдоль них развиты интрузии кислого, реже основного состава. Ширина этой зоны составляет местами 5—6 *км*.

Юго-восточнее крутой перегиб слоев вновь сменяется пологими залеганиями их с углами падения пород 15—30°. Еще через 5—6 *км* к югу-востоку вдоль всего крыла протягивается вторая флексура, в пределах которой углы падения пород вновь возрастают до 40—50°. Здесь флексура по простиранию местами также переходит в разломы, с которыми связаны небольшие интрузии среднего и кислого состава. Ширина флексуры составляет 3—4 *км*. Далее к югу-востоку, в районе верховьев р. Осиновки эффузивы вновь залегают полого.

В ядре грабен-синклинали, сложенном породами осиновской и ванунской толщ, с приближением к Вискичунской шовной зоне степень дислоцированности пород резко возрастает. В береговых обрывах Внутренней губы хорошо видно, что эффузивы осиновской толщи пересечены большим количеством разломов преимущественно северо-восточного простирания. Углы падения пород вблизи разломов нередко возрастают до 80—90°. Часты приразломные складки самой различной формы, в том числе и мелкие грушевидные с размахом крыльев от 50 до 500 *м*. Особенно сильно дислоцированы песчано-аргиллитовые пачки в эффузивных толщах.

Таким образом, северо-западное крыло Вискичунской грабен-синклинали представляет собой моноклиналь с чередованием участков пологого и крутого залегания слагающих ее пород. Крутые флексуры являются участками довольно интенсивных складчатых и разрывных дислокаций пород, а также зонами, в которых локализуются интрузии и дайки преимущественно позднемелового возраста. Очевидно, зоны флексур в крыле, параллельные общему северо-восточному простиранию основной структуры, соответствуют разломам того же простирания в домеловом складчатом комплексе. Наблюдаемое в ряде случаев резкое увеличение мощности отдельных пачек в опущенных крыльях флексур позволяет предполагать одновременность подвижек по ним с накоплением осадков, а приуроченность к ним позднемеловых интрузий доказывает длительность их развития. По существу, граница Вискичунской грабен-синклинали на северо-западе должна проводиться по первой из этих флексур, к северо-западу от которой лавы яйнаваямской свиты залегают очень полого и практически почти не дислоцированы. Проще построена центральная часть Вискичунской грабен-синклинали. Однако и здесь морфология некоторых складок также свидетельствует о наличии глыбовых подвижек в подстилающем основании.

Юго-восточное крыло Вискинчунской грабен-синклинали сложено породами яйнаваямской и снежнинской толщ, круто (50—60°) наклоненными к центру структуры. На фоне общего моноклинального залегания пород в этом крыле развиты наклонные и опрокинутые к юго-востоку складки с амплитудой в 50—60 *м* и размахом крыльев до 100—120 *м*. Вся структура осложнена серией разломов северо-восточного простирания. Общая мощность разреза этих пород значительно сокращается по сравнению с северо-западным крылом и составляет всего 2100—2200 *м*. Максимальная ширина крыла в районе устья р. Вискичун составляет около 5 *км*.

Центральная часть Вискичунской грабен-синклинали сочленяется с юго-восточным крылом по Вискичунской шовной зоне, которая прослежена от юго-западного окончания п-ова Теланского до бассейна р. Кен-

гевеем и, по-видимому, продолжается дальше к северо-востоку. Внутри зоны выделяется основной разлом и параллельный ему широкий пояс интрузивных тел, представленных пластовыми интрузиями долеритов, дайками среднего и кислого состава и цепочками гранодиоритовых массивов. Ширина пояса интрузий колеблется от 5 до 8 *км*. Отдельные интрузивные тела имеют ширину от 400 до 800 *м* и протягиваются на несколько километров.

Ширина зоны основного разлома обычно колеблется в пределах 100—150 *м*. Внутри зоны породы интенсивно раздроблены и превращены в милониты и тектонические брекчии. На крыльях разлома в породах наблюдаются плойчатые структуры, микроскладки, многочисленные зоны смятия и тектонические трещины с зеркалами скольжения. С основным разломом сопряжена целая серия более мелких разрывных нарушений, ориентированных почти параллельно основному разлому.

Таково строение основной и самой крупной структуры, сложенной меловыми вулканогенными образованиями, в южной части Тайгоноса. Ее внутреннее строение свидетельствует о том, что она образовалась в результате глыбовых подвижек фундамента. Она, очевидно, приурочена к зоне крупного древнего разлома, и именно это объясняет незначительные угловые несогласия между вулканогенными породами мела и доменовыми образованиями, а также наличие в пределах этой структуры наиболее полных разрезов меловых толщ.

Кроме Вискичунской грабен-синклинали, в западной части полуострова закартировано еще несколько структур, также сложенных меловыми вулканогенными толщами, но имеющих значительно меньшие размеры.

Одна из них — это односторонняя грабен-синклиналь, занимающая северную половину п-ова Халпилли и северное побережье бухты Имповеем. Вулканогенные породы образуют здесь крупную резко асимметричную синклинальную складку северо-восточного простирания с размахом крыльев около 6 *км* и более крутым (45—50°) юго-восточным крылом (см. рис. 3). В этом крыле меловые вулканогенные образования с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на интенсивно дислоцированных отложениях средней юры. Сравнительно пологое северо-западное крыло, осложненное более мелкой складчатостью, почти нацело уничтожено интрузией гранодиоритов.

На северо-западном побережье бухты Имповеем нижнемеловые эффузивы ложатся на среднеюрские отложения с фауной иноцерамов аален-байосского возраста. Непосредствено в контакте с интрузивами в юрских породах наблюдается крутая, наклоненная в сторону от контакта, антиклиналь с размахом крыльев около 1 *км*. Северо-западное более пологое крыло этой антиклинали падает на северо-запад под углом 65—70° и затем погружается под мощную толщу туфов и эффузивов, наклоненных под углом 40—45°. В подошве вулканогенных пород, представленных осветленными андезито-дацитами, содержатся многочисленные обломки ороговикованных аргиллитов и алевролитов из подстилающих их песчано-сланцевых отложений средней юры. В зоне контакта нижнемеловых и юрских пород развита целая серия параллельных разломов северо-восточного простирания. К ней приурочена серия постгранитных даек кварцевых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров. С разломами северо-восточного простирания связаны менее протяженные разломы северо-западного направления, по которым в береговых обрывах можно непосредственно проследить перемещения отдельных блоков горных пород на несколько десятков метров.

На противоположной стороне бухты Имповеем круто падающие на северо-запад вулканогенные породы нижнего мела по мощной зоне разломов причленяются к смятым в небольшие, но сложно построенные складки песчаникам, содержащим горизонты с массовыми захоронениями крупных иноцерамов байосс-батского возраста и окаменелыми стволами деревьев. Далее на юго-запад, в береговых обрывах п-ова

Халпилли вулканогенные породы по тектоническому контакту граничат с пачкой аргиллитов и алевролитов, в основании который найдены обломки иноцерамов, встречающихся в верхах средней юры и низах келловея.

Вторая более узкая и незначительная по протяженности односторонняя грабен-синклиналь, сложенная вулканогенными породами нижнего мела, закартирована на юго-западном окончании п-ова Халпилли. Северное крыло этой структуры по разлому контактирует со смятыми в мелкие изоклинальные складки отложениями бат-байосса. Вулканогенные породы в контакте с ними погружаются на юго-восток под углом 60°. Ближе к центру структуры их падение становится почти вертикальным, меняясь в районе южных мысов полуострова на северо-западное. В северо-восточной части этого района развития нижнемеловых пород, в намечающемся здесь центриклинальном замыкании синклиналии, в контакте эффузивов и песчано-сланцевых отложений средней юры располагается сложная по морфологии тектоническая зона, характеризующаяся обилием разрывных структур и разнообразных по составу малых интрузий. Простирание этой зоны, частично вскрытой обнажениями северного берега залива Среднего,— северо-восточное. В ее осевой части расположено узкое тело диоритов. К оперяющим северо-западным разрывам приурочены участки прокварцованных пород с обильными вкрапленниками пирита. В северо-западном направлении ориентированы также многочисленные дайки андезитов и андезито-дацитов.

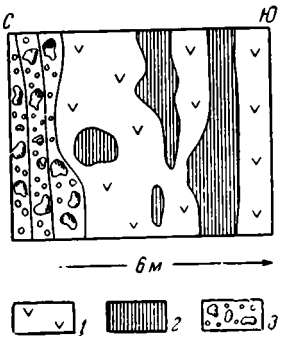


Рис. 5. Блоки верхнеюрских углистых сланцев в нижнемеловых андезитах. Южное побережье бухты Тополовки.

1 — нижнемеловые андезиты; *2* — верхнеюрские углистые сланцы; *3* — верхнеюрские конгломераты

По-видимому, к структурам описанного типа относится и синклиналь мыса Глиняного, сложенная нижнемеловыми андезито-дацитами, дацитами и их туфами. Эти структуры представляют собой небольшие по размерам односторонние грабен-синклинали. Они выполнены, как правило, сравнительно маломощными вулканогенными толщами. К их крутому и часто осложненному разрывом крылу приурочены серии даек, малые интрузии и участки сложных дислокаций в подстилающих породах. Резко сокращенные по мощности разрезы меловых толщ свидетельствуют о том, что эти грабен-синклинали, в отличие от Вискичунской структуры, приурочены к более мелким и, вероятно, более молодым зонам разрывов.

Структуры следующего типа представляют собой зоны даек, малых интрузий и «корни» меловых эффузионных покровов. Их строение можно рассмотреть на примере субвулканических тел, сложенных андезитами, дацитами, липарито-дацитами, лавоагломератами и туфами того же состава, которые протягиваются на 3 *км* от юго-западного окончания бухты Тополовки в запад-юго-западном направлении до западного побережья полуострова. Эти породы сходны с нижнемеловыми эффузивами, на основании чего мы считаем их также нижнемеловыми. Восточный контакт интрузивных тел с черными углистыми сланцами и конгломератами верхнеюрского возраста располагается на западном побережье бухты Тополовки. Здесь видно, что андезиты прорывают терригенную верхнеюрскую толщу. Контакт очень четкий, неровный, падающий на запад под углом 80—85°. Толща углистых сланцев и конгломератов на расстоянии 200 *м* к востоку от контакта прорвана несколькими дайками диорит-порфиритов, согласными с вмещающими их породами и вместе с ними сложно деформированных. От бухты Тополовки субвулканическое тело протягивается на 2 *км* к западу, до островка, сложенного толщей верхнеюрских конгломератов с редкими прослойками серых туфопесчаников и туфов, которые очень круто (85—90°) падают на юго-запад.

Здесь тоже хорошо видно, что андезиты прорывают верхнеюрскую толщу. В береговых обрывах прекрасно сохранились блоки сильно передробленных и перемятых углистых сланцев, включенные в лавы (рис. 5). Размеры блоков колеблются от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров. Вся эта толща сложного чередования лав, конгломератов и сланцев разбита несколькими различно ориентированными трещинами. По контакту андезитов со сланцами, песчаниками и конгломератами нередко наблюдаются срывы.

Южный контакт субвулканического тела располагается в 2 *км* к югу от о-ва Морской Матуги, на западном побережье п-ова Тайгонос, где андезиты прорывают черные углистые сланцы верхней юры. В зоне контакта, по-видимому, имеется срыв, так как породы здесь сильно передроблены. Близ контакта в андезитах много включений обломков черных сланцев.

Такие структурные образования весьма многочисленны как на западе, так и на востоке изученного района. Они всегда группируются в линейные зоны северо-восточного простирания. Весьма вероятно, что эти зоны представляют собой сильно эродированные мелкие грабен-синклинали. В таком случае мы видим в обнажениях строение их днищ и те дислокации в подстилающих образованиях, с которыми связано формирование глыбовых складок в вулканогенных толщах.

Характер меловых структур показывает, что все они по своему генезису являются типичными глыбово-складчатыми деформациями, развитие которых тесно связано с расколами и глыбовыми перемещениями пород домелового складчатого комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемый в статье район п-ва Тайгонос представляет собой один из немногих участков Охотско-Чукотского отрезка вулканического пояса, где широко обнажены породы домелового возраста. Именно это обстоятельство позволяет рассматривать структурные соотношения домелового и мелового комплексов, пытаясь подойти к решению вопроса о генезисе меловых структур внутренней зоны вулканического пояса.

Приведенные в настоящей статье материалы, с нашей точки зрения, показывают, что в пределах внутренней зоны пояса четко видна двуярусность его строения: с одной стороны, полная складчатость пород нижнего структурного яруса, с другой — разобщенные грабен-синклинали, выполненные меловыми вулканогенными толщами. Возникновение последних связано как с обновлением древних крупных зон разломов гипа Вискичунской шовной зоны, существование которой мы можем предполагать уже для юрской эпохи, так и с образованием молодых, явно послеюрских, зон разломов, которые ограничивают эти глыбовые структуры и служат подводящими каналами для магмы. Вдоль разломов концентрируются «корни» эффузивов, дайки и интрузивные тела. В породах основания такие зоны молодых разломов проявляются в виде линейных зон интенсивных складчатых и разрывных дислокаций. Интересно, что даже зоны молодых разломов явно наследуют простирания структур нижнего яруса.

Разрезы вулканогенного комплекса оказываются наиболее полными и мощными в тех грабен-синклиналях, которые наследуют зоны древних разрывов.

За пределами грабен-синклиналей эффузивы залегают очень полого, иногда даже горизонтально: часто они смыты, и на поверхности обнажены породы основания пояса.

Такие соотношения, по существу, объясняют тот прерывистый характер складчатости внутренней зоны вулканического пояса, о котором писал В. Ф. Белый (1961). Однако отсутствие выходов домеловых пород в районах, изучавшихся В. Ф. Белым, не позволило ему выяснить до конца генетическую природу такого типа складчатости.

Выяснение наложенного характера и глыбово-складчатой природы структур Охотско-Чукотского пояса имеет, как нам кажется, большое значение для тех структурных аналогий, которые высказывались рядом исследователей. Вряд ли этот пояс следует считать структурным аналогом современных островных дуг (Устиев, 1959), или недоразвитой островной дугой (Белоусов и Рудич, 1960). Он, скорее всего, относится к особой категории крупных структурных элементов земной коры, развивающихся вдоль границ только что образовавшейся складчатой зоны и продолжающей свое развитие геосинклинальной области (Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран, 1957; Богданов, 1959).

Следует также отметить, что установленные закономерности тектонического строения пояса имеют определенное практическое значение, так как флексуры в меловых образованиях являются зонами скопления дайковых серий, интрузий и вторичных изменений пород. Именно в таких зонах следует в первую очередь проводить поиски коренных месторождений золота, серебра и других металлов.

Литература

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Советская геология, № 10, 1960.

Белый В. Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки. Геол. сборник, Львов. геол. о-во, № 5—6, 1958.

Белый В. Ф. Меловой вулканизм Центральной Чукотки. В кн. «Проблемы вулканизма», Ереван, 1959.

Белый В. Ф. О вулканизме зоны сочленения областей мезозойской и кайнозойской складчатости Северо-Востока Азии и об их границе. Материалы к Первой Всес. конфер. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.

Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 15, 1961.

Белый В. Ф. К вопросу развития Восточно-Азиатского вулканического пояса. Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., 1963.

Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 16, 1963.

Белый В. Ф. К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 17, 1964.

Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Сев.-Вост. СССР. Тр. Сев.-Вост. компл. н.-и. ин-та СО АН СССР. Тектоника и глубинное строение Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1964.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 1, 1959.

Сперанская И. М. Меловой вулканизм Охотского пояса Сев.-Вост. СССР. В кн. «Проблемы вулканизма», Ереван, 1959.

Сперанская И. М. О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье р. Нилгысы. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8.

Сперанская И. М. Мезо-кайнозойские вулканические формации северного побережья Охотского моря. В кн. «Материалы по региональной стратиграфии СССР», Москва, 1963.

Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 16, 1963.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Под общей редакцией Н. С. Шатского, 1957.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.

Устиев Е. К. О связи между вулканическими проявлениями и структурно-тектонической эволюцией территории Северо-Востока Союза. В кн. «Автореферат работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг.». М., 1960.

Устиев Е. К. Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы. В кн. «Вопросы вулканизма», М., 1962.

Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.

Геологический институт АН СССР
Северо-Восточное геол. управление

Статья поступила
25 мая 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г.

УДК 551.240(235.211)

М. С. ДЮФУР, С. В. РУЖЕНЦЕВ, В. А. ШВОЛЬМАН

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ЗОНАМИ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

В статье на примере одного из районов Центрального Памира показана решающая роль альпийских (кайнозойских) движений в формировании современной границы между регионами, по-разному развивавшимися в мезозое и палеогене. Она проходит севернее, чем предполагалось раньше, и совпадает с надвигом, возникшим на заключительных этапах альпийского развития Памира.

Одной из наиболее важных проблем геологии Памира является выяснение роли в его структуре региональных разрывных нарушений. В настоящее время сложное строение этой области обычно связывается с вертикальными движениями блоков вдоль длительно живущих глубинных (краевых) разломов. Альпийские надвиги рассматриваются при этом как нарушения, являющиеся поверхностным выражением таких разломов. Однако в результате исследований последних лет были получены данные, свидетельствующие в пользу присутствия на Памире крупных альпийских тектонических покровов и надвигов, прямую связь которых с глубинными разломами установить не удается.

Рис. 1. Орографическая схема северных отрогов Музкольского хребта

Узловым районом для выяснения этого вопроса, а также уточнения характера и положения границы между тектоническими зонами Северного и Центрального Памира, является территория хребтов Зорташкол и Северный Зорташкол, крупнейших северных отрогов Музкольского хребта (рис. 1). В их пределах расположено западное окончание полосы акбайтальских тектонических чешуй, вдоль которой многими исследователями до недавнего времени (Бархатов, 1963; Дюфур, 1961; Руженцев, 1962 и др.) проводилось региональное нарушение (Акбайтальский глубинный разлом), разделяющее зоны Северного и Центрального Памира. Считалось, что в морфологическом отношении полоса Акбайтальских чешуй представляет собой крупную, осложненную многочисленными разрывами приразломную синклиналь, структура которой определяется, в частности, длительностью и сложностью вертикальных движений вдоль этого нарушения. Предполагалось, что к северу от Акбайтальского глубинного разлома обнажены метаморфические образования нижнего палеозоя (зорташкольский комплекс), слагающие ядро крупной антиклинальной структуры, расположенной в пределах герцинид Северного Памира, а южнее зоны этого разлома протягивается полоса высоко, но весьма неравномерно метаморфизованных пород докембрия

и нижнего палеозоя (музкольский комплекс), также образующих антиклинальную структуру, но в пределах альпийской зоны Центрального Памира. Считалось также, что вытянутое с запада на восток поднятие, сложенное породами музкольского комплекса, существовало по крайней мере с начала верхнего палеозоя и питало обломочным материалом расположенные рядом мезозойско-кайнозойские геосинклинальные бассейны.

Таким образом, структура северного склона Музкольского хребта представлялась в виде двух обширных, морфологически простых антиклиналей и расположенной между ними приразломной синклинали. Заложившись в палеозое, такой структурный план в общем просуществовал вплоть до настоящего времени (Бархатов, 1963; Дюфур, 1961; Руженцев, 1962 и др.). Материалы, полученные в последние годы, противоречат, однако, такому упрощенному представлению.

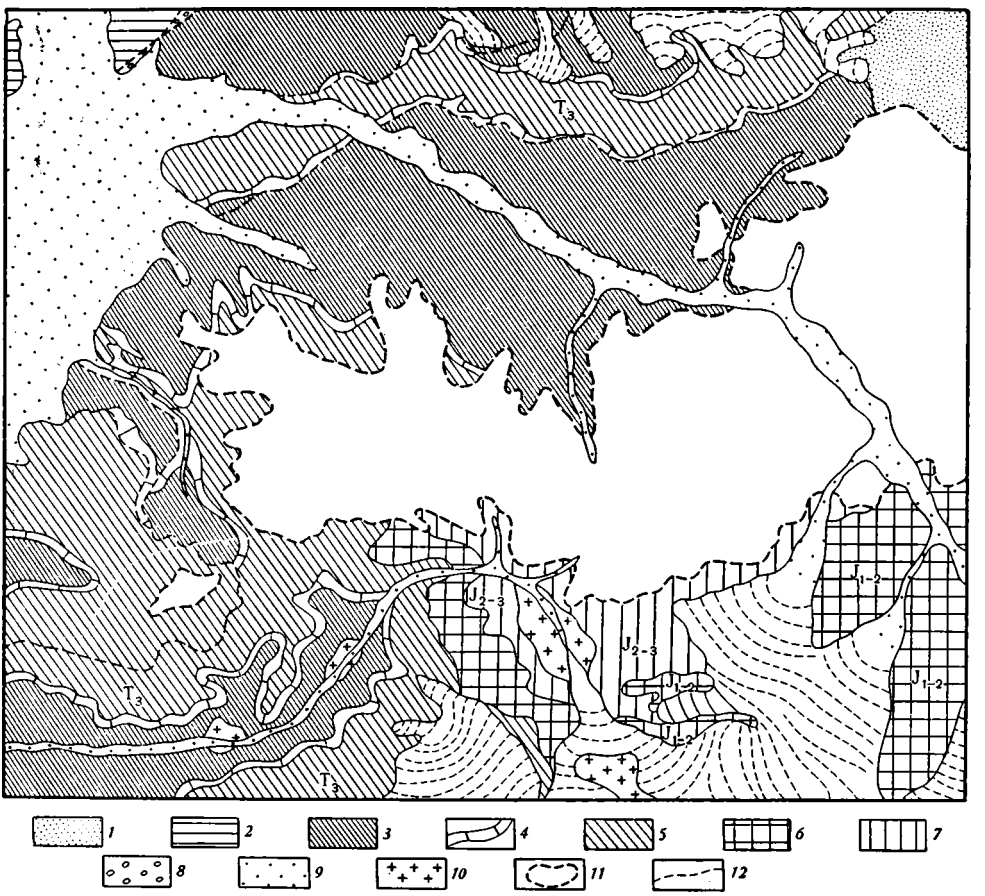


Рис. 2. Геологическая схема хребтов Зорташкол и Северный Зорташкол:

1 — тузгуны-терскейский комплекс (ордовик?); *2* — музкольская свита (карбон Северного Памира); *3* — сарезская свита (C_{1+2}); *4* — отложения пермотриаса (P_1—T_2); *5* — отложения верхнего триаса; *6* — отложения нижней — средней юры; *7* — отложения средней — верхней юры; *8* — отложения палеогена; *9* — четвертичные отложения; *10* — граниты; *11* — Зорташкольский тектонический покров; *12* — разрывные нарушения

Первые сведения о геологическом строении района были получены в 20—30-х годах Г. Л. Юдиным (1932) и П. П. Чуенко (1934). Позднее геологические работы здесь проводились Б. П. Бархатовым, Г. С. Восконянцем, С. С. Карапетовым, Э. Я. Левеном и авторами настоящей статьи. В результате исследований Э. Я. Левена (1964) и авторов было

установлено, что в строении района значительную роль играют покровные структуры (рис. 2). Здесь отчетливо выделяются две группы образований: а) толщи основания, представленные карбоновыми, пермскими, триасовыми и юрскими отложениями, и б) толщи несогласно перекрывающего его крупного тектонического покрова, состоящего из отложений от нижнего палеозоя до палеогена включительно (западное окончание Акбайтальских тектонических чешуй).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ

Породы основания слагают большую часть хребта Зорташкол (кроме его водораздела), а также значительную площадь в пределах хребта Северный Зорташкол к северу и югу от узкой полосы тектонических чешуй, приуроченных к среднему течению р. Зорташкол.

Разрез отложений основания легко может быть составлен в западной части хребта Зорташкол, а также в долине р. Боз-Байтал (рис. 3).

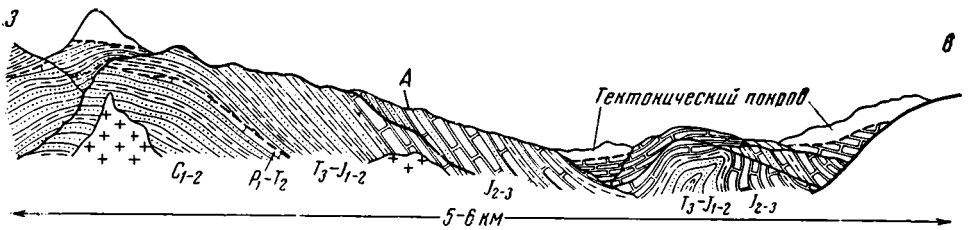


Рис. 3. Геологический профиль правого борта долины р. Боз-Байтал в его верховьях; *А* — место, где на геологических картах проводится тектонический контакт между метаморфизованными породами мезозоя (на западе) и музкольским комплексом (на востоке)

В нижнем течении р. Боз-Байтал обнажены песчаники, кварцево-серицитовые, реже глинистые сланцы, содержащие прослои порфиритов. Эти отложения, мощностью свыше 1000 *м*, выделяются под названием сарезской свиты каменноугольного возраста (очевидно, нижний и средний карбон) (Восконянц, 1963; Карапетов, 1964). В связи с общим погружением структур к востоку породы сарезской свиты приблизительно на меридиане пика Музкольского сменяются мраморизованными известняками и мергелями пермотриасового возраста (200—250 *м*), а затем толщей углисто-глинистых, кварцево-серицитовых, серицитово-хлоритовых сланцев и песчаников (1500—2000 *м*), в которых Г. С. Восконянцем и Э. Я. Левеном были собраны остатки верхнетриасовой флоры (Левен, 1963). Выше по течению р. Боз-Байтал эта толща сланцев и песчаников верхнего триаса согласно перекрывается толщей песчаников, сланцев и мраморов (400—500 *м*) нижней и средней юры, которые вверх по разрезу переходят в мраморы (500—600 *м*), соответствующие по возрасту верхам средней юры и верхней юре. Г. С. Восконянц (1962) проводит здесь тектоническое нарушение, причем сланцы с остатками флоры он относит к верхнему триасу, а песчаники и мраморы — к музкольскому комплексу, возраст которого на основании высокой степени метаморфизма считает нижнепалеозойским или даже докембрийским. Авторами установлено, что мраморы и сланцы смяты конформно. Более того, именно эти мраморы протягиваются в район пика Советских офицеров, где М. Р. Идрисов собрал кораллы: Isastrocoenia ex gr. kachensis Gregory, Phyllogyra pamirica Reiman, которые, по мнению определявшего их В. М. Реймана, свидетельствуют о среднеюрском (скорее батском) возрасте вмещающих пород.

Структура основания в районе западного окончания Зорташкольского хребта и в бассейне Боз-Байтала в целом представляет собой

крупную моноклиналь, в пределах которой слои падают на восток. Моноклиналь осложнена серией небольших складок, иногда слегка опрокинутых к востоку и северо-востоку. Восточнее (ледник Советских офицеров) структура усложняется: метаморфизованные отложения триаса и юры смяты здесь в серию опрокинутых к северу, часто изоклинальных, сплюснутых, лежачих складок, осложненных пологими надвигами. Система указанных складок протягивается и к востоку в верховья рек Зорташкол и Северный Ак-Байтал (рис. 4). Таким образом, вся территория, расположенная к югу от полосы Акбайтальских чешуй, сложена в различной степени метаморфизованными отложениями карбона, перми, триаса и юры, смятыми в систему опрокинутых преиму-

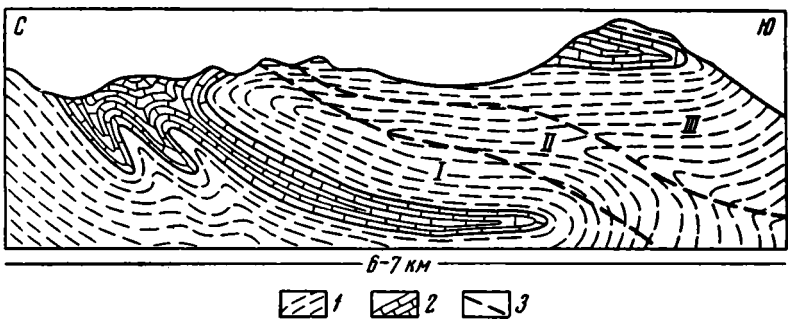


Рис. 4. Складки верховьев рек Зорташкол и Северный Ак-Байтал:

1 — верхний триас — средняя юра; *2* — средняя — верхняя юра; *3* — границы метаморфических зон. Метаморфические зоны и характерные для них породы: *I* — крупнокристаллические биотитовые, амфиболовые и пироксеновые гнейсы; *II* — биотитовые и двуслюдяные сланцы, мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные гнейсы; *III* — хлорит-серицитовые сланцы, рассланцованные песчаники и конгломераты

щественно к северу лежачих складок (Дюфур, 1964; Левен, 1963; Руженцев, 1964).

Комплекс верхнепалеозойских и мезозойских отложений, слагающих долину р. Боз-Байкал, прослежен также к западу и северу от полосы Акбайтальских чешуй в пределы Зорташкольского хребта и далее в хребет Северный Зорташкол. Обычно предполагалось, что эти отложения в западной части Зорташкольского хребта срезаются разломом, к северу от которого распространены метаморфические породы нижнего палеозоя, выделявшиеся под названием зорташкольского комплекса и относившиеся уже к зоне герцинид Северного Памира. Считалось, что Акбайтальский глубинный разлом пространственно совпадает с полосой Акбайтальских чешуй, а в западной части хребта Зорташкол, где чешуи выклиниваются, он представлен единым разрывом, который прослеживается вдоль ущелья, получившего название сая Разломного. Авторами, однако, было установлено, что в сае Разломном присутствует лишь небольшой внутриформационный надвиг, пространственно не связанный с полосой Акбайтальских чешуй. К северу и северо-востоку от него развиты те же отложения, что и в бассейне р. Боз-Байтал. В бассейне р. Зорташкол степень метаморфизма этих отложений несколько возрастает, что, по-видимому, и послужило причиной отнесения их к нижне-палеозойскому зорташкольскому комплексу.

Молодой возраст пород, слагающих долину р. Зорташкол, доказывается не только непосредственным продолжением горизонтов из районов, где их возраст обоснован палеонтологически, но и особенностями самого разреза. Наиболее широко здесь развиты серые песчаники и сланцы (свыше 1000 *м*) сарезской свиты (нижний и средний карбон), слагающие ядра антиклиналей. Выше по разрезу залегает горизонт

мраморизованных известняков, мергелей и доломитов (100—150 *м*), сопоставляемый с отложениями перми и нижнего — среднего триаса. Еще выше появляются черные углистые филлиты, филлитизированные песчаники и сланцы (1500—2000 *м*) верхнего триаса и, возможно, нижней юры. В образцах черных сланцев верхов разреза, отобранных авторами, Э. Н. Кара-Мурза обнаружила остатки пыльцы хвойных мезозойского облика. Малое количество форм не позволило более точно определить возраст вмещающих пород. Однако пыльца очень сходна с пыльцой, встречающейся в отложениях верхнего триаса — нижней юры [Protopicea sp. nova aff., Protopicea minutereticulata Bolkh., Paleoconiferus sp. (тип пыльцы Asaccites ovatus Ramanovskaja) и др.]. Следует отметить, что пыльца хвойных и споры растений того же возраста были установлены и в образцах черных сланцев, входящих в состав музкольского метаморфического комплекса.

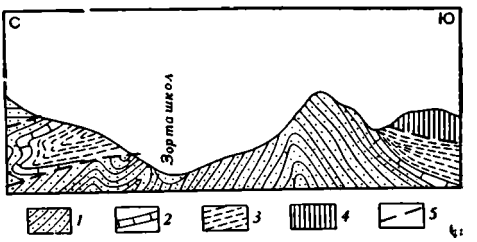


Рис. 5. Геологический профиль среднего течения р. Зорташкол:

1 — сарезская свита (C_{1+2}); *2* — отложения пермотриаса (P_1—T_2); *3* — отложения верхнего триаса; *4* — Зорташкольский тектонический покров; *5* — разрывы

Рассматриваемые отложения смяты в бассейне р. Зорташкол в систему крутых, сжатых, иногда лежачих складок, осложненных надвигами и тектоническими срывами (рис. 5).

Таким образом, в пределах хребтов Зорташкол и Северный Зорташкол основание сложено структурно единым комплексом пород верхнего палеозоя и мезозоя, а не отложениями трех разновозрастных комплексов: музкольского (докембрийского и нижнепалеозойского), зорташкольского (нижнепалеозойского) и отложениями верхнего палеозоя — мезозоя, как преполагалось ранее. В то же время степень метаморфизма пород в различных участках далеко не одинакова. Наиболее сильно породы основания изменены в полосе, охватывающей верховья рек Боз-Байтал и Зорташкол. Здесь метаморфическая зональность, наложенная на сложную складчатую структуру (многослойный пакет лежачих складок) верхнепалеозойских и мезозойских отложений, имеет форму относительно простого купола (рис. 4), ядро которого сложено гранито-гнейсами. Ядро гранито-гнейсов окружено биотитовыми, амфиболовыми, реже пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванным многочисленными мелкими телами гранитов и пегматитов.

Западнее, в бассейне р. Боз-Байтал, метаморфизм пород основания постепенно ослабевает. Здесь преобладают кварцево-серицитовые и глинистые сланцы, алевролиты, рассланцованные песчаники. Однако локально наблюдается значительное усиление метаморфизма. Так, например, в районе пика Музкольского глинистые сланцы постепенно превращаются в кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые, далее в кристаллические сланцы и, наконец, в амфибол-биотитовые гнейсы, содержащие иногда силлиманит.

Породы, включавшиеся в состав зорташкольского комплекса, в основном представлены кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами (сарезская свита нижнего и среднего карбона), глинисто-углистыми сланцами, алевролитами, песчаниками (верхний триас). Однако местами (левый борт р. Зорташкол) в ядрах антиклиналей кварцево-серицитовые сланцы с глубиной постепенно сменяются кварцево-биотитовыми сланцами и биотитовыми гнейсами.

Метаморфизм пород основания, таким образом, значительно изменчив по площади. Во многих случаях удается наблюдать постепенные переходы от практически неметаморфизованных песчано-сланцевых

пород до кристаллических сланцев и гнейсов, происходящие на расстоянии нескольких (иногда одного-двух) километров. Наиболее обычна следующая последовательность метаморфических пород, образующих непрерывный ряд: неизмененные песчаники и глинистые сланцы, кварцево-серицитовые, хлоритовые и хлоритоидные сланцы, кварцево-слюдяные кристаллические сланцы, мелкозернистые слюдяно-кварцево-полевошпатовые кристаллические сланцы и гнейсы, крупнозернистые биотитово-амфиболовые, реже пироксеновые гнейсы, биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, а затем нередко и граниты. В кристаллических сланцах и гнейсах часто присутствует альмандин, а также дистен и даже силлиманит. Весьма характерна региональная скаполитизация пород.

Как уже указывалось авторами (Дюфур, 1964; Руженцев, 1964), в развитии процессов метаморфизма могут быть, по-видимому, выделены две стадии: 1) региональный метаморфизм, связанный преимущественно с прогревом толщ, но без существенного привноса вещества извне; 2) щелочной метасоматоз. Первая стадия метаморфизма сменяется второй по мере поднятия фронта гранитизации.

Анализ соотношения между структурой толщ основания и наблюдаемой в них метаморфической зональностью свидетельствует в пользу наложения метаморфизма на уже сформировавшуюся сложноскладчатую структуру (Дюфур, 1964; Руженцев, 1964).

Согласно данным определения абсолютного возраста, произведенного для пород музкольского комплекса калий-аргоновым методом (Крылов, Силин, 1963), метаморфизм их связан с альпийским орогенезом (21—26 млн. лет).

Таким образом, формирование альпийской структуры основания в пределах рассматриваемой территории происходило в два этапа. Сначала отложения верхнего палеозоя и мезозоя были смяты в серию морфологически сложных, часто лежачих, изоклинальных складок, нарушенных пологими надвигами и тектоническими срывами. Подобные складки не имели повсеместного распространения: в Музкольском хребте они слагают его восточное окончание, к западу же структура заметно упрощается. Позднее на уже оформившуюся складчатую структуру наложились процессы альпийского метаморфизма, которые привели к возникновению относительно просто построенных, вытянутых с запада на восток метаморфических валов или куполов, образованных различными кристаллическими сланцами и гнейсами. Ядра таких структур сложены гранито-гнейсами и гранитами.

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОКРОВА

Как показали исследования Г. С. Восконянца, Э. Я. Левена (1964) и авторов, в рассматриваемом районе породы основания перекрыты системой многочисленных тектонических пластин, образующих западное окончание полосы Акбайтальских надвиговых чешуй.

Одной из важных особенностей пород этой полосы является весьма слабый метаморфизм слагающих ее отложений (в том числе и нижнепалеозойских), в то время как на обширных площадях породы основания испытали значительный метаморфизм, вплоть до образования гнейсов. Это, естественно, приводило ранее геологов, привыкших «определять» возраст метаморфических пород по степени их метаморфизма, к представлениям о докембрийском или нижнепалеозойском возрасте толщ, окружающих Акбайтальскую полосу тектонических чешуй. Сама полоса рассматривалась в качестве крупной синклинали, в пределах которой обнажаются более молодые отложения. Сложное чешуйчатое строение объяснялось приуроченностью ее к зоне крупнейшего Акбай-

тальского глубинного разлома (Бархатов, 1963; Дюфур, 1961; Руженцев, 1962 и др.).

Однако как было указано выше, метаморфические породы, окружающие полосы Акбайтальских тектонических чешуй, относятся по возрасту к карбону, перми и триасу (зорташкольский комплекс), к триасу и юре (музкольский комплекс), т. е. по возрасту оказываются моложе значительной части отложений, слагающих чешуи. Выяснилось также, что чешуи, залегающие в крыльях так называемой акбайтальской «синклинали», нередко состоят из более молодых пород, чем чешуи, приуроченные к ее ядру.

Таким образом, Акбайтальскую полосу чешуй нельзя рассматривать в качестве сингенетического с осадконакоплением прогиба или в качестве обычной синклинальной структуры, хотя по форме она и отвечает синклинали. Невозможным оказывается также рассматривать Акбайтальскую зону как полосу выжатых снизу клиньев, так как в этом последнем случае следовало ожидать максимальной метаморфизации более древних и располагавшихся глубже пород.

Указанные выше особенности положения и строения Акбайтальской полосы чешуй удается лишь удовлетворительно объяснить наличием крупного тектонического покрова (Левен, 1964; Пейве и др., 1964). Покровный характер Акбайтальской полосы чешуй особенно отчетливо выявляется в пределах хребта Зорташкол, где пластины, образованные породами различного возраста и залегающие почти горизонтально, перекрывают сложно дислоцированные и метаморфизованные отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Снизу вверх здесь выделяются следующие серии пластин: а) мраморизованные известняки верхнего мела, вверх по разрезу переходящие в красноцветы палеогена; б) породы всех систем палеозоя, находящиеся нередко в перевернутом залегании и контактирующие часто также по плоскостям надвигов; в) известняки средней и верхней юры; г) известняки маастрихта и красноцветы палеогена; д) известняки средней и верхней юры; е) известняки маастрихта и красноцветы палеогена; ж) известняки верхней юры [1]. Если на крайнем западном окончании полосы Акбайтальских чешуй тектонические пластины лежат практически горизонтально, то восточнее, в долине р. Зорташкол и в пределах хребта Северный Зорташкол, они образуют серию складок, ограниченных иногда относительно крутыми надвигами и взбросами. Появляются, таким образом, антиклинали и синклинали, обладающие аномальным чередованием слоев. Так, в ядрах структур, которые в морфологическом отношении являются антиклинальными, обнажаются нередко породы более молодые, нежели на крыльях. И наоборот, ядра синклиналей зачастую выполнены более древними отложениями. В целом структура покрова здесь представляет собой крупную «синклиналь», построенную из целой серии тектонических пластин и осложненную складками второго порядка. Основание покрова расположено здесь ниже уровня, которого достигла эрозия. С севера и юга указанная «синклиналь» ограничена крупными антиклиналями — выходами пород основания.

Формирование структуры рассматриваемого района в целом может быть представлено следующим образом. Интенсивно складчатые породы карбона, перми, триаса и юры, слагающие Музкольский хребет, в конце палеогена или даже в неогене были перекрыты тектоническим покровом, состоявшим из серии тектонических пластин. Об указанном возрасте покрова свидетельствует присутствие в нем пород верхнего мела и палеогена. Надвигание пород покрова шло, очевидно, с юга, так как на севере мезозойские и кайнозойские породы, участвующие в его

[1] Более подробно строение покрова рассматривается в специальной статье одного из авторов (Руженцев, 1965).

формировании, отсутствуют. Минимально возможная амплитуда перекрытия составляет 35—40 *км*, так как наиболее вероятно, что корни покрова находятся в пределах южных окраин Музкольского хребта.

В дальнейшем толщи покрова были смяты вместе с толщами основания в крупные складки, вытянутые с запада на восток. При этом в пределах образовавшихся антиклиналей, наложенных на первичную сложную складчатую структуру, породы покрова были срезаны денудацией, и на поверхность оказались выведенными породы основания, а в синклинали (Акбайтальская полоса чешуй) сохранился останец тектонического покрова. Вследствие раздавливания синклинальной структуры между антиклиналями, построенными более жесткими метаморфическими породами основания, возникло сложно-чешуйчатое строение Акбайтальской полосы (Дюфур, 1961; Руженцев, 1962).

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ СЕВЕРНЫМ И ЦЕНТРАЛЬНЫМ ПАМИРОМ В ИЗУЧЕННОМ РАЙОНЕ

Как было показано одним из авторов (Дюфур, 1961), граница между тектоническими зонами Северного и Центрального Памира должна рассматриваться в качестве главной тектонической линии Памира. Она делит Памир на две области, развитие которых резко отличалось, по крайней мере с начала мезозоя. Северная зона в мезозое и кайнозое была устойчивым поднятием, в то время как на территории Центральной накапливались мощные морские отложения мезозоя и кайнозоя. Граница между этими областями представляла собой, очевидно, длительно существовавший глубинный разлом. Однако как было показано в той же работе (Дюфур, 1961), искать прямое выражение такого разлома в современной структуре вряд ли правильно. Тектоническая граница, существовавшая между Центральным и Северным Памиром, в настоящее время не является прямым отражением глубинного разлома, а скорее представляет собой нарушение между поверхностными частями указанных двух зон, возникшее после энергичного тангенциального сжатия территории Памира в конце альпийского геосинклинального цикла. Поэтому в современной структуре границей между Северным и Центральным Памиром является, по-видимому, разрыв, вдоль которого происходили значительные горизонтальные перемещения. Как указывалось (Дюфур, 1961), в современной структуре линия, наиболее точно отвечающая на поверхности положению главного тектонического шва Памира, соответствует фронтальной линии надвига, по которому сланцеватые толщи Северного Памира надвинуты на породы Центрального Памира.

Подобный характер этой границы устанавливался ранее достаточно отчетливо почти на всем ее протяжении. Исключение составлял рассматриваемый в настоящей статье район. Действительно, в пределах хребтов Зорташкол, Северный Зорташкол и далее к востоку граница между зонами Северного и Центрального Памира проводилась по северной окраине полосы Акбайтальских чешуй, которые испытывают надвигание в северной своей части на север. Основанием для проведения здесь этой границы послужил тот факт, что развитые севернее полосы чешуй породы зорташкольского комплекса считались отложениями нижнего палеозоя и поэтому включались в состав палеозойской зоны Северного Памира. Кроме того, казалось логичным связывать формирование чешуйчатой структуры Акбайтальской полосы с приуроченностью ее к глубинному разлому.

Авторами установлено, что зорташкольский комплекс образован породами верхнего палеозоя и согласно перекрывающими их морскими отложениями триаса центральнопамирского типа, что заставляет включать данный комплекс в состав зоны Центрального Памира. Граница

между зонами Центрального и Северного Памира в пределах изученного района проходит, таким образом, вдоль северных окраин хребта Северный Зорташкол, где толщи Северного Памира надвинуты на породы зорташкольского комплекса.

Таким образом, на всем протяжении рассматриваемая тектоническая граница представлена надвигом северопамирских толщ на юг, на породы Центрального Памира. Этот надвиг протягивается по территории Памира более чем на 300 *км*. На западе он прослеживается вдоль долины р. Ванч, где носит название Дарвазского надвига. Продолжение его на Восточном Памире известно под названием Танымасского надвига (Левен, 1960). Он пересекает ледник Федченко и р. Танымас и протягивается вдоль северных отрогов хребта Северный Зорташкол. Далее к востоку Танымасский надвиг протягивается по левому борту р. Кызыл-джиик, а также вдоль северного склона хребта Тузгуны-Тереской. По мнению С. С. Карапетова (1964), именно здесь следует проводить границу между зонами Северного и Центрального Памира к востоку от рассматриваемого района. На всем своем протяжении плоскость надвига падает на север под углом 20—70°. Характерно, что рассматриваемое разрывное нарушение не контролирует фациальной зональности мезозойских отложений на территории северных окраин Центрального Памира, что, по-видимому, указывает на отсутствие точной пространственной связи между глубинным разломом, очевидно существовавшим на стыке Северного и Центрального Памира в мезозое, с одной стороны, и альпийским Танымасским надвигом, с другой. Вероятно, глубинный разлом был перекрыт здесь массами отложений, надвигавшихся на Центральный Памир с севера.

ВЫВОДЫ

1. Территория хребтов Зорташкол и Северный Зорташкол имеет отчетливо выраженное покровное строение.

2. Основание сложено интенсивно дислоцированными породами верхнего палеозоя и мезозоя. Неодинаковая степень метаморфизма этих отложений в различных местах обусловила появление ошибочных представлений о более древнем возрасте наиболее метаморфизованных пород.

3. Музкольский и зорташкольский комплексы пород представляют метаморфизованные при альпийском орогенезе аналоги верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Тектонические нарушения, якобы отделяющие метаморфические породы от образований верхнего палеозоя и мезозоя, в действительности отсутствуют.

4. Породы основания образуют две гигантские антиклинали и разделяющую их синклиналь, вытянутые в направлении с запада на восток.

5. Акбайтальские тектонические чешуи представляют собой останец крупного тектонического покрова, некогда покрывавшего всю рассматриваемую территорию. Останец сохранился в крупной синклинали, образованной породами основания.

6. Граница между зонами Центрального и Северного Памира в современной структуре должна проводиться не по северной окраине полосы Акбайтальских чешуй, как это делалось ранее, а севернее, по линии регионального альпийского Танымасского надвига.

7. Присутствие в структуре Акбайтальского покрова пород верхнего мела и палеогена, а также молодой региональный метаморфизм основания указывают на интенсивное проявление в изученном районе альпийского тектогенеза, имевшего решающее значение в формировании его современной структуры.

Литература

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.

Восконянц Г. С. К стратиграфии юрских отложений Центральной структурно-фациальной зоны Памира. Докл. АН ТаджССР, т. V, № 2, 1962.

Восконянц Г. С. К геологии головной части бассейна Сарезского озера. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. I. Душанбе, 1963.

Дюфур М. С. О границе структур Куэнь-Луня и Кара-Корума на Памире (о главной тектонической линии Памира). В кн. «Геология Средней Азии». Изд-во ЛГУ, 1961.

Дюфур М. С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. II. Душанбе, 1964.

Карапетов С. С. Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. II. Душанбе, 1964.

Карапетов С. С. О главной тектонической линии Памира. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.

Крылов А. Я., Силин Ю. И. Абсолютный возраст пород Средней Азии. Тр. XI сес. Комис. по опред. абсолютного возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.

Кушлин Б. К. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. I. Душанбе, 1963.

Левен Э. Я. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. Геология и разведка, № 11, 1960.

Левен Э. Я. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. I. Душанбе, 1963.

Левен Э. Я. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1964.

Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.

Руженцев С. В. Тектоника зоны сочленения Центрально-Памирского прогиба и Северо-Памирского поднятия. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1962.

Руженцев С. В. Музкольский метаморфический комплекс. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. II. Душанбе, 1964.

Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.

Чуенко П. П. К геологии западной части Музкольского хребта. Тр. Таджикской комплексной экспедиции, вып. III, 1934.

Юдин Г. Л. О геологическом строении Центрального Памира. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 51, вып. 41, 1932. ЦНИГРИ. Сектор геологической карты, Ленинград.

Ленинградский государственный
университет им. А. А. Жданова
Геологический институт АН СССР

Статья поступила
18 февраля 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г.

УДК 551.24(235.211)

Н. А. ХОРЕВ

СКЛАДКИ ДОКЕМБРИЯ ПАМИРА

Наиболее крупные структуры юго-западного Памира представлены двумя простыми антиклинальными складками, ширина которых измеряется десятками километров. Это складки сдавливания. Последние осложняются складками течения, ширина которых достигает десятков метров; они образуются в результате раздавливания некоторых пластов, что приводит к послойной миграции вещества слоя, его утонению, увеличению площадного распространения. В мигматизированных гнейсах таким же образом образуются послойные (мимические) птигматиты. Секущие птигматиты образуются в результате инъекции.

Юго-западный Памир сложен биотитовыми, гранато-биотитовыми, биотито-роговообманковыми гнейсами, которые по мере появления в них линзочек и слойков, сложенных кварцем и плагиоклазом, увеличения их количества и мощности переходят в мигматиты. Среди гнейсов и мигматитов встречаются кальцитовые, доломитовые, магнезиальные мраморы, а также кварциты.

Породы четко стратифицированы. Поверхности гнейсовидности гнейсов и мигматитов, судя по тому, что они параллельны стратиграфическим контактам мрамор — гнейс, являются унаследованными поверхностями слоистости. Слоистость подчеркивается бесконечным чередованием цветов одной гаммы — серой, зависящих от количественных минералогических вариаций в породе.

Такое однообразие состава гнейсов сохраняется и в масштабе всего разреза толщ юго-западного Памира, вследствие чего по литологическому (петрографическому) признаку его трудно расчленить на более дробные части — свиты.

С. И. Клунников и А. П. Попов (1936) расчленили «метаморфические толщи» на свиты по различной степени насыщенности их мраморами. Позже, при более детальных исследованиях, за границы свит были приняты горизонты мраморов, играющих роль маркирующих. Мощность горизонтов мраморов — первые десятки метров.

Метаморфические толщи юго-западного Памира объединяются в ваханскую серию, в которой различными исследователями выделяется от пяти до семи свит. Нижняя из этих свит, горанская, является наиболее мощной (3000—4000 *м*). Общая мощность всех вышележащих свит не превышает 6000—8000 *м*.

Горанская свита наиболее сильно отличается от вышележащих. В ней многочисленны магнезиальные мраморы и кварциты (на водоразделе бассейна р. Богуш-дара). Роль этих пород в общем разрезе свиты не велика, но, учитывая отличие структур, которые свойственны породам горанской свиты, от структур, характерных для всех вышележащих свит, Б. Я. Хорева (устное сообщение) считает целесообразным перевод горанской свиты в ранг серии.

Породы горанской и ваханской серий метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации; метаморфическая зональность в них отсутствует.

Из интрузивных пород среди горанской и ваханской серий развиты гранитоиды и дайки пород основного состава, частью будинированные.

В Афганистане, около Герата, по Гризбаху (Griesbach, 1884), на гнейсах и мигматитах с несогласием залегают породы с верхнедевонскими окаменелостями, а в районе Бамиана, по Гайдину (Hayden, 1911) породы верхнего карбона. Недавно эти сведения подтвердил Ги Меннесье (1963).

Возраст флогопита из месторождения Ляджвар-дара, приуроченного к горанской серии, рубидий-стронциевым методом определяется в 1370 и 1230 млн лет, аргоновым методом (тех же образцов) соответственно в 612 и 380 млн лет. Возраст гнейсов и мигматитов горанской и ваханской серий, установленный аргоновым методом, определяется в интервале 15—100 млн лет, что, по-видимому, отражает период молодых движений на Памире. Определения абсолютного возраста выполнены во ВСЕГЕИ Г. А. Муриной.

СКЛАДКИ СДАВЛИВАНИЯ

Прослеживание по простиранию маркирующих горизонтов мраморов дало возможность выявить складчатую структуру горанской и ваханской серий.

Горанская серия слагает крупную антиклиналь, осложненную второстепенными складками — синклиналью и антиклиналью. Крылья горанской антиклинали или второстепенных складок чаще всего падают под углами в 30—40°, а в верховьях р. Гарм-чашма даже под бо́льшими. Горанская антиклиналь представляется в виде купола, в плане эллипса, западная, меньшая часть которого лежит по ту сторону границы. Длинная ось этого эллипсообразного купола простирается и воздымается в северо-северо-западном направлении.

Ваханская серия в структурном отношении представляет собой также антиклиналь, но более пологую. Ширина ее составляет 30—50 *км*, крылья падают под углами, не превышающими 20—25°. В области свода гнейсы на больших пространствах залегают горизонтально или почти горизонтально. Ось Ваханской антиклинали простирается и воздымается в западном — юго-западном направлении. Вместе с воздыманием Ваханской антиклинали в указанном направлении в области сочленения с Горанской антиклиналью происходит некоторое ее уплощение и расширение, и она постепенно, дугообразно меняет простирание своих крыльев в соответствии с формой горанского купола и облекает его. Обе антиклинали, почти одинаково простые, как бы вложены одна в другую; это впечатление «вложенности» верно только отчасти, применительно к зоне сочленения, потому что длинная ось эллипсоида горанского купола развернута к оси Ваханской антиклинали под прямым углом.

Породы обеих серий в зоне сочленения падают веерообразно и несколько круче, чем в некотором удалении от нее.

Наличие двух антиклиналей взаимно перпендикулярного простирания, по-видимому, следует объяснить двумя разновременными эпохами складчатостей. В первую образовалась Горанская антиклиналь, затем на породы горанской серии местами со стратиграфическим, а местами с небольшим угловым несогласием, которое мы в настоящее время не улавливаем, легли породы ваханской серии. В результате второй складчатости образовалась Ваханская антиклиналь, в зоне сочленения приспособившаяся к очертаниям Горанской куполовидной антиклинали. Горанская антиклиналь в период второй складчатости проявляла себя как жесткое тело, которое почти не усложнило своих структур.

Сходные представления о разновозрастности почти меридиональных структур западной части Шахдаринского хребта (Горанская антиклиналь) и почти широтных восточной части хребта (Ваханская антиклиналь) недавно изложил А. Г. Давыдченко (1964).

Складки горанской и ваханской серий генетически тождественны складкам любой геосинклинальной области.

Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий (1948) объясняют происхождение таких структур тем, что геосинклинальная область, в разрезе выпуклая, как и любая часть земной поверхности, при погружении и воздымании проходит через хорду, стягивающую крайние точки геосинклинальной области, вследствие чего происходит сдавливание толщ и образование складок сдавливания.

СКЛАДКИ ТЕЧЕНИЯ И ИНЪЕКЦИОННЫЕ СКЛАДКИ

В докембрийских гнейсах юго-западного Памира, чаще всего падающих очень полого или лежащих горизонтально, встречаются лежачие складки, ширина которых измеряется десятками метров, а длина крыльев сотнями метров или даже превышает километр. Замки складок бывают то остро, то плавно очерченными; складки с острыми замками иногда имеют вид «гармошки», т. е. представляют собой как бы пачку изоклинальных складок (рис. 1), складки с плавно очерченными замками

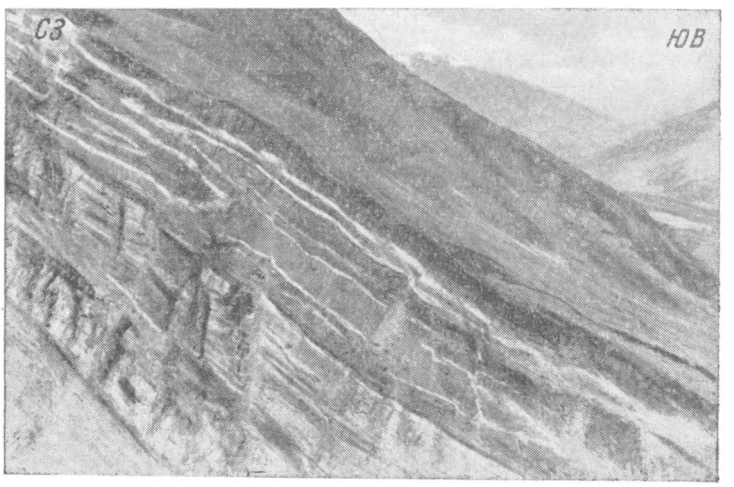


Рис. 1. Складки течения. Пласты белого цвета, вовлеченные в складки — кальцито-доломитовые мраморы, вмещающие их породы — гнейсы и мигматиты. Ваханская серия, левый борт долины р. Даршай. Сфотографировано с водораздела Даршай — Танг-Джирав, с расстояния в 4 *км*. 1 *см* на снимке соответствует ≃90 *м* на местности. На заднем плане — пик Карла Маркса

(рис. 2) всегда «одинокие». В складках с острыми замками мощность крыльев одинакова, т. е. крылья не раздуты, в складках с плавно очерченными замками мощность пластов, слагающих крылья складки, бывает увеличенной.

Складки, изображенные на рис. 1 и 2, в полого падающих толщах — явление, кажущееся противоречивым, загадочным. С. И. Клунников и А. И. Попов (1936) полагали, что складчатые структуры разных масштабов должны быть одного плана — одинаково сложными или одинаково простыми. Поэтому они считали, что структура только кажется простой, так как в современном эрозионном срезе видно лишь верхнее крыло громадной лежачей складки типа складки волочения, подвернутое крыло которой скрыто ниже дневной поверхности и только незначительно обнажено на южном склоне Шахдаринского хребта, в устье Даршая.

При последующих исследованиях подвертывание толщ в устье Даршая, как и сложность Ваханской антиклинали, не подтвердились (Хорев, 1956).

В ваханской серии имеются соизмеримые с изоклинальными лежачими и веерообразные складки. Одна из таких складок, с вертикальным положением осевой поверхности, наблюдалась в цирке, над ледником речки Зирхонауч-дара (бассейн р. Сейдж-джирав). В эту складку вовлечены мраморы и гнейсы, залегающие в общем почти горизонтально. Другая складка, несколько более сложная, с наклонным положением осевой поверхности, наблюдалась в долине р. Большой Ямчин (левая часть, рис. 3).

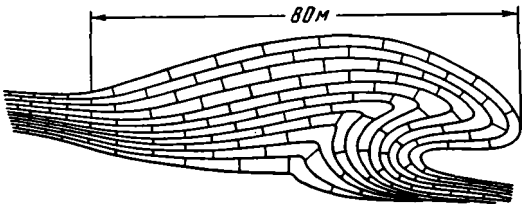


Рис. 2. Складки течения. Кальцитовые мраморы среди гнейсов и мигматитов. Ваханская серия, левый борт долины р. Ю. Вранг

Для выяснения способа образования складок, изображенных на рис. 1, 2, 3, рассмотрим некоторые черты строения горанской и ваханской серий.

В гнейсах ваханской и горанской серий встречаются будинаж-структуры. Будины сложены амфиболитами, которые некогда представляли собой согласные дайки основных пород. Мощность будин 15—25 *м*, длина 30—40 *м*. В других случаях будины представлены аплитами, залегающими в мраморах, или роговообманковыми парагнейсами мощностью 15—20 *см* среди биотитовых и других гнейсов. По р. Даршаю и другим можно наблюдать все стадии образования этих структур — от начальных стадий разделения дайки до совершенно растащенных и иногда округленных будин.

Будинаж-структуры образуются, как известно, вследствие различной реакции относительно некомпетентных и относительно компетентных пород на усилия, направленные перпендикулярно к поверхностям слоистости. Первые текут (в твердом состоянии), вторые разрываются на блоки, прямоугольные или ромбовидные, которые позже приобретают линзовидную или округлую формы.

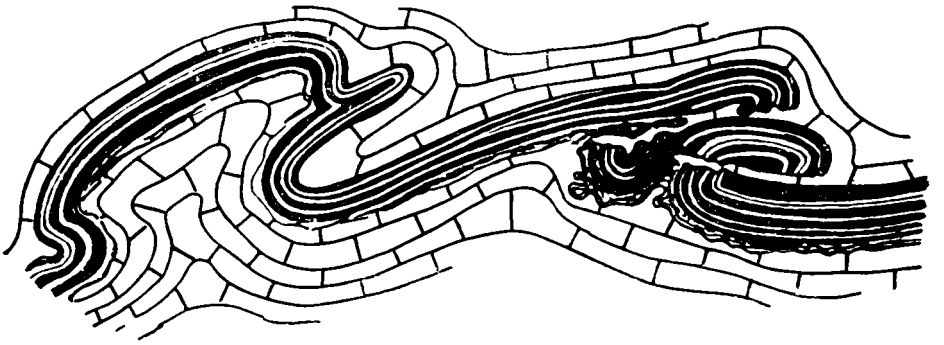
На юго-западном Памире породы с резко различными механическими свойствами сравнительно редки, поэтому и будинаж-структуры встречаются не часто. Для них более типичен другой вид структуры разлинзования — он выражается в местном уменьшении мощности отдельных слоев с одновременным увеличением мощности соседних. Идеальные линзы образуются редко, чаще разлинзование выражается в слабой волнистости поверхностей гнейсовидности (рис. 4).

В процессе послойного перемещения материала в условиях больших давлений в породах происходят и другие родственные преобразования. Так, например, послойные мигматиты частично преобразуются в очковые. На очки или линзочки распадаются не только маломощные лейкократовые полоски, но и сравнительно мощные, по 1—1,5 *м* лейкократовые «пласты» мигматитов (р. Чандын-дара). Преобразование первичной формы полевых шпатов в мигматитах и в биотитовых, не мигматизированных гнейсах в линзочки, являющееся следствием дифференциального перемещения материала слоя, по существу представляют собой другой вид разлинзования.

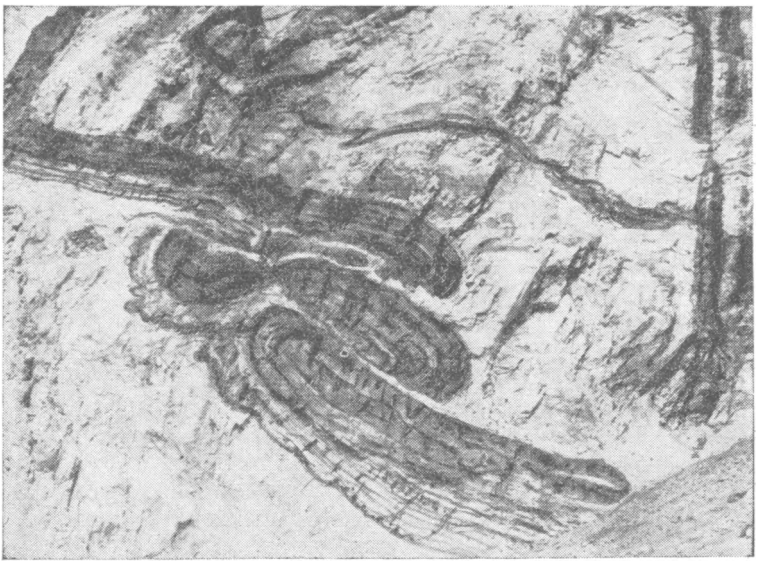
Некоторые сведения о способе образования складок дает и изучение самих складок. Перемещение материала слоя фиксируется также в увеличении или уменьшении мощностей пластов, собранных в складки. Оттекание материала наиболее легко устанавливается по уменьшению мощности слоев, слагающих крылья преимущественно мелких складок, и увеличению мощностей в замках.

В некоторых складках (см. рис. 2) отчетливо наблюдается конструкция материала мраморов в каком-то избранном пункте, а значит и его миграции из других частей пласта.

Слои, непосредственно прилегающие к острой изоклинальной складке (см. рис. 1) или к складке с тупым очертанием замка (см. рис. 2), или, наконец, к веерной складке (см. рис. 3), также вовлекаются в изгибы и повторяют очертания этих складок, но достаточно быстро сменяются



а



б

Рис. 3. Складка течения и разрывы в биотитовых гнейсах, залегающих среди доломито-кальцитовых мраморов

а — ваханская серия, левый борт долины р. Большой Ямчин. Мощность разорванного горизонта 18 *м*; *б* — деталь складчато-разрывной структуры, изображенной на рис. 3, *а*

слоями, которые никак не реагировали на их образование. Все эти складки на фоне мощных, полого залегающих толщ, представляются чуждыми образованиями.

Слабое участие в складчатых деформациях пластов, соседних со складкой, указывает на автономный характер складки, независимый от складчатого рисунка вмещающих толщ.

Мы рассмотрели будинаж-структуры и другие структуры разлинзования, а также некоторые черты мелких складок — изменения мощности крыльев и степень вовлечения в деформацию внешних пластов.

Из изложенного следует, что под действием сил, раздавливающих толщу, материал некоторых пластов мигрирует из мест наибольшего сжатия в места меньшего сжатия и что эта миграция материала приводит к утонению пласта. Утонение пласта приводит к удлинению, а так как другие пласты не удлиняются, за исключением соседних, удлиняющихся в меньшей степени, то он по мере удлинения собирается в складки. Иными словами, такие автономные складки, чуждые складчатому рисунку вмещающих толщ, образуются в случае, если раздавливается и удлиняется какой-то один пласт или немногие пласты среди покрывающих и подстилающих, сохраняющих свою мощность и длину.

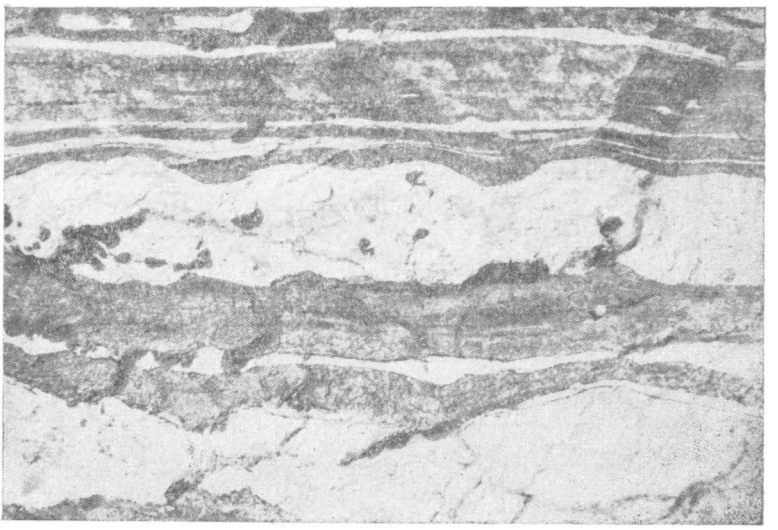


Рис. 4. Частичное передавливание (разлинзование) в мигматитах. Горанская серия, р. Биджунт. Уменьшено в 10 раз

Различия складок, изображенных на рис. 1, 2 и 3, сводятся к тому, что лежачие изоклинальные складки образовались в результате наиболее интенсивного «вытягивания» пласта как следствия его раздавливания и утонения; так же образовались и веерообразные складки с вертикальным или несколько наклонным положением осевых поверхностей в горизонтально или полого залегающих гнейсах, но в этих случаях вытягивание пласта было менее интенсивным. В складке на рис. 3 видно зарождение изоклинальной складки и поэтому веерную складку, может быть, следует рассматривать как начальную стадию образования изоклинальных складок. При образовании складки, изображенной на рис. 2, в результате того же раздавливания и утонения пласта происходит не столько «вытягивание», сколько резкий раздув пласта и опрокидывание раздувшейся его части в сторону движения материала. По-видимому, эти складки образуются в относительно менее размягченных породах.

Утонение слоя удлиняет его примерно на суммарную длину крыльев складки. Суммарная длина крыльев складки в правом борту длины р. Даршай составляет примерно 200 *м*. Если допустить, что слой, собранный в эту складку, при раздавливании утонился на одну четверть своей мощности, то это дает нам представление о длине участка (800 *м*), на котором происходило раздавливание слоя. Суммарная длина крыльев складки в левом борту долины р. Даршай (см. рис. 1) превышает 3 *км* и длина участка, на котором происходило раздавливание, превышает

12 *км*. Если бы мы могли найти в одном слое две складки, отстоящие одна от другой на некотором расстоянии и опрокинутые в противоположные стороны, мы могли бы, зная расстояние между ними, определить истинное утонение слоя, в том случае если бы мощность в крыльях складки не была увеличена. Подобных «парных» складок, однако, мы никогда не встречаем, так как по периферии участка, на котором проявляется сжатие, образуется только одна складка. Это происходит, по-видимому, потому, что для одновременного образования двух складок необходимы идеально одинаковые условия, которые при одностороннем давлении исключаются.

Веерообразная складка (левая часть рис. 3, *а*) слегка опрокинута на юг, что свидетельствует о притоке материала с севера. До образования складки напряжения, под которыми находился пласт, разрядились путем разрывов и смещения отдельных частей его. Эти разрывы, как и зеркала скольжения на скорлуповатых поверхностях в местах подворачивания разорванного слоя (рис. 3, *б*), свидетельствуют, очевидно, о «почти твердом» состоянии пород в момент разрывов; оно соответствует метаморфизму пород в условиях амфиболитовой фации, т. е. температурам, достигающим 500—550° и достаточно высоким давлениям.

По подворачиванию разорванного пласта устанавливается то же направление одностороннего давления, что и по опрокидыванию складки.

Если разрывы и складки образовались практически одновременно, тогда и физическое состояние пород в момент разрывов и смятия одинаково, т. е. тогда и складки формировались в «почти твердых» породах. Однако образование разрывов и складок может быть и разновременным и тогда следует допустить, что один и тот же пласт дважды попадал в условия сильного одностороннего сжатия.

В расшифровке способа образования складок особую роль, как мы видели, играют будинаж-структуры. В обоих случаях текут относительно «мягкие» породы среди относительных твердых. В будинаж-структурах относительно некомпетентные породы залегают по обе стороны от относительно компетентных, в складках пространственные соотношения тех и других пород обратные. В первом случае механические различия между сравниваемыми породами значительны, во втором они минимальны. Образование будинаж-структур, т. е. разрыв согласной дайки на блоки и дальнейшее преобразование форм этих блоков, подчинено течению материала пласта. Иными словами, миграция вещества слоя включает в себя процесс образования будинаж-структур.

До сих пор мы говорили о складках, в которые вовлечены мраморы, но в такие же крупные складки, хотя и реже, вовлекаются и различные гнейсы, включая мигматиты. Способность к течению гнейсов, несколько различных по минералогическому составу, почти одинакова, поэтому в них и редко встречаются крупные складки, подобные тем, которые образуют мраморы среди гнейсов. Автор знает только одну крупную складку в гнейсах — в правом борту долины р. Шах-дара, близ устья ее правого притока — р. Заноч-дара. Это лежачая изоклинальная складка, с плавно очерченным замком, шириной 70 *м* и сравнительно короткими крыльями, равными 100 *м*. Таким образом, и среди гнейсов, обладающих, казалось бы, одинаковой способностью «размягчаться» в условиях повышенных температур и выдавливаться под действием одностороннего давления, оказываются такие прослои, которые более чувствительны к изменениям физических условий.

Особо следует отметить складки в мигматитах. Мигматиты широко развиты в обеих сериях независимо от распространения интрузий гранитоидов, что свидетельствует в пользу образования мигматитов и птигматитов в результате дифференциального плавления материнских пород.

На юго-западном Памире обычно развиты послойные мигматиты с частым и закономерным чередованием маломощных, не очень четко огра-

ниченных лейкократовых и меланократовых слойков. Они, однако, никогда не образуют птигматитов и если сминаются, то образуют лежачие складки с тупо очерченным замком, как в устье р. Заноч-дара. Птигматиты развиты только в темно-серых биотитовых гнейсах с незакономерным чередованием лейкократовых полос разной мощности (рис. 5). Факт приуроченности птигматитов только к этому типу гнейсов пока не находит удовлетворительного объяснения.

Переход по простиранию прямолинейных лейкократовых полосок в волнистые и наличие в пределах одного обнажения смятых и несмятых полосок, а также одинаковый минералогический состав пород, сла-

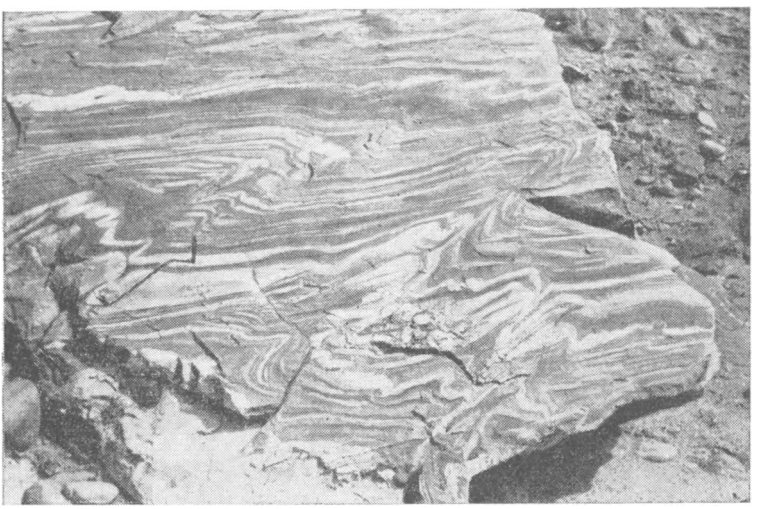


Рис. 5. Согласные (мимические) птигматиты в темно-серых биотитовых гнейсах. Горанская серия, устье р. Абхарв. Уменьшено в 10 раз

гающих те и другие,— все это свидетельствует об одинаковом происхождении материала несмятых полосок и птигматитов. Согласные с вмещающими гнейсами птигматиты Уилсон (Wilson, 1952) называет мимическими.

Здесь следует также отметить своеобразную разновидность послойных птигматитов — смятые в складки «пласты» аплитов в гнейсах.

В крыльях таких складок эти пласты иногда несколько напоминают будины. При формировании складки вмещающие гнейсы обтекали сминающийся аплит с разной скоростью, причем в ядре складки это движение почти затухало и становилось беспорядочным по направлению. Это обусловило некоторый разворот по отношению к первоначальному положению надорванных частей смятого «пласта» аплита, придало им рваные очертания, в которых в общем улавливается некоторая округлость.

В других случаях в замках складок, в которые вовлечены преимущественно маломощные «пласты» аплита, образуются дополнительные складочки, а на крыльях — борозды скольжения, затухающие к своду.

Общее у этих складок с послойными птигматитами то, что они сложены тем же материалом, аплитом, и то, что они также образовались вследствие послойного течения материала вмещающих пластов или пачки пластов. В отличие от них, к моменту формирования складки аплиты и гнейсы частично теряют свои пластические свойства, вследствие чего и наблюдается иной тип деформации.

Все встреченные складки подобного рода приурочены к породам ваханской серии, в частности они наблюдались в правом борту долины р. Срышхарв, в 200 *м* от устья.

По-видимому, такова же природа «Гигантской птигмы» в Гренландии, описанной и изображенной в работе Оделла (Odell, 1944).

Как отмечалось, гнейсы и мигматиты обычно падают полого или даже лежат горизонтально и образуют широкие структуры с очень пологими крыльями. Эти крупные простые структуры только лишь кое-где ослож-

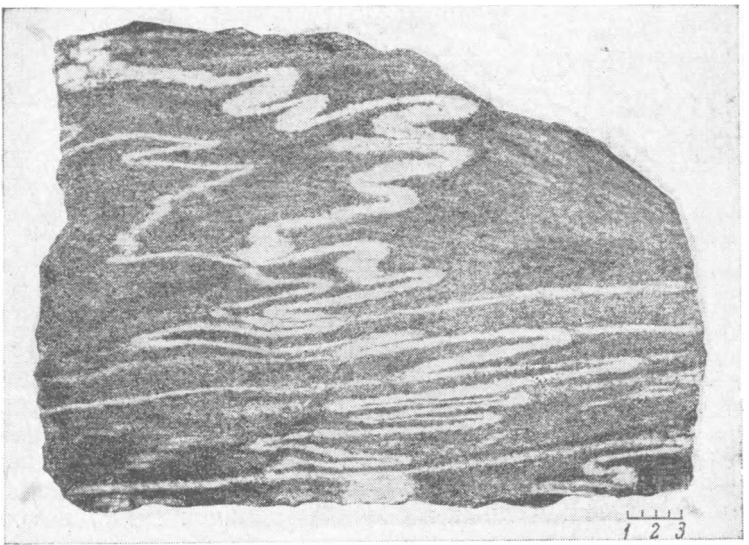


Рис. 6. Птигма в темно-серых биотитовых гнейсах. Горанская серия, р. Гарм-чашма. Уменьшено в 3 раза

няются описываемыми складками в мраморах или более сложными и мелкими в мигматитах. Мраморы, собранные в складки, мы наблюдали в ваханской и реже в горанской серии, птигматиты — почти исключительно в горанской. Особенно широко такие складки распространены в бассейнах рек Биджунт, Гарм-чашма и по р. Пяндж между устьями упомянутых рек.

Особенности складок в мраморах, гнейсах и мигматитах показывают, что они образуются в результате раздавливания и утонения отдельных слоев, что приводит к их удлинению или расширению площади их распространения, в результате чего образуются складки выдавливания или складки течения. Послойное перемещение материала приводит также к разлинзованию, к образованию будинаж-структур и мелких разрывов типа надвигов.

Образование складок выдавливания (течения) следует связывать с формированием более крупных складок сдавливания (Косыгин, Магницкий, 1948). При этом на ограниченных участках возникают силы, направленные перпендикулярно к напластованию, что и приводит к раздавливанию слоев, их удлинению и образованию складок выдавливания или течения.

Следует отметить, что кроме согласных, мимических птигматитов, имеются и птигматиты секущие. Последние также представляют собой аплитовые жилы или жилки, собранные в складки. Все секущие птигматиты можно свести к трем типам.

Первый тип представлен на рис. 6, на котором видно, что крылья птигм совпадают с маломощными лейкократовыми полосками в гнейсе, а значит и с гнейсовидностью, но замки птигм секут гнейсовидность. Птигматиты этого типа, правда с более простым рисунком, распространены наиболее широко в горанской серии.

Второй тип — смятая жила сечет гнейсовидность под прямым или острым углом.

Третий тип — жила, скажем, с тесно расположенными замками птигм, в целом параллельна кровле и подошве пласта, но осевая поверхность каждого ее изгиба перпендикулярна ограничивающим поверхностям пласта (рис. 7).

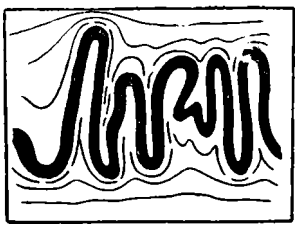


Рис. 7. Птигма, в целом параллельная поверхности слоистости (гнейсовидности), но каждый ее изгиб перпендикулярен ей. По Мишу из Кунена

Следует заметить, что изгибы поверхностей прослоев гнейсов, повторяющие конфигурацию птигмы, быстро выполаживаются и исчезают. Очевидно, секущие складчатые жилы представляют собой инъекции того же материала, который слагает лейкократовые полосы мигматитов и их складчатые эквиваленты — согласные (мимические) птигматиты. Иначе говоря, материал секущих птигматитов был отжат при формировании складок выдавливания из лейкократовой полосы или пластины мигматита, где он находился в расплавленном состоянии. Судя по тому, что мигма была способна прокладывать себе путь поперек слоистости, перемещение ее из одной точки в другую происходило при относительно высоком одностороннем давлении. Самым загадочным в этом процессе является образование извилин (меандроподобных, синусоидальных и др.), способность мигмы многократно менять свое направление в процессе инъекции.

Н. Г. Судовиков (1954) полагает, что секущие птигматиты первоначально являлись прямолинейными, а их изгибы образовались в связи с дифференциальным движением — скольжением.

Рид (Read, 1928) считает, что извилины складчатых жил обусловлены соответствующей формой трещин. С подобным представлением трудно согласиться, в особенности по отношению к птигмам третьего типа.

Уилсон (Wilson, 1952) объяснял образование изгибов тем, что внедряющаяся первонально прямая жила встречает на своем пути упор в виде увеличивающейся вязкости вмещающих пород. По-видимому, такой механизм образования птигмы должен привести к изменению простирания гнейсовидности вмещающих пород по периферии извилин в соответствии с их формой. На Памире этого не наблюдается, гнейсовидность сечется птигмой или только слегка приспосабливается к очертаниям ее в зоне, измеряемой несколькими сантиметрами. Однако соотношение птигм с вмещающими породами бывает и иным (рис. 7): гнейсовидность вмещающих пород точно повторяет очертания птигм. По-видимому, эти случаи соответствуют особенно «размягченным» вмещающим породам.

Мы полагаем, что складчатость жилы — явление первичное, т. е. что ее извилины образовались не в результате смятия прямой жилы вместе с вмещающими породами, а в процессе инъекции мигмы. Секущие складчатые жилы никогда не были прямыми, пластообразными. Образование извилин — это выражение свойства внедряющейся мигмы, динамики процесса. Это свойство внедряющейся мигмы остается по существу нераскрытым, как, например, и ее другое свойство — собираться в лейкократовые полоски в послойных мигматитах в процессе их формирования.

Птигматиты, несогласные по отношению к вмещающим породам, образовались вследствие тех же напряжений, которые смяли вмещающие породы, но их материал перемещен из одного места в другое, нахо-

дящееся под меньшим односторонним давлением и поэтому несут в себе тектоническое начало; однако извилины птигмы образовались в момент инъекции, вмещающие их гнейсы были инертными, поэтому секущие птигматиты в лучшем случае можно признать образованиями полутектоническими. В основе механизма их образования лежит инъекция, поэтому их следует называть инъекционными складками.

Мы рассмотрели два основных типа складок — сдавливания и течения. Первые обычны для геосинклинальных отложений любого возраста и возможность их образования была рассмотрена Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким (1948).

Складки течения образуются вследствие раздавливания толщ, миграции их вещества и уменьшения мощности; сохранение общего объема слоев вызывает увеличение их длины или, точнее, расширение площади распространения, что и вызывает гофрировку слоев.

Представление об образовании складок вследствие раздавливания толщ впервые в общем виде было сформулировано М. М. Тетяевым (1948), который придавал этому механизму всеобщее значение. Раздавливающие силы по М. М. Тетяеву — это непосредственное проявление напряжений, зарождающихся в недрах земли, в то время как по Ю. А. Косыгину и В. А. Магницкому (1948) они являются следствием погружения и поднятия (после инверсии) геосинклинальной области, ее сдавливания при прохождении через хорду и образования складок сдавливания, производными которых являются складки течения (выдавливания или раздавливания, как их следует назвать в соответствии с теорией раздавливания). Концепция всеобщего раздавливания толщ привела М. М. Тетяева к необходимости поисков во внешней части земной коры сил, противодействующих внутренним радиально направленными силам. Эти поиски, как мы знаем, не оказались успешными.

Миграция вещества внутри слоя или пачки слоев в условиях интенсивного сдавливания — механизм складкообразования, предложенный М. М. Тетяевым — по нашему мнению, имеет место только при «размягчении» пород, которое устанавливается по их дифференциальному плавлению (образование лейкократовых полосок мигматитов, изменению мощности слоев, по будинаж-структурам и др.). Полупластическое состояние пород обусловлено большим температурным градиентом в период синкинематической магматизации, чем в более поздние эры. Такой вывод следует из того, что в палеозойских и мезозойских отложениях Памира, равно как и других регионов, эти складки не встречаются, если не считать узких зон, в которых тектонические напряжения проявились особенно интенсивно. Этот вывод подтверждается почти полным отсутствием в палеозое и мезозое будинаж-структур, особенно с межбудинным пегматитовым выполнением и следов миграции вещества слоя.

Согласные птигматиты, мимические, имеют то же самое происхождение, что и собственно складки течения (выдавливания): они представляют собой пластообразные тела, которые ведут себя при выдавливании подобно вмещающим их гнейсам. Эти птигматиты представляют собой тектонические образования. Секущие птигматиты представляют собой тот же аплитовый материал, но перемещенный в процессе выдавливания вещества слоя (складкообразования) из точек с большим давлением в точку с меньшим давлением. Отнесение секущих птигматитов к складкам в достаточной мере условно. Как мы видим, птигматиты в целом не занимают определенного систематического положения.

Выше мы отметили, что складки сдавливания типичны для любой геосинклинальной области. На юго-западном Памире, они, однако, образуют куполовидную структуру, подобную тем, которые, по-видимому, характеризуют специфику тектонического развития земной коры в докембрии, на что, в частности, указал Е. В. Павловский (1962). Эти купольные структуры, типичные для нуклеарной стадии развития земной

коры (Павловский, 1962), для архея, по-видимому, продолжали формироваться и в протерозое. Возраст флогопита, развитого в жилах среди пород, слагающих эти структуры, очевидно, много моложе времени их формирования.

Следует отметить, что обе антиклинали представляют собой необычно простые структуры; их простота может быть объяснена малой интенсивностью тектонических движений в период формирования и частично разрядкой напряжений при образовании более мелких структур — структур разлинзования, складок течения, а также в результате милонитизации пород.

О роли складок течения среди пликативных структур того или иного региона в настоящее время трудно составить полное представление. Они, в частности, известны в Карелии по работам А. А. Сорского (1952) и других исследователей. В молодых геосинклинальных областях они редки, если судить по почти полному отсутствию будинаж-структур и других признаков, указывающих на послойную миграцию вещества. Редко встречаемые будинаж-структуры в относительно молодых породах, например в палеозойских, лишены межбудинного выполнения, что указывает на отсутствие селективного плавления и «размягчения» пород.

Наконец, секущие птигматиты (инъекционные складки) описаны из докембрия Шотландии, Фенноскандии, Канады, Индии и других регионов; они встречаются и в более молодых образованиях, но здесь они редки и недоразвиты.

Складчатые структуры докембрия юго-западного Памира достаточно специфичны, и одни из них (складки сдавливания) отличаются от аналогичных структур молодых отложений своей морфологией, другие (складки течения) — массовым развитием и сложностью форм.

В целом складчатые структуры горанской и ваханской серий, включая мелкие формы, составляют структурный критерий, косвенный, в пользу докембрийского возраста смятых в них пород; в настоящее время этот возраст принимается большинством исследователей юго-западного Памира.

Литература

Давыдченко А. Г. К тектонике юго-западного Памира. Сб. Материалы по геологии Памира, вып. II, Душанбе, 1964.

Клунников С. И. и Попов А. И. Метаморфические толщи юго-западного Памира. Тр. Тадж.-Пам. эксп., вып. LXIX, Ленинград, 1936.

Косыгин Ю. А. и Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXIII, вып. 3, 1948.

Ги Меннесье. Геологические наблюдения в горах Кабула (Афганистан). Сов. геология, № 7, 1963.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., вып. 5, 1962.

Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та, № 18 (145), 1952.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 4, 1954.

Тетяев М. М. Генезис складчатой структуры и пути ее изучения. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.

Хорев Н. А. О складках течения в метаморфических толщах юго-западного Памира. Матер. ВСЕГЕИ по геол. и пол. иск., нов. сер., вып. 8, ч. 1, 1956.

Griesbach C. L. Geology of the Safed-Koh. Rec. Geol. Surv. India, v. XXV, 1884.

Hayden H. H. The Geology of Northern Afganistan. Mem. Geol. Surv. India, v. XXXIX, part I, 1911.

Kuenen Ph. H. Observations and Experiments on Ptygmatic Folding. Bull. de la Commission Gèologiquede Finlande, No. 123, Helsinki, 1938.

Odell N. E. The Petrography of the Franz Joseph Fjord region, North-East Greenland, in Relation to Its Structure: a Study in Regional metamorhism. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, LXI, 1944.

Read H. H. A Note on «Ptygmatic folding» in the Sutherland Granite-complex. Sammary of Progress of the Geological Survey fro 1927, part II, 1928.

Wilson G. Ptygmatic Structures and their Formation. Geol. Mag., v. LXXXIX, No. 1, 1952.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24 (574.1)

Н. Я. КУНИН, Р. Б. САПОЖНИКОВ

СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Усилившийся интерес к поискам месторождений нефти и газа в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины способствует расширению глубинных исследований в этом районе. В 1964 г. на юго-восточной окраине Прикаспийской впадины были проведены региональные сейсмические исследования КМПВ по меридиональному профилю IT («Главный») от станции Караулкельды на юг, с выходом к Южно-Эмбенскому поднятию севернее Дияра (рис. 1).

В сейсмогеологическом отношении район исследований подразделяется на область развития соляно-купольной тектоники (непосредственно Прикаспийская впадина) и окраинную зону, где соляные купола отсутствуют.

В области развития соляно-купольной тектоники регистрируется в сводах соляных куполов преломления волна с $V_г=4500—4800$ *м/сек*, характеризующая кровлю кунгурских хемогенных осадков. В межкупольных мульдах выделяются преломленная волна с $V_г=3500$ *м/сек*, рассматриваемая как кровля нижнеюрских отложений, преломленная волна с $V_г=4000—4200$ *м/сек* (поверхность триасовых отложений) и преломленная волна с $V_г=4500—4700$ *м/сек* (преломляющая граница в верхнепермских отложениях). Тщательный анализ всех первичных сейсмических материалов показывает, что в рассматриваемом районе Прикаспийской впадины в первых вступлениях не фиксируются уверенно преломленные волны от подсолевого комплекса осадков, а на сейсмограммах КМПВ во вторых вступлениях выделяются отраженные от подсолевых горизонтов волны. На представленном рис. 2 разрезе по профилю IT наиболее выдержаны два подсолевых опорных отражающих горизонта $П_1$ и $П_2$, пока еще не вскрытые бурением в погруженной части Прикаспийской впадины. В настоящее время, учитывая материалы, опубликованные в работе П. Я. Аврова и др. (1965), в известной мере условно горизонт $П_1$ может рассматриваться как эрозионная поверхность подсолевых отложений, а горизонт $П_2$ как кровля нижнекаменноугольных известняков.

В окраинной зоне отмечается существенно иная волновая картина. Здесь регистрируются в первых вступлениях на большом протяжении, после преломленной волны с $V_г=3700—3800$ *м/сек* (кровля J_2) и преломленной волны с $V_г=4600$ *м/сек* (граница в P_2), преломленная волна с $V_г=5200—5400$ *м/сек*, связываемая с размытой поверхностью подсолевых осадков (артинских и древнее), и преломленная волна с $V_г=6200$ *м/сек*, удовлетворительно увязывающаяся с отражающей границей $П_2$ в пределах области развития соляно-купольной тектоники. В обеих зонах уверенно и непрерывно прослежена преломленная волна с $V_г=6500$ *м/сек*, которая по ряду признаков рассматривается как поверхность кристаллического докембрийского фундамента.

В межкупольных мульдах преломляющая граница в отложениях верхней перми, как правило, располагается на глубинах 3000—3200 *м*, и только в межкупольной мульде Акчункал-Утыбай эта граница погружается до 4000 *м*. Спорадически в межкупольных зонах прослежена кровля нижней юры, залегающая на глубинах 500—1500 *м*.

По материалам КМПВ рассматриваемого профиля, а также по материалам детальных работ МОВ в районе станции Караулкельды, установлено, что нижние горизонты надсолевых отложений испытывают воздымание вблизи склонов куполов. Интенсивность воздымания уменьшается в целом вверх по разрезу и неодинотипна на различных куполах.

В окраинной зоне граница с $V_г=4600$ *м/сек* испытывает подъем с глубины 3000 *м* до глубины 2000 *м* и далее на юг к Южно-Эмбенскому поднятию, видимо, выклинивается, а соответствующая ей преломленная волна не регистрируется на сейсмографах. Преломляющая граница, приуроченная к поверхности нижней юры, испытывает плавный подъем на юг с глубины 2000 до глубины 1300 *м*.

В области развития соляно-купольной тектоники подсолевой горизонт $П_1$ при движении с севера на юг испытывает плавный подъем к своду Беттаусского поднятия с глубины 6000 до глубины 5000 *м* и затем снова погружается до глубины 6000 *м*. Далее на юг по Утыбайскому тектоническому нарушению подсолевой горизонт $П_1$ приподнят до глубины 5000 *м* и затем быстро воздымается до глубины 2000 *м*.

Второй подсолевой горизонт в пределах приподнятого Караул-Кельдинского блока залегает на глубинах 6500—7000 *м*. На границах Беттауского опущенного блока второй подсолевой горизонт по тектоническим нарушениям опущен до глубины 8000 *м*,

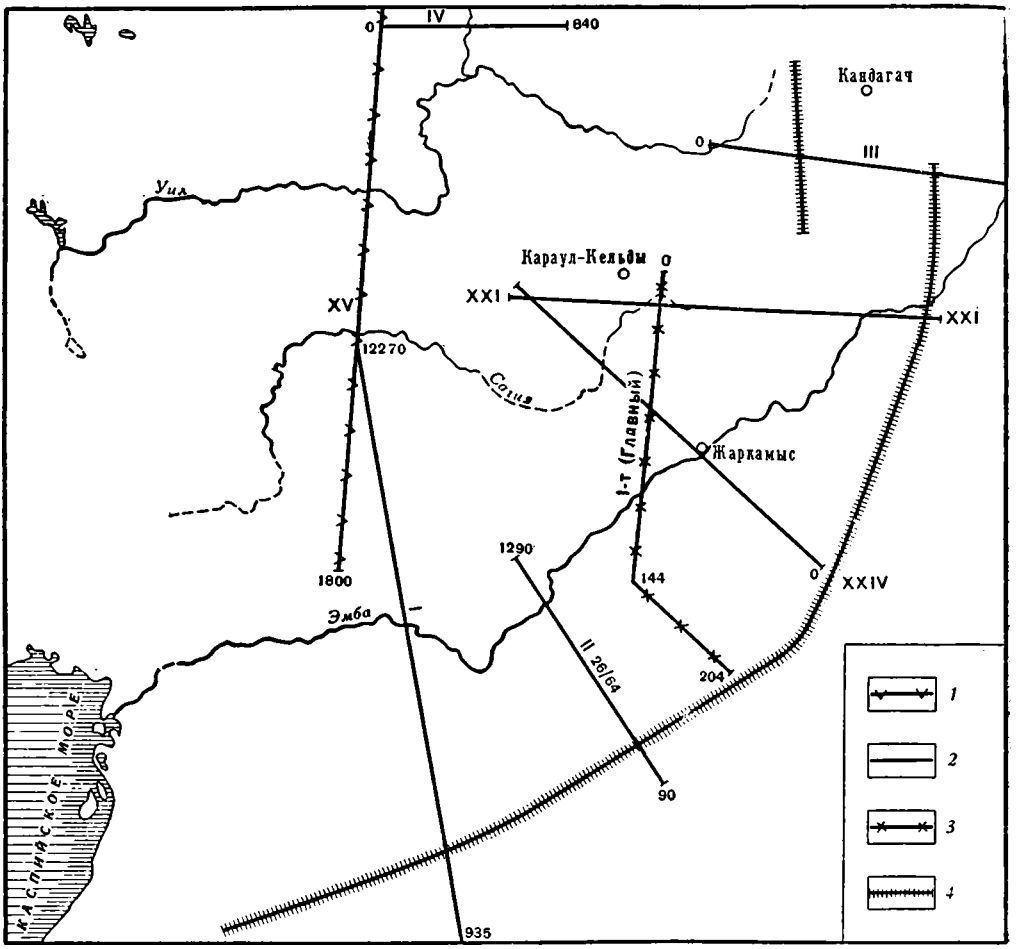


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей КМПВ в юго-восточной части Прикаспийской впадины

1 — сейсмические профили КМПВ ВНИИГеофизики; *2* — сейсмические профили КМПВ Спецгеофизики; *3* — сейсмический профиль IT «Главный»; *4* — краевой шов — граница Прикаспийской впадины, выделяемый П. Я. Авровым и др. (1965)

воздымаясь в своде Беттауского поднятия до 7500 *м*. По Утыбайскому разлому второй подсолевой горизонт испытывает подъем с амплитудой в 500 *м* и в пределах Утыбайского блока незначительно погружается к югу до глубины 7700 *м*. На границе с Предюжно-эмбенским блоком подсолевой горизонт $П_2$ погружается, вероятно, по разлому до глубины 8000 *м* и затем продолжает погружаться к югу, достигая в конце интервала прослеживания глубины 9000 *м*.

При рассмотрении разреза по профилю могут быть схематезированно выделены в платформенном покрове два структурных яруса, отличающихся степенью дислоцированности и тенденцией изменения мощностей.

Верхний структурный ярус, представленный комплексами осадков, начиная с верхней перми, характеризуется относительно выдержанной мощностью отложений и соляной тектоникой в пределах области развития соляно-купольной тектоники. С приближением к окраинной зоне и далее в ее пределах отмечается резкое сокращение общей мощности отложений верхнего структурного яруса от 5,8 до 2,0 *км* и исчезновение соляных куполов. Подошва верхнего структурного яруса (отражающий горизонт $П_1$) в области развития соляно-купольной тектоники залегает на глубинах порядка 5000—5800 *м*. Выявленные здесь соляные купола (Карабатыр, Карачказган, Ащисай, Беттау, Мизгиртау, Акчункал и Утыбай) характеризуются крутыми склонами, залеганием кровли соли в сводах на глубинах 300—700 *м* и разделяются глубокими межкупольными мульдами.

На границе с окраинной зоной подошва верхнего структурного яруса по крупному Утыбайскому разлому (амплитудой свыше 1000 *м*) испытывает подъем и затем достаточно резко воздымается к югу. Сокращение мощности осадков верхнего структурного яруса до 2000 *м* происходит в основном за счет резкого умень-

шения мощностей нижнемезозойских и верхнепермских осадков к Южно-Эмбенскому поднятию.

Нижний структурный ярус, сложенный докунгурскими осадками, в пределах области развития соляно-купольной тектоники характеризуется незначительным увеличением мощности к югу от 2,5 до 3,5—4 *км*. В представленном сечении мощность отложений, заключенных между поверхностью фундамента и преломляющим горизонтом $П_2$ (кровля нижнего карбона) остается относительно постоянной, незначительно сокращаясь на выступах фундамента. Общая тенденция медленного увеличения к югу мощности подсолевых отложений осложняется резким скачкообразным нарастанием мощности пород среднего карбона — нижней перми в зоне тектонического нарушения, отмеченного севернее купола Беттау.

В пределах окраинной зоны мощность отложений нижнего структурного яруса быстро возрастают к югу от 4 *км* до 10,5 *км*. Такое разрастание происходит главным образом за счет увеличения мощности верхнепалеозойских пород от 2,5 до 7 *км*. Хотя здесь отмечается погружение горизонта $П_2$, однако погружение поверхности фундамента более значительное, что приводит к увеличению в этой зоне и мощности нижне-среднепалеозойских пород от 1,5 до 3,5 *км*.

На рассматриваемой территории наблюдается довольно сложное строение поверхности докембрийского кристаллического фундамента, который разбит тектоническими нарушениями на ряд опущенных и приподнятых блоков. Как наглядно видно на рис. 2, именно на границах этих блоков и происходят наиболее значительные изменения мощности толщ подсолевых отложений. В пределах каждого блока отмечаются мелкие осложнения поверхности фундамента, к которым приурочиваются обширные локальные поднятия в подсолевом комплексе пород. Амплитуда структур по подсолевым горизонтам несколько меньше, чем по поверхности фундамента. Так, в пределах Караулкельдинского блока выявлены две локальные антиклинальные структуры — караулкельдинская и Ащисайская — с амплитудой по подсолевым отложениям 250—300 *м* и по фундаменту 500 *м*. Крылья структур на поверхности фундамента, вероятно, осложнены тектоническими нарушениями.

В пределах относительно опущенного Беттауского блока, ограниченного тектоническими нарушениями амплитудой до 1 *км*, отмечен крупный перегиб по подсолевым отложениям (Беттауское поднятие). По поверхности фундамента северное и южное крылья осложнены нарушениями, амплитуда поднятия по поверхности фундамента составляет 1500 *м*, а по подсолевым горизонтам не превышает 1000 *м*. В своде этого поднятия поверхность подсолевых отложений залегает на глубине 5000 *м*.

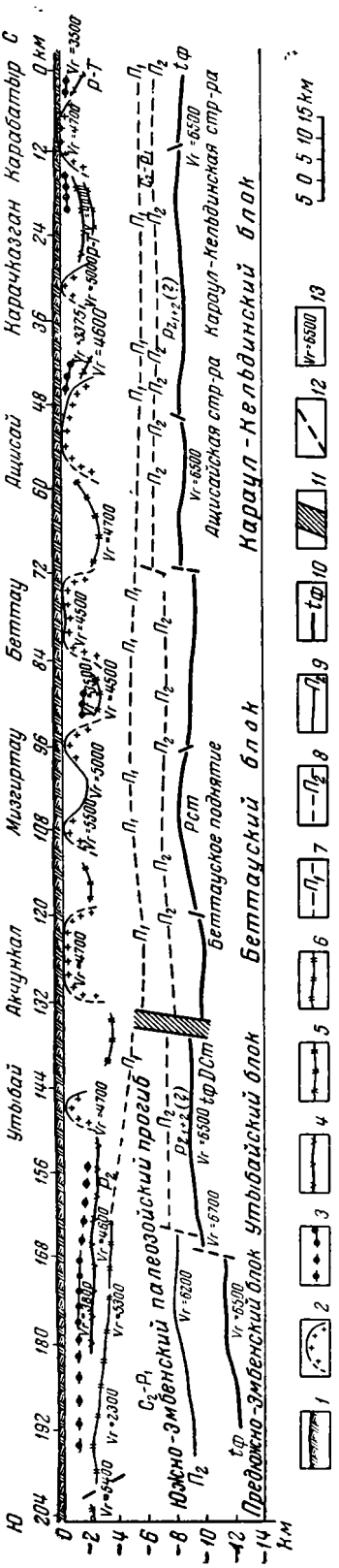


Рис. 2. Сейсмологический разрез по профилю IT «Главный»

1 — дневная поверхность; *2—6* — преломляющие границы: *2* — по поверхности соли; *3* — по кровле нижнеюрских отложений; *4* — по поверхности триаса; *5* — внутри верхнепермских осадков; *6* — по поверхности подсолевых осадков; *7—8* — подсолевые отражающие горизонты, построенные по отраженным волнам, зафиксированным при работах КМПВ: *7*— эрозионная поверхность подсолевого комплекса; *8* — кровля нижнекаменноугольных известняков; *9* — преломляющий горизонт, соответствующий второму подсолевому отражающему горизонту; *10* — преломляющая граница по поверхности фундамента; *11* — зона крупного Утыбайского разлома; *12* — менее значительные разрывные нарушения; *13* — значения граничной скорости, *м/сек*

Зоне затухания солянокупольной тектоники соответствует в фундаменте приподнятый Утыбайский блок, в пределах которого особенно отчетливо начинают проявляться различия в тенденциях изменения мощностей верхнего и нижнего структурных ярусов.

Крупным тектоническим нарушением поверхности фундамента с амплитудой до 1,5 *км* Утыбайский блок отделяется от Предюжно-Эмбенского. В пределах последнего происходит резкое погружение поверхности фундамента до глубины 12—12,5 *км*, а преломляющего горизонта с $V_г = 6200$ *м/сек* до глубины 9 *км*. Увеличение в этой зоне мощности нижне- и среднепалеозойских пород до 3,5 *км* и образований среднего карбона — нижней перми до 6—7 *км* позволяет выделить между Прикаспийской впадиной (область развития соляно-купольной тектоники) и Южно-Эмбенским поднятием крупную отрицательную структуру, названную Южно-Эмбенским палеозойским прогибом. Формирование прогиба, судя по анализу мощностей, началось в среднем, а, возможно, и в нижнем палеозое и продолжалось до нижней перми включительно. Вероятно, после нижней перми или несколько ранее, испытав инверсию движений, район рассматриваемого прогиба превратился в северный склон Южно-Эмбенского поднятия.

Таким образом, полученные результаты региональных сейсмических исследований КМПВ по профилю IT позволяют сделать следующие выводы:

1. Поверхность докембрийского фундамента в юго-восточной части Прикаспийской впадины имеет сложное блоковое строение. В рассматриваемом районе не отмечается тенденции к поднятию поверхности фундамента по мере продвижения к южной периферии впадины. Напротив, на профиле видно общее погружение поверхности фундамента с приближением к окраинной области Прикаспийской впадины, прилегающей к Южно-Эмбенскому поднятию.

2. К району сочленения Прикаспийской впадины с Южно-Эмбенским поднятием приурочен Южно-Эмбенский палеозойский прогиб, на севере ограниченный Утыбайским разломом, а на юге—, по-видимому, крупным разломом, выделяемым П. Я. Авровым и др. (1965). Ограничение разломами большой амплитуды, интенсивность погружений, сменяющихся затем воздыманием, сближают этот прогиб с платформенными структурами типа авлакогенов. Почти полное отсутствие соляных куполов к югу от Утыбайского разлома и резкое сокращение здесь мощностей осадков кунгурского яруса позволяет поставить вопрос о целесообразности выделения границы Прикаспийской впадины по северному крылу указанного прогиба, в пределах Утыбайского блока.

3. В палеозойских отложениях выделяются два структурных яруса. Преломляющие и отражающие горизонты в посленижнепермских осадках (верхний структурный ярус) не обнаруживают закономерного соответствия с поведением поверхности фундамента. Рассматриваемая в качестве границы ярусов отражающая поверхность $П_1$ на одних участках отражает рельеф поверхности фундамента в сглаженной форме, а на других — не обнаруживает соответствия с характером этого рельефа. Сейсмические горизонты, фиксируемые в разрезе нижнего структурного яруса ($П_2$), залегают относительно согласно с поверхностью фундамента. Тем самым, становится очевидным, что обоснованное заключение о формах рельефа поверхности фундамента может быть сделано либо при ее непосредственном прослеживании, либо по поведению границы $П_2$, а отнюдь не по построениям по поверхности подсолевого комплекса ($П_1$).

4. Выявлен ряд крупных поднятий в подсолевом комплексе, представляющих несомненный интерес для поисков месторождений нефти и газа. Из их числа первоочередного изучения заслуживает крупное Беттауское поднятие, в своде которого установлена минимальная глубина залегания подсолевых отложений — 5,0 *км*. Отмечается уменьшение амплитуды поднятий в верх по разрезу в подсолевых отложениях, а Утыбайское поднятие выражено лишь в нижних горизонтах подсолевого комплекса. Имеющиеся материалы не позволяют установить взаимозависимости между положением подсолевых поднятий и соляных куполов.

5. Большие перспективы нефтегазоносности подсолевого комплекса отложений в Прикаспийской впадине требуют увеличения объемов работ по изучению особенностей его строения. Необходимо усилить региональные работы КМПВ и проводить специальные исследования МОВ по оконтуриванию структур в подсолевых отложениях с целью обязательного заложения дорогостоящих глубоких скважин только на подготовленных площадях, региональная позиция которых достаточно выяснена.

Литература

Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Мулдакулов Г. Г., Фоменко К. Е., Шлезингер А. Е. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраины Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям. Геотектоника, № 1, 1965.

Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных. В кн. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Днепров В. С. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устюрта. Тр. Всес. нефт. геол.-разв. ин-та, вып. 194, 1962.

Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы ее нефтегазоносности. Гостоптехиздат, М., 1961.

Турланская геофизическая экспедиция
Чимкент

Статья поступила
26 мая 1965 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 ноябрь — декабрь 1965 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

УДК 551.244

В. Н. ПУЧКОВ

О ПРОБЛЕМЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

Рассмотрены две статьи Ю. М. Шейнманна (1963$_{1,2}$), посвященные проблемам мобилизма (дрейфа континентов). В этих статьях содержится утверждение, что ни сами явления мобилизма, как они рисуются их приверженцами, ни механизм их не подтверждаются фактами. В настоящей работе дается ответ на критические замечания Ю. М. Шейнманна, касающиеся проблемы дрейфа континентов.

Проблемы мобилизма и, в частности,—проблема перемещения материков — привлекают за последнее время все большее внимание советских геологов. Тем более интересны недавно опубликованные Ю. М. Шейнманном две большие статьи (1963$_{1,2}$), где он подвергает резкой критике представления о «дрейфе» материков и утверждает, что «ни сами явления мобилизма, как они рисуются их приверженцами, ни механизм их не подтверждаются фактами» (1963$_1$, стр. 361). Вывод, как видим, совершенно категорический. Однако следует иметь в виду, что есть и другие мнения. Об этом говорит, в частности, следующее признание самого Ю. М. Шейнманна: «Современный мобилизм — это широко распространенное учение, к которому склоняются или которое активно поддерживают чуть ли не все геологи южных материков и очень многие в Северной Америке, Европе и Азии» (там же, стр. 330). Присоединяясь к этой оценке популярности идей современного мобилизма, можно подчеркнуть, что если иметь в виду соотношение мнений в мировой науке в целом, то приходится признать, что мобилизм становится сейчас основным учением в геотектонике. Уже сам по себе этот факт заставляет предположить, что мобилизм — не случайное явление в науке, не порождение субъективного «желания исследователя» видеть факты в каком-то искусственном аспекте (как это пытается представить Ю. М. Шейнманн), а результат закономерного развития науки, когда старая теория под напором фактов уступает место новой или входит в последнюю как частный случай. Анализ возражений, которые выдвигает Ю. М. Шейнманн против мобилизма, лишь еще больше укрепляет нас в этом мнении.

Основные возражения Ю. М. Шейнманна сводятся к следующему:

1. «Дрейф» континентов не подтверждается данными о геологическом строении и структурном развитии континентов.
2. «Дрейф» континентов не подтверждается геофизическими данными о процессах, идущих в мантии Земли.
3. «Дрейф» континентов не подтверждается палеомагнетизмом. По мнению Ю. М. Шейнманна, доказательность палеомагнитных данных — кажущаяся.
4. «Дрейф» континентов не подтверждается палеоклиматическими данными.

Эти возражения мы рассмотрим в соответствующих разделах статьи.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Являются ли современные континенты растащенными частями одного или двух более крупных материков, существовавших в палеозое? С точки зрения теории вероятности, для решения этого вопроса вполне достаточно было бы выяснить, совпадают ли геологические структуры соответствующих континентов при мобилистских реставрациях. Возьмем в качестве примера Атлантический океан. Совпадение противолежащих контуров континентальных глыб, ограничивающих этот океан (по материковому склону, а не по береговой линии) общеизвестно (Кропоткин, 1964; Bullard, 1964). Такие же совпадения отмечаются между контурами материкового склона Северной Америки и Гренландии, Флоридской плиты (включая Багамскую банку) и северо-западной Африки, а также между ограничениями континентальных глыб у восточного побережья Индии (включая Цейлон) и северо-западного побережья Австралии, между Австралией и Антарктидой и т. д.

Уже без привлечения геологических данных становится ясно, что вероятность случайного совпадения чрезвычайно мала, а степень совпадения вполне отвечает предположению, что континенты по разные стороны Атлантического и Индийского океанов являются обломками, составляющими единое целое. Однако выясним, едины ли рассматриваемые континенты в структурном отношении. Вопрос о наличии структурных связей континентов в самом общем виде решается положительно не только мобилистами, но и фиксистами, что видно, в частности, из схемы, предложенной Ю. М. Шейнманном в 1959 г. (рис. 1). Видно, что связи эти были нарушены образованием Атлантического океана. В своих прежних работах Ю. М. Шейнмани подчеркивал это обстоятельство и писал, что «атлантического типа граница материка и океана является наложенной на структуры, которые она сечет. Легко видеть при этом, что подобное пересечение структуры отнюдь не кажущееся явление... Так, свиты капской системы в Южной Америке протягиваются на другой берег Атлантики (на Фолклендские острова и в Аргентину) почти без изменений. Того же типа соотношения в отложениях верхнего палеозоя и нижнего мезозоя этих областей (Карру — в Африке; лафонийская система Фолкленда, Санта-Катарина — в Бразилии) не менее поразительны. И для этих случаев можно

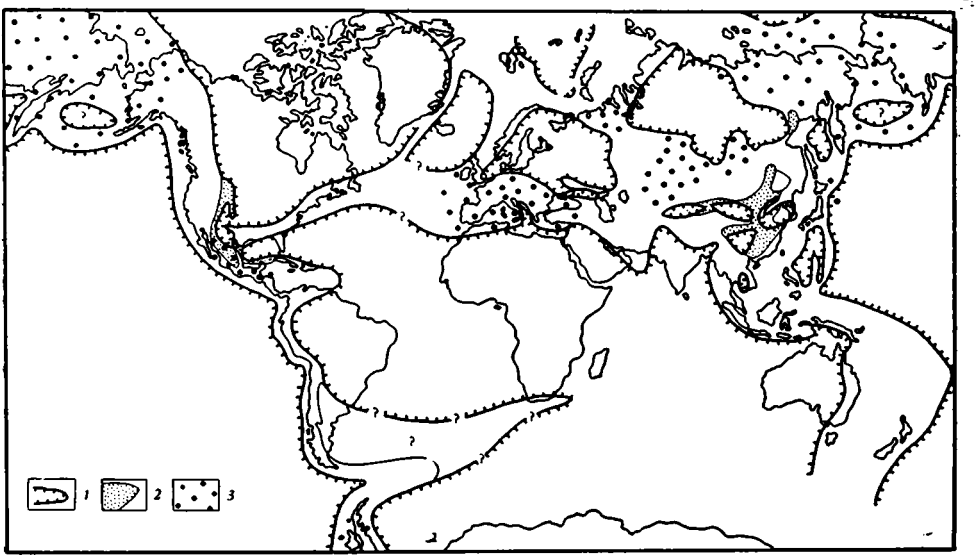


Рис. 1. (по Ю. М. Шейнманну, 1959). Платформы и современные складчатые пояса.
1 — границы платформ; *2* — участки платформ, захваченные складчатыми поясами; *3* — складчатые пояса с сильно выраженной миграцией складчатости

проследить свиты через Атлантический океан, наметить по обе его стороны существование аналогичных фациальных зон и т. д. Не столь близки, но во всяком случае заслуживают внимания, связи Африки с Индией и в меньшей степени — с Австралией. По-видимому, будет установлена тесная геологическая связь ее с Антарктидой... Острова Зеленого мыса, отделенные от современного берега Африки расстоянием 400 *км* и глубинами свыше 3000 *м*, сложены в основании явно континентальными породами (складчатые нижний мел и титон, эоцен в фациях африканского материка)».

Говоря о молодости Атлантического и Индийского океанов, Ю. М. Шейнманн указывал, что имеющиеся данные позволяют для части этих океанических пространств «наметить нижнюю возможную границу их появления. Такова континентальная связь в перми и нижнем мезозое между югом Африки и Южной Америкой. Еще в нижнем мелу не было связи между морями западного и восточного побережий юга Африки... Отделение суши Мадагаскара от Индии произошло, по Жаннелю, в конце мела, а от Африки — в третичное время» (1959, стр. 2, 3, 4).

Ю. Н. Шейнманн отмечал, что общность геологического строения различных частей Гондваны выражается не только в сходстве стратиграфического разреза осадочного чехла, но и в большой близости строения докембрийского фундамента всех южных платформ. Он отмечал «возможность сопоставления древнейших членов разреза Мадагаскара с дарварскими слоями и с кондалитами Индии. В пределах Мадагаскара мы встречаемся с вероятным продолжением структур шамва-лимпопо (причем здесь намечается новый цикл — андройский, — около 2400 млн. лет) и с более восточными областями Мозамбикского пояса. В строении цоколя Южной Америки принимают участие геосинклинальные осадки не только самого позднего докембрия, но, по-видимому, и кембрия. В этом отношении Южная Америка напоминает Африку и Индию... Факт обрывания океаническими впадинами материковых структур несомненен. Единство ныне разобщен-

ных континентов доказано непосредственно и несомненно геологическими, палеонтологическими, биогеографическими и другими данными» (Шейнманн, 1959, стр. 28—29, 42, 55—56). За шесть лет, прошедших со времени опубликования цитируемой работы Ю. М. Шейнманна, вполне подтвердились его предположения о тесной геологической связи и общности строения Антарктиды и Австралии (Ушаков, Хаин, 1965) и других частей Гондваны. Более детальное изучение докембрия всех этих платформ выявило новые аналогии в строении их фундамента. Исследование северного обрамления Атлантики — Северной Америки, Гренландии, Шпицбергена, западной Европы — также подтвердило наличие прежних геологических связей, сходство разреза и обрыв складчатых структур по обе стороны океана (работы У. Харланда и др.).

Поэтому несколько неожиданным является заключение Ю. М. Шейнманна, сделанное в его последних работах (1963$_{1, 2}$), что трансокеанические геологические связи недостаточно тесны, чтобы предположить дрейф континентов.

Он пишет, например: «Позднедокембрийские складки Мантикейра в Бразилии никак не перебрасываются в Африку, как и близкие к ним по возрасту структуры Ломагундского пояса — в Южную Америку. Не удается найти продолжения Бирримских структур. В общем, сопоставить и свести в единое поле древние структуры двух предварительно сдвинутых до соприкосновения щитов (Бразильского и Южно-Американского — *В. П.*), по-видимому, безнадежно» (1963$_1$, стр. 333). Однако мнение южно-американских и африканских геологов, работавших в указанных районах и высказывавшихся по вопросу о структурных связях древних складчатых поясов, совершенно противоположно заключению Ю. М. Шейнманна. Так, например, А. Дю-Тойт (1963), Г. Граберт (Grabert, 1963), Г. Эберт (Ebert, 1957), К. Беурлен (Beurlen, 1957), Р. Пфлуг (Pflug, 1963) и Р. Маак (1963) считают, что имеющиеся данные свидетельствуют в пользу мобилизма. Приводимая нами схема Р. Пфлуга (Pflug, 1963) (рис. 2) построена на основе обзорных геологических карт, с учетом новейших данных о простираниях древних складчатых поясов. Даже чисто морфологическое сопоставление весьма иллюстративно. Добавим, что при реставрации полностью совпадают по взаимному положению и простираниям раннемезозойские складки Капских гор и Аргентины, соединение которых фигурирует и в схеме Ю. М. Шейнманна. Если же учесть, что при реставрации почти идеально совпадают очертания континентальных глыб, то становится ясно, что все эти совпадения невозможно объяснить случайностью. Математические доказательства этого заключения были получены Эвереттом (Bullard, 1964). Что же касается частных геологических сопоставлений древних структур, то и они также производились.

Рис. 2. Реконструкция взаимного расположения Африки и Южной Америки с изображением простираний докембрийских складчатых структур континентов по Р. Пфлугу (Pflug, 1963), с дополнениями. Двойными штрихами показаны нижнемезозойские складки Аргентины и Южной Африки

Так, например, зона бирримского орогенеза Африки находит свое продолжение во Французской Гвиане. Это подтверждается новейшими определениями абсолютного возраста, которые приводит Б. Шубер (Choubert, 1964). Р. Мак-Коннел и др. (McConnel et al., 1964) приходят к выводу о связи структур Барама-Мазаруни Британской Гвианы с Бирримскими структурами в Западной Африке. Сопоставление подкрепляется геологическими данными и определениями абсолютного возраста. Г. Граберт (Grabert, 1963), описывая докембрийский ороген «бразилид», протягивающийся вдоль атлантического побережья восточной Бразилии, указывает, что в структуре этого орогена утеряно восточное крыло и что остатки этого крыла находятся на западном побережье Африки. Сопоставлений Ломагундского пояса с древними структурами Южной Америки не производилось; возможно, что этого и не потребуется, ибо, согласно последним данным, в юго-западной Африке простирания позднедокембрийских структур параллельны краю континента (Колотухина, 1964).

Ю. М. Шейнманн не останавливается на вопросе о структурных связях Европы и Северной Америки, хотя на этом следовало бы остановиться в первую очередь, раскритиковав реконструкции А. Дю-Тойта (1963), Э. Крауса (Kraus, 1951) и других, так как, по их представлениям, именно здесь связи складчатых систем проявляются наиболее ярко (рис. 3). Напомним, что Исландия вообще исключается из рассмотрения при реставрации положения материков. По геофизическим данным Е. Триггвассона, М. Бата и др., в строении этого острова «гранитный» слой не принимает участия (Муратов, 1961).

Пожалуй, наиболее интересной является проблема структурных связей Северной Америки и Африки. В работе Ю. М. Шейнманна содержится намек на то, что недавнее открытие пояса палеозойских (каледонских и герцинских) складок вдоль западного побережья Африки «отнюдь не облегчает положение сторонников мобилизма».

Ж. Сужи (Sougy, 1962), действительно, недавно сообщил об открытии в Западной Африке складчатого пояса с доказанной герцинской складчатостью и предполагаемой

каледонской. Не правда ли, представляется блестящая возможность проверить уже существующие мобилистские построения, делавшиеся без учета этого факта! На рис. 3 сделана попытка изобразить вновь открытый складчатый пояс на реконструкции, взятой из работы Э. Крауса (Kraus, 1951). Как можно видеть, никакого диссонанса в существующие схемы реконструкций прежнего положения материков новое открытие не внесло. Более того, выясняется, что это и есть та недостающая, «потерянная» деталь, которая придала всей картине завершенность. Оказывается, Э. Краус еще за 10 лет до открытия этого складчатого пояса писал: «Если бы американские коллеги изучили ставшую классической Аппалачскую геосинклиналь с точки зрения сравнительной истории формирования складчатых поясов, им стало бы ясно, что на деле Аппалачи не являются полной геосинклиналью. Более того, Аппалачи — лишь северо-западное крыло двусторонней полной геосинклинали» (Kraus, 1951, стр. 113). Продолжением этого юго-восточ-

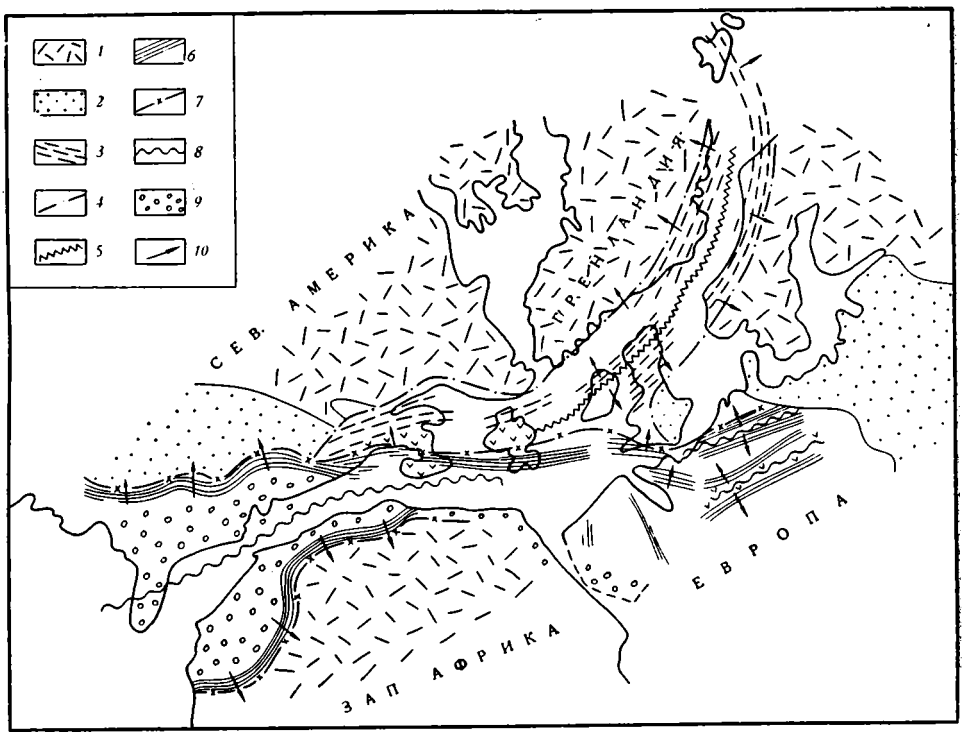


Рис. 3. Реконструкция взаимного расположения Северной Америки, Гренландии, Европы и Западной Африки в начале мезозоя (по Э. Краусу (Kraus, 1951)) с незначительными изменениями и с дополнительным изображением палеозойского складчатого пояса в Западной Африке по Ж. Сужи (Sougy, 1962).

1 — докембрийские кристаллические щиты; *2* — плиты; *3* — зона каледонской складчатости; *4* — фланги зоны каледонской складчатости; *5* — ось зоны каледонской складчатости; *6* — зона герцинской складчатости; *7* — фланги зоны герцинской складчатости; *8* — ось зоны герцинской складчатости; *9* — устойчивая зона прогибания в начале мезозоя; *10* — направления наклона и опрокидывания складок и перемещения надвигов

ного крыла как раз и может быть палеозойский складчатый пояс Западной Африки. Ю. М. Шейнманн был совершенно прав, когда рассматривал платформу Флориды и Багамской банки, расположенную к юго-востоку от Аппалач, как продолжение Африканской платформы (рис. 1). В мобилистских реконструкциях, подобных изображенной на рис. 3, она оказывается действительно непосредственным продолжением африканских структур, передвинутым на запад на несколько тысяч километров.

Итак, рассмотрев реставрации по району Атлантики, мы приходим к выводу, что одновременное совпадение очертаний противолежащих участков континентальных глыб и геологических структур, переходящих с континента на континент, не случайно, не может быть объяснено «постоянным опусканием материкового блока, на месте которого появился океан» (как это предполагает Ю. М. Шейнманн), и совершенно однозначно свидетельствует в пользу «дрейфа» континентов.

Одним из важных направлений исследований, помогающих, на наш взгляд, обоснованию идеи «дрейфа» континентов, является изучение характера планетарных разломов, выделение среди них надвигов, сдвигов и раздвигов большой амплитуды. Помимо чисто геологических исследований, здесь большую роль призвано сыграть изучение де-

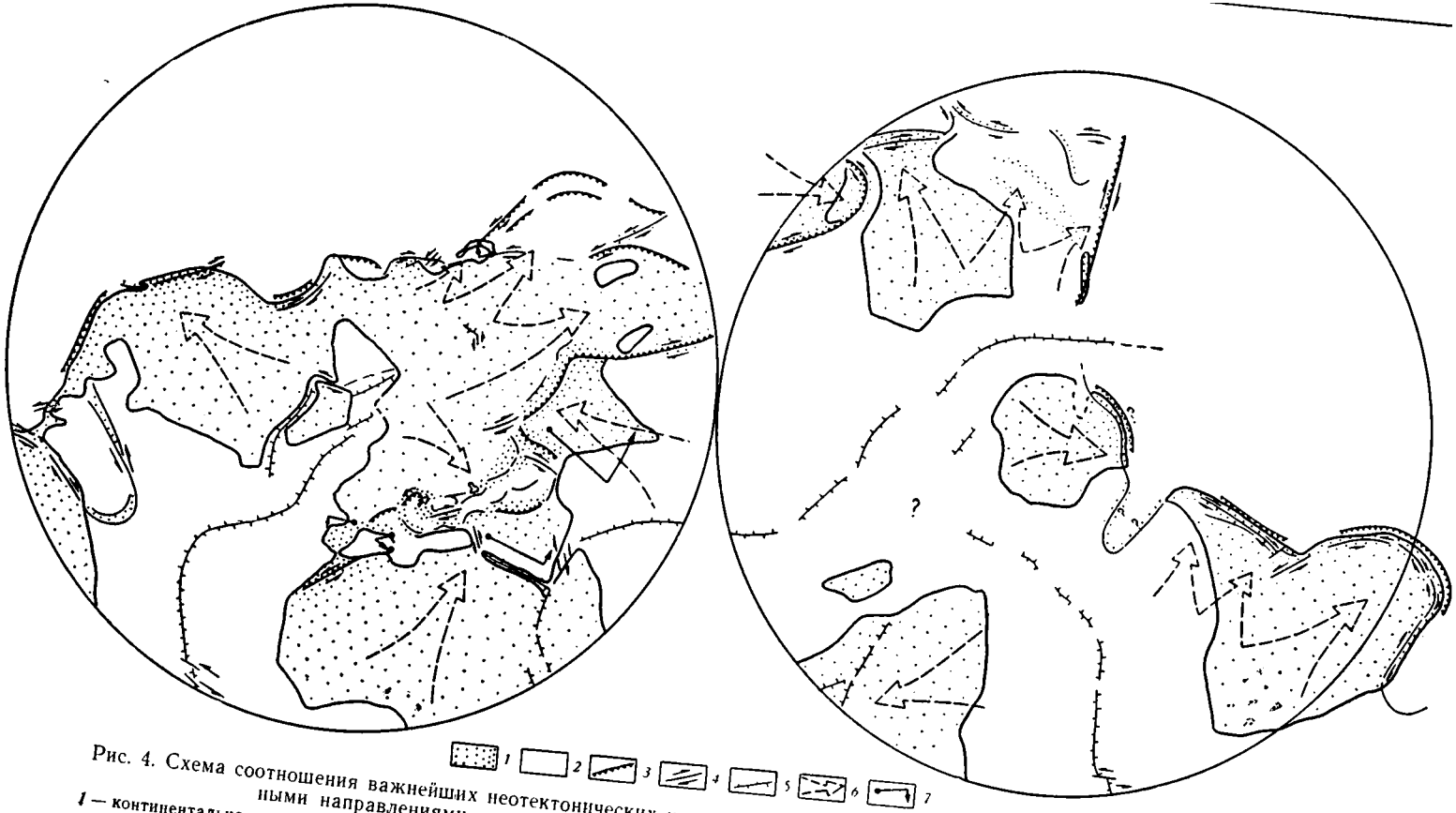


Рис. 4. Схема соотношения важнейших неотектонических надвигов, сдвигов и раздвигов с предполагаемыми основными направлениями перемещения крупных континентальных глыб при дрейфе континентов

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — надвиги; 4 — сдвиги; 5 — раздвиги; 6 — направления поступательных перемещений континентальных глыб; 7 — направления вращения отдельных глыб

формаций, происходящих при землетрясениях. Несмотря на то, что такие исследования начаты сравнительно недавно, уже сейчас можно наметить основные глобальные зоны сдвигов, надвигов и раздвиганий, происходивших одновременно. Из этой системы деформаций легко выводятся направления горизонтальных движений крупных блоков земной коры. Из рис. 4 ясно, что эти направления для времени, охватывающего вторую половину мезозоя и кайнозой, совпадают с предположенными по другим данным направлениям «дрейфа» континентов. Таким образом, Ю. М. Шейнманн неправ, когда говорит, что «горизонтальные перемещения типа надвигов и сдвигов нельзя объединять с перемещением материков» (1963_1, стр. 362). Наоборот, эти данные хорошо увязываются между собой.

Очерченная выше картина горизонтальных движений земной коры являлась очень устойчивой в основных своих чертах и сохранилась, медленно изменяясь, по крайней мере с юрского времени. Именно в этой устойчивости — причина унаследованности движений и унаследованности структур. «Дрейф» континентов не был бы возможен без подобной унаследованности. Поэтому совершенно непонятны утверждения некоторых исследователей о том, что принцип унаследованности, являющийся одним из важнейших принципов геотектоники, противоречит мобилистским представлениям. Ведь именно этот принцип позволяет нам, в частности, утверждать, что сдвиги, происходящие при катастрофических землетрясениях и имеющие иногда амплитуду до 10 и даже более метров, образованы устойчивой системой напряжений и происходят всегда в одном и том же направлении. Тот же принцип позволяет нам экстраполировать данные повторных триангуляций в районах крупных сдвигов (Калифорния, Япония и др.) на значительные промежутки геологического времени.

Отдавая должное принципу унаследованности, мы должны подчеркнуть, что этот принцип характеризует лишь медленность и направленность изменений структуры земной коры, и поэтому в одном и том же процессе наряду с тенденцией унаследованности наблюдается тенденция к новообразованиям: без этого невозможно развитие. Более того, принцип унаследованности характеризует лишь эволюционные эпохи развития земной коры. Это убедительно показано, в частности, Ю. М. Шейнманном (1959). Более быстрые, «революционные» (по терминологии В. А. Обручева и др.) преобразования сопровождаются нарушением принципа унаследованности; вновь образующиеся геосинклинальные системы нередко закладываются под углом или независимо от ориентировки ранее существовавших складчатых систем. Начавшийся на границе палеозоя и мезозоя «дрейф» континентов связан с последней «революционной» эпохой смены поля тектонических напряжений, которая сопровождалась мощным орогенезом альпийского и тихоокеанского цикла и одновременным талассогенезом — образованием новой системы океанов атлантического типа. Только мобилизм выявляет генетическое единство этих процессов. С позиций фиксизма невозможно объяснить, как могут сосуществовать грандиозные глубинные, противоположные по направлению процессы накопления или утолщения сиаля (при орогенезе) в одних участках земного шара и одновременного исчезновения сиаля в других районах Земли (при талассогенезе).

Опровержение гипотезы базификации или «океанизации» земной коры является, на наш взгляд, одновременно подтверждением мобилизма, ибо нет третьего учения, которое объяснило бы сравнительную молодость и наложенный характер океанов «атлантического» типа. Поэтому геологические данные, показывающие, что структуры типа Красного моря, Японского моря, Калифорнийского залива и др. образовались не путем базификации, как предполагают сторонники фиксизма (Белоусов, 1960; Муратов, 1957), а путем раздвигания континентальных глыб, являются еще одним дополнительным косвенным подтверждением «дрейфа» континентов (Пучков, 1964).

Итак, во всех рассмотренных случаях оказывается, что геологические данные, на которые опираются фиксисты в критике мобилизма, при более полном углубленном анализе объективно свидетельствуют в пользу «дрейфа» континентов.

II. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Обращаясь к критике Ю. М. Шейнманном геофизических представлений «дрейфа», следовало бы вначале выяснить, с каких позитивных позиций подходит Ю. М. Шейнманн к этим вопросам. Но оказывается, что в рассматриваемых двух статьях их автор ничего не предлагает взамен теории «дрейфа» для объяснения наложенного характера океанов «атлантического» типа. Создается даже впечатление, что сейчас Ю. М. Шейнманн как будто отмежевывается от сторонников теории «базификации». Его нетрудно понять, ибо когда речь заходит о геофизических представлениях, теорию базификации опасно противопоставлять теории «дрейфа». Теория базификации неоднократно подвергалась критике со стороны геофизиков: в частности, со стороны Е. Н. Люстиха (1959) и В. А. Магницкого (1958). Теория же «дрейфа» в значительной своей части развивается именно геофизиками, среди которых можно упомянуть Т. Вильсона, Р. Гирдлера (Girdler, 1963), Б. Гутенберга (1960), П. Н. Кропоткина (1960) и С. Ранкорна (Runcorn, 1962). Конечно, в этой теории не все моменты ясны в равной степени. Это и использует Ю. М. Шейнманн, обвиняя мобилистов в стремлении «объяснить известное неизвестным и непознанным», называя это «методом религии» (1963_1, стр. 361). Но ведь построение гипотез — это метод науки, а не метод религии. Метод же религии — в стремлении объяснить неизвестное непознаваемым!

Мы, конечно, далеки от того, чтобы приписывать Ю. М. Шейнманну использование метода религии. Видимо, он ожидает, что в будущем появится возможность какого-то лучшего (но обязательно фиксистского!) решения. Однако, если в обсуждении спорных вопросов исходить из современного состояния и перспектив науки, то есть только два реальных пути решения проблемы: «базификация» или «дрейф» континентов. Тем не менее рассмотрим критические замечания Ю. М. Шейнманна по поводу наиболее распространенного в настоящее время представления о «дрейфе» континентов как о пассивном перемещении сиалических глыб горизонтальными составляющими подкорковых течений, происходящих в мантии Земли. Эти возражения касаются вопроса унаследованности, «живучести» структур. Какие же геофизические данные привлекает Ю. М. Шейнманн?

По Ю. М. Шейнманну, допущение конвекции несовместимо с фактом существования глубоких зон землетрясений. Этот довод не нов: он использовался Н. С. Шатским как «основное возражение против гипотезы перемещения континентов» (Шатский, 1946, стр. 20). Совершенно очевидно, что указанный довод проистекает из принятия «a priori» принципа неподвижности глубинных сейсмичных зон. Действительно, материки как бы отграничены от океанов и закреплены на месте зонами землетрясений, уходящими на глубину до 700 *км*. Однако возникает вопрос: являются ли сами эти зоны постоянно существующими, закрепленными на одном месте разломами, в том смысле, в каком мы привыкли понимать этот термин. Не более ли вероятно, что в условиях огромных температур и давлений в глубине Земли разрывы, с которыми обычно связывают глубинные землятрясения, тут же залечиваются? И что сама эта зона, для которой характерна прерывистость (Хесс, 1952), вероятно, является мобильной зоной взаимного касания конвекционных токов, имеющих разную скорость,— например, в духе представлений Т. Вильсона (Wilson, 1963), П. Н. Кропоткина (1962) и др.?

Аналогичным вопросом задается Дж. Умбгров. «Можно ли примирить,— пишет он,— представления о существовании зон скалывания на глубине более нескольких сот километров с геофизическими теориями изостазии и конвекционных течений внутри земного шара?» Отвечая на этот вопрос положительно, он, в частности, пишет: «Опыты Григгса при больших давлениях убедительно показали, что «когда горная порода попадает в область пластического течения, она не может деформироваться беспредельно, но должна разрываться при достаточно большой деформации». Подобные результаты были получены Бриджменом и Хаскеллом» (Умбгров, 1952, стр. 26—27).

Ю. И. Шейнманн в своей критике исходит, в частности, из того, что зоны землетрясений «слишком круты, чтобы по ним могли двигаться материки мобилистов». Так ли это на самом деле? Рассмотрим в качестве примера некоторые особенности строения хорошо изученной и достаточно типичной Курило-Камчатской зоны землетрясений. Отметим вначале, что независимо от геофизических данных, особенности геологического строения Курильской островной дуги заставляют предполагать значительное продвижение этого сиалического барьера в сторону океана.

Непосредственно от Курильской островной дуги и побережья Камчатки, зона землетрясений погружается до глубины 700 *км* в сторону континента. Как указывает Г. Беньоф (1957), эта зона подразделяется на три части, имеющие различный наклон: 1) поверхностную (землетрясения с очагами до глубины 70 *км*), 2) промежуточную (на глубинах 70—300 *км*) со средним падением под углом 33° и 3) глубинную (на глубинах 300—700 *км* с падением около 60°).

Наличие пологой, с падением 33° (до 22—23° в Южной Америке) промежуточной зоны землетрясений заставляет предполагать, что в случае надвигания горизонтальная амплитуда должна значительно превышать вертикальную. Однако движение земной коры происходит по еще более пологим зонам поверхностных землетрясений. Как показал Р. З. Тараканов (1961), наклон фокальных поверхностей неглубоких (не глубже 100 *км*) землетрясений для Северо-Курильской зоны составляет примерно 16°, а для Камчатской зоны всего 6°. По сейсмологическим данным Л. М. Балакиной (1962), землетрясения в Курило-Камчатской зоне указывают на существование преобладающего сжатия, перпендикулярного простиранию островной дуги. При этом в очагах землетрясений происходят взбросы или надвиги, и одну из двух возможных плоскостей скалывания в данном случае удается отождествить с поверхностью «глубинного разлома»,— точнее, со срединной поверхностью глубинной подвижной зоны, падающей под материк. Таким образом, каждое землетрясение — это небольшой надвиг, а зоны землетрясений — это зоны непрерывного надвигания. Данные С. А. Федотова (1962), полученные при сейсмологических исследованиях на Южно-Курильских островах, также подтверждают предположение о надвигании островной дуги на океан.

Итак, движение глубинных масс, проявляющееся в наиболее глубоких землетрясениях в смещении по крутым поверхностям скалывания, переходит в верхних частях мантии в движение гораздо более пологое, в смещение по ряду выполаживающихся поверхностей надвигания. Пологое (шарьяжного типа) надвигание коры обеспечивает постоянное продвижение островной дуги вперед, в сторону океана. При этом маломощные осадки и базальтовые покровы океанического ложа поднимаются и ассимилируются, наращивая мощность сиалического корня островной дуги. Г. Штилле (1957) называет подобный процесс «палингенезисом в результате поддвигов».

Если принять такую схему деформации земной коры, то можно понять характер распределения аномалий силы тяжести, вытянутых вдоль островных дуг, молодых гор-

ных хребтов и соседних краевых прогибов и желобов (Артемьев, 1963). Зоны наибольших градиентов изостатических аномалий, обычно отделяющие дугу или хребет от прогиба, совпадают с выходом поверхности глубинного надвигания в самые верхние слои Земли. Как предполагают Ма Тинг-Юнг и Пан Чиа-Лин (Ma Ting-Yung, Pan Chia-Lin, 1959), образование зон отрицательных изостатических аномалий силы тяжести связано именно с надвиганием барьера островной дуги на океан. При таком допущении можно объяснить, почему зона отрицательных аномалий островной дуги смещена от оси дуги в сторону глубоководной впадины, а над самой островной дугой наблюдаются положительные аномалии.

Таким образом, геофизические данные о характере и особенностях зон землетрясений (и связанных с ними аномалий силы тяжести), на которые пытается опереться Ю. М. Шейнманн, объективно свидетельствуют в пользу мобилизма.

III. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Обратимся к вопросу о значении палеомагнитных данных, о их месте в системе идей мобилизма. Этот вопрос широко освещался С. Ранкорном (Палеомагнетизм, 1962), П. Н. Кропоткиным (1960), Э. Буллардом (Bullard, 1964) и др., и мы остановимся лишь на моментах, которые кажутся нам наиболее важными.

В свое время И. А. Резанов (1961), критикуя ту интерпретацию, которую дают палеомагнитным данным мобилисты, ссылался на скудность палеомагнитных данных по южным материкам. Оставаться на этой позиции с каждым годом становится все труднее. Так, например, совсем недавно произведена большая серия палеомагнитных измерений в Австралии и Тасмании. Новые данные (Irving et al., 1963) подтверждают первоначальные выводы Эрвинга и Грина о перемещении австралийского материка (Палеомагнетизм, 1962). Аналогичное подтверждение получили палеомагнитные данные по Индии (Athavale et al., 1963). Даже для Антарктиды наряду с новыми данными по палеоклиматологии, подтверждающими предположение о том, что Антарктида входила в состав Гондваны, получены новые палеомагнитные данные, которые согласуются с ранее сделанным предположением о дрейфе этого континента (Woollard, 1962; Briden, Oliver, 1963; Ушаков, Хаин, 1965).

Ю. М. Шейнманн объявляет неприемлемой мобилистскую интерпретацию палеомагнитных данных, однако он не предлагает взамен новой, убедительно обоснованной идеи Он приводит мнение известного советского магнитолога Г. Н. Петровой о том, что теоретически возможной причиной наблюдаемого распределения направлений намагниченности может быть передвижение материков или существование в древности недипольного поля. Однако последнее предположение маловероятно с трех точек зрения:

1. С точки зрения современной теории формирования магнитного поля. Вот что пишет А. Г. Калашников (1961) по этому поводу: «...наличие мультипольных компонент магнитного поля, существующих продолжительное время, маловероятно, если стоять на точке зрения теории происхождения земного магнетизма от токовых систем, развивающихся в жидком ядре Земли. Постоянные времени таких мультипольных компонент, сохраняющих свои амплитуды, вряд ли могут быть больше 10 000 лет. Поэтому амплитуды мультипольных компонент не могут существовать в течение промежутков времени масштаба геологических эпох; между тем направления намагниченности пород, образовавшихся на протяжении миллионов лет, довольно близко совпадают между собой».

2. Предположение о существовании недипольного поля еще в недавнем геологическом прошлом сомнительно и из методологических соображений: почему как раз, когда появился человек, магнитное поле Земли стало дипольным? Ведь это полный разрыв с актуализмом.

3. Предположение о крупных «континентальных магнитных аномалиях», «характеризующихся длительным существованием», противоречит явлениям периодически происходившей общей инверсии магнитного поля. Совершенно непонятно, каким образом все дополнительные диполи, соответствующие этим аномалиям, после инверсии смогут занимать то же положение по долготе, что и до инверсии. В отношении крупнейшей из площадных аномалий такого рода — Сибирской — известно, что в течение последних 50—100 лет она скользит на запад вместе с общим дрейфом геомагнитного поля и, таким образом, не может соответствовать тем требованиям связи с одной и той же платформой на протяжении сотен миллионов лет, которые необходимо предъявлять к материковым аномалиям по Шейнманну.

В опровержение вывода палеомагнитологов о дрейфе континентов Ю. М. Шейнманн приводит схему, показывающую, что группы точек, изображающих положения полюсов, найденных по палеомагнитным измерениям для нижнетриасовых пород Русской платформы и Сибири (то-есть, для разных частей одного континента — Евразии) обнаруживают некоторое расхождение, чего не наблюдается при аналогичных построениях для других материков. Однако Ю. М. Шейнманн и сам признает, что приведенная им схема недостаточно доказательна. Но допустим, что в определениях положений древних полюсов для нижнего триаса Русской платформы и Сибири, действительно, обнаружится некоторое систематическое расхождение. Будет ли это расхождение опровержением мобилизма? Между Русской платформой и Сибирью на севере располагается широкая зона, испытывавшая в триасе орогенические движения. В частности, заключительные фазы герцинского орогенеза на Полярном Урале и Пай-Хое происходили именно в триасе (Устрицкий, 1961). Следовательно, согласно мобилистским представлениям, можно

допустить небольшое расхождение палеомагнитных данных такого типа, который отмечен Ю. М. Шейнманном. Следует отметить, что А. Н. Храмов, Д. Ван Хильтен и другие геофизики, обобщавшие весь имеющийся палеомагнитный материал по Евразии, не приходят к таким выводам, как Ю. М. Шейнманн, или же объясняют небольшие расхождения другим путем.

Сильная сторона палеомагнетизма в том, что палеомагнетизм не вносит чего-то абсолютно нового в геотектонику, а лишь неизменно подтверждает идеи, возникшие на основании геологических и геофизических данных задолго до появления самого метода палеомагнетизма и высказанные еще в работах А. Вегенера (1924), Э. Аргана (1935), Р. Штауба (1938) и др. При этом в палеомагнитных данных отражается не только движение целых материков. Как показывает изучение проблемы происхождения «рифтовых» морей (Пучков, 1964), палеомагнитные данные фиксируют и небольшие подвижки отдельных малых глыб земной коры, если эти подвижки сопровождаются некоторым поворотом глыб.

Таким образом, рассмотренные доводы Ю. М. Шейнманна вызывают гораздо большие сомнения, чем палеомагнитные данные.

IV. ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Рассмотрим, как трактует Ю. М. Шейнманн некоторые узловые проблемы палеоклиматологии, связанные с доказательством или опровержением теории дрейфа континентов. Приведя ряд палеогеографических схем для различных моментов истории Земли, Ю. М. Шейнманн делает вывод: «...данные о древних климатах не подтверждают идею о перемещении материков. Наоборот, предполагая неподвижность материков, мы легко совмещаем палеоклиматические данные» (1963_1, стр. 355). Легко ли? Легкость эта

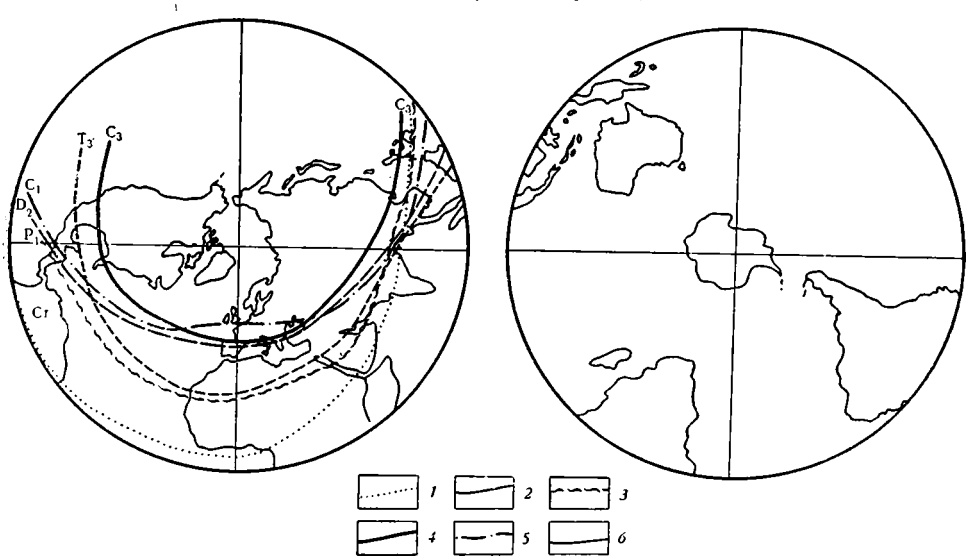


Рис. 5. Расположение климатических экваторов древних геологических эпох, согласно представлениям Ю. М. Шейнманна (1963)

1 — для мела; *2* — верхнего триаса; *3* — нижней перми; *4* — верхнего карбона; *5* — нижнего карбона; *6* — среднего девона

весьма относительна, ибо отказ от мобилистских представлений достигается ценой четырех (!) вспомогательных гипотез, каждая из которых заслуживает специального рассмотрения.

Наиболее важная из этих гипотез — предположение о том, что в течение всех геологических эпох — по крайней мере, начиная с девона и до мела включительно — южное полушарие земного шара прогревалось значительно сильнее северного. Благодаря соответствующему выбору проекции, эта особенность построений Ю. М. Шейнманна не сразу бросается в глаза. Но зато она хорошо видна на нашем рис. 5, где изображены в стереографической проекции климатические экваторы, найденные Ю. М. Шейнманном для древних эпох. Как видим, эти экваторы имеют форму малых искаженных кругов и не могли совпадать с географическим экватором соответствующей эпохи. Для сравнения приведена антиподиальная[1] схема расположения современных природных зон (рис. 6), из которой ясно видно, что климатические пояса являются вполне симметрич-

[1] На антиподиальных схемах совмещаются (в одной и той же проекции) противоположные точки земного шара, например точки, лежащие на одном и том же большом круге или на малых кругах 30° с. ш. и 30° ю. ш., проходящих приблизительно по оси аридных зон.

ными. Таким образом, снова, как и при рассмотрении вопроса о палеомагнитных данных, мы сталкиваемся с полным отходом Ю. М. Шейнманна от принципа актуализма. Не будем гадать по поводу того, как Ю. М. Шейнманн собирается объяснить непостижимый с точки зрения современной метеорологии «постоянный лучший прогрев северного полушария», (1963_2, стр. 44). Ограничимся лишь тем, что покажем, что это допущение не только не позволяет объяснить удивительную общность и стратиграфическое единство разобщенных океанами материков, но и делает такое объяснение с позиций фиксизма еще более невозможным.

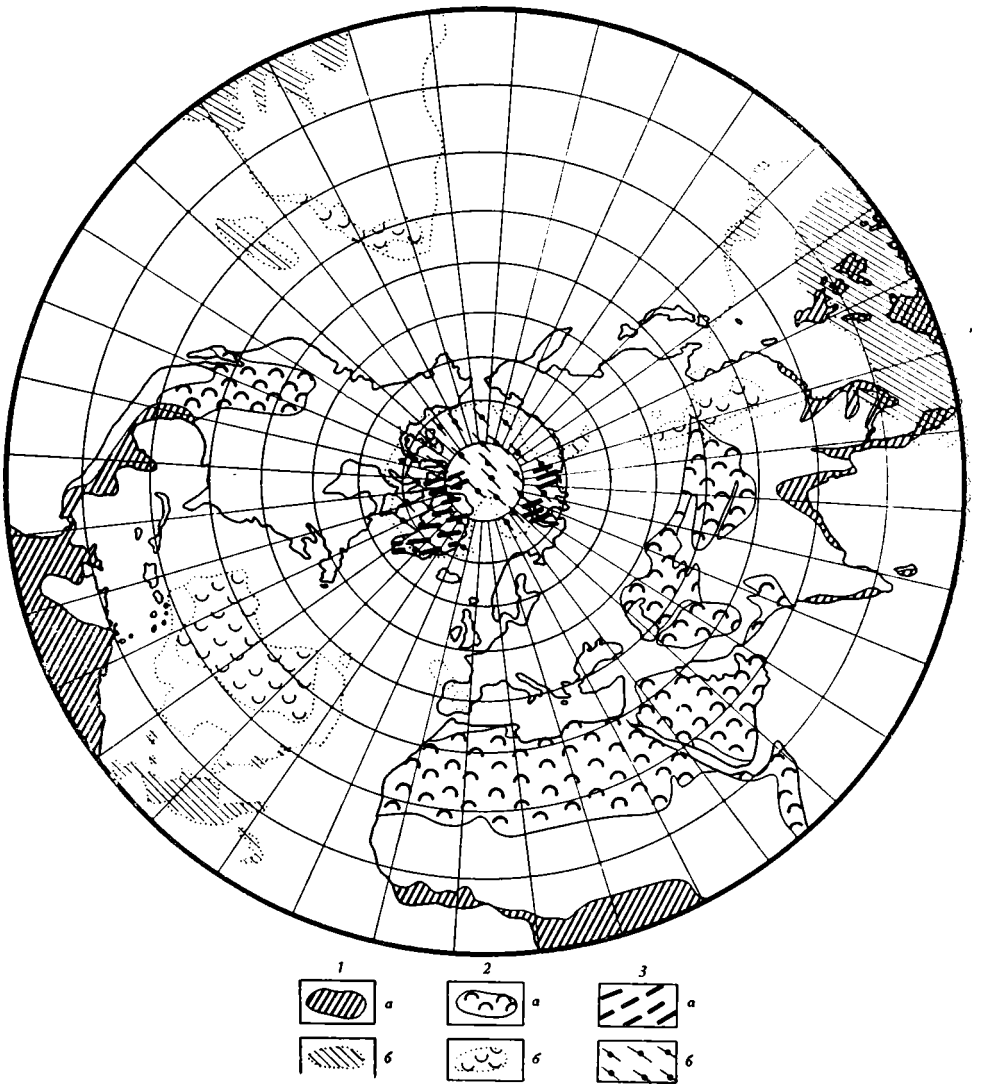


Рис. 6. Антиподиальная схема современных природных зон («упрощенно»)

1 — влажные экваториальные леса: *а* — северного полушария, *б* — южного полушария; *2* — пустыни и полупустыни: *а* — северного полушария, *б* — южного полушария; *3* — материковые льды: *а* — северного полушария, *б* — южного полушария

Большинство геологов, изучавших различные части Гондваны: Южную Америку, Африку, Индию и Австралию, считает это единство настолько тесным, что для них дрейф континентов является фактом вполне правдоподобным (Ahmad, 1960; Beurlen, 1961; Grindley, 1963; А. Дю-Тойт, 1963; Л. Кинг, 1963; Р. Маак, 1963 и др.). Дополнительным подтверждением «дрейфа» континентов являются новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Антарктики. За последнее время в ряде районов Антарктиды найдены отложения, носящие все черты типичной гондванской серии. Здесь встречены тиллиты и песчаники с прослойками угля; характерны находки стволов деревьев с годичными кольцами и отпечатками глоссоптериевой флоры (Grindley, 1963; Dou-

mani, Long, 1962; Long, 1962). Таким образом, площадь гипотетической верхнепалеозойской Гондваны еще более расширяется.

Ю. М. Шейнманн объясняет поразительное сходство стратиграфических разрезов гондванских материков тектоническим единством огромной фиксистской Гондваны. Но совершенно ясно, что тектоническое единство — необходимое, но недостаточное условие сходства разрезов. Чтобы на такой огромной площади отлагались сходные породы, была сходная растительность и фауна, необходимо предположить ровность климата на всем огромном материке, занимавшем, с точки зрения фиксистов, почти все южное полушарие. Однако этого не могло быть, так как даже при недостатке прогрева южного полушария в нем должна бы проявляться климатическая зональность при переходе от экватора к полюсу (рис. 7). Палеоботанические данные противоречат предположению

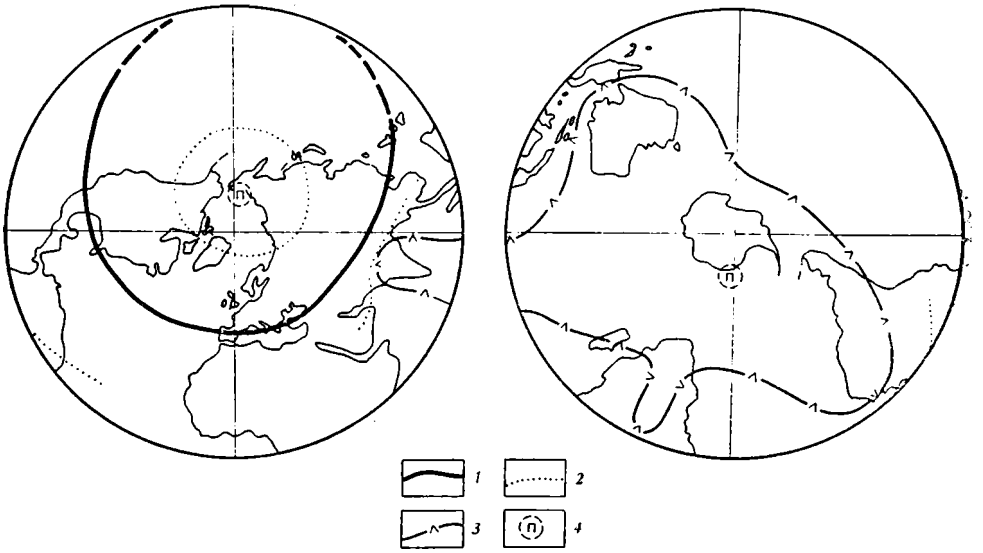


Рис. 7. Схема расположения климатических поясов в верхнекаменноугольную эпоху, построенная в стереографической проекции, согласно представлениям Ю. М. Шейнманна

1 — климатический экватор; *2* — граница аридной и умеренной гумидной зон; *3* — граница южной ледовой зоны; *4* — географические полюсы

Ю. М. Шейнманна. Так, по данным М. Кришнана, вид Glossopteris indica распространен в ископаемом состоянии в отложениях талчирской серии и более высоких горизонтах гондванской системы в Индии. По данным А. Дю-Тойта, этот же вид широко распространен в формации Экка Ю. Африки; по данным А. ди Оливейра,— в формации Риу-Бонито Ю. Америки; по данным Т. Дэвида и К. Зюссмильха,— в угленосных слоях Ирвинг Ривер в западной Австралии. Наконец, Г. Гриндли, Б. Ганн и Г. Уоррен указывают на широкое распространение отпечатков листьев этого растения, а также остатков его корневища (Vertebraria indica) в угленосных слоях группы Бикон Антарктиды (в районе хр. королевы Александры, в горах Орлик и в районе ледника Феррар). Если следовать представлениям Ю. М. Шейнманна, то придется допустить, что этот вид прекрасно себя чувствовал и на экваторе, и в средних широтах, и близ полюса. И так дело обстоит не с одним видом, а со всем комплексом глоссоптериевой флоры Антарктиды: весь этот комплекс целиком гондванский (Grindley, 1963; Gunn, Warren, 1962; Plumstead, 1962). Вряд ли можно было бы ожидать сохранения видового своеобразия растений, если бы не явная близость климатических условий на всех южных материках, которые сейчас разбросаны на расстоянии до 180° от полюса до экватора, а в верхнем палеозое находились в значительной своей части в пределах ограниченной площади одной и той же климатической зоны, т. е. очевидно, гораздо ближе друг к другу. Более подробный разбор палеоклиматических, палеомагнитных и палеоботанических данных, подтверждающий мобилистскую реконструкцию Гондваны, опубликован Опдайком (Opdyke, 1964).

Легко убедиться, что и другие допущения Ю. М. Шейнманна не проясняют наблюдаемую картину палеоклиматов, а влекут за собой новые недоуменные вопросы. Так, например, он допускает миграцию климатических полюсов: в среднем девоне, по Ю. М. Шейнманну, полюс находится между Африкой и Антарктидой, в среднем и верхнем карбоне — на атлантическом побережье Антарктиды, а к мелу, видимо, перемещается ближе к Австралии. Возникает вопрос: как объяснять эту миграцию с позиций фиксизма? Нужны новые гипотезы о повороте всей Земли по отношению к оси вращения, ориентировка которой в пространстве по законам механики не изменяется. Если же допустить не поворот всей Земли, а скольжение всей коры по оболочке, то это будет тот же мобилизм, но в искусственно ограниченном виде.

В системе же мобилистских взглядов, изложенных выше, не требуется специального объяснения миграции полюсов; достаточно лишь взаимного перемещения материков на величину, не превышающую 10—15% окружности Земли.

Особенно трудно объяснить с позиций фиксизма верхнепалеозойские оледенения Индии и Австралии, которые даже при той необычной трактовке климатической зональности, которую развивает Ю. М. Шейнманн, являются аномальными. При объяснении этого явления им было сделано два предположения. Первое из них, заимствованное у Л. Б. Рухина (1962),— «о существовании замкнутого, вероятно, неглубокого антарктического моря, игравшего роль холодильника для окружавших его материков». Крайняя гипотетичность этой трактовки совершенно очевидна: с точки зрения фиксиста, следы этого бассейна почти полностью поглощены наложенной глубоководной впадиной Индийского океана, а с точки зрения мобилиста, такого закрытого бассейна просто не было. Требует доказательства и сама возможность столь значительного влияния этого бассейна на климат. Ведь аналогичные бассейны были и в других местах, но почему-то не играли роли холодильника. Так, например, неглубокие бассейны северной Атлантики и Арктики играют отчасти противоположную роль. Если бы, действительно, долго существовал такой закрытый бассейн с особыми гидрологическими и климатическими условиями, то в нем должен был бы сформироваться своеобразный комплекс фауны. Однако этого не наблюдается. Так, непосредственно с тиллитами в Южной Африке, Индии и Австралии связаны холодноводные отложения с фауной морских двустворок, принадлежащих к роду Euridesma, а также другие ископаемые органические остатки. Как отмечает М. Кришнан (1954), этот комплекс обнаруживает тесное родство с фаунистическим комплексом бассейна Колымы в Сибири — района, располагавшегося, судя по палеомагнитным данным, вблизи северного полюса пермского периода и триаса.

Вызывает сомнения и другое предположение Ю. М. Шейнманна, касающееся оледенений Индии и Австралии. Вопреки мнению большинства индийских и австралийских геологов, он считает верхнепалеозойские оледенения Индии и Австралии следами горных, а не покровных оледенений. Иными словами, здесь содержится апелляция к вертикальной климатической зональности. Но легко показать, что климат был в это время холодным, арктическим не только на возвышенностях, но и на низких уровнях:

1. На Индийской и Австралийской платформах отмечаются остатки ледникового ложа со следами выпахивания и штриховкой (Ahmad, 1960$_2$; Smith, 1963), которые находятся на низких топографических уровнях. Это не могли быть поверхности сглаживания, образованные ледником на большой высоте, ибо эрозия, безусловно, уничтожила бы все следы оледенения раньше, чем произошло опускание. Вот что указывает Р. Флинт (Flint, 1961) относительно индикаторов высоты оледенения: «В высоких горах не только дрейф ледовых масс, но также и заметные следы эрозии, составляющие результат оледенения, а также сопутствующие морозные клинья так легко разрушаются, что их сохранения не следует ожидать». С другой стороны, «...низкое положение ледника надо предполагать в случае, если его отложения переслаиваются с морскими и гляциоморскими отложениями».

2. Тиллиты не могли быть отложены на плоскогорьях. В Австралии часто наблюдается переслаивание тиллитов с морскими отложениями (Wanless, 1960; David, Sussmilch, 1936). Имеются также указания на связь с морскими отложениями талчирской формации Индии. Так, С. Фокс (Fox, 1931) указывает, что талчирские конгломераты Соляного Кряжа отлагались в морском бассейне. На частично переотложенных конгломератах здесь залегают слои с Euridesma и Conularia. Как отмечает Л. Кинг (1963), карликовая фауна этих слоев связана с холодным климатом. В Индии известны также морские слои Умариа, перекрывающие талчирские конгломераты и сопоставимые с вышеуказанными морскими отложениями Соляного Кряжа. Все это еще раз говорит о том, что талчирские конгломераты и тиллиты Австралии образовывались на низком топографическом уровне, в условиях холодного климата, вблизи холодного моря.

3. На общую холодность климата, по мнению А. Б. Ронова и В. Е. Хаина (1956), указывают и некоторые минералогические признаки: «В верхних морских сериях, покрывающих угленосные толщи Нового Южного Уэльса, описаны многочисленные псевдоморфозы кальцита по глаубериту, кристаллизация которого происходит обычно при низких температурах в мелком море (подобно мирабилиту в покрытых льдом антарктических озерах)». Интересно сопоставить это с указанием Т. Дэвида и С. Зюссмильха (David, Sussmilch, 1936) о том, что ледовые условия Австралии во время пермских оледенений сравнимы с условиями современной Антарктики.

4. Есть и еще один признак того, что тиллиты не были отложены на высоких плато или горах. Дело в том, что с тиллитами связана холоднолюбивая глоссоптериевая флора. А если бы мы имели дело с вертикальной зональностью климатов, то следовало бы ожидать в депрессиях захоронения растительности низкого топографического уровня: например, флоры жаркого климата, произраставшей у морских побережий, у подножия гор и плоскогорий. Индия же, согласно схеме Ю. М. Шейнманна, находилась в карбоне и перми близ географического экватора, и притом — в северном полушарии, которое, по мнению Ю. М. Шейнманна, прогревалось лучше южного!

Гипотеза о том, что верхнепалеозойские оледенения Индии и Австралии были не покровными, а горными, была, вероятно, заимствована у Н. М. Страхова (1962), который, сохраняя на составленных им мировых палеоклиматических картах принцип фик-

сизма и принимая, что южный полюс находился немного южнее Африки, был вынужден проводить линию верхнепалеозойского экватора через Индию и Австралию. Однако следует отметить, что в более ранних работах Н. М. Страхов рассматривал оледенение Индии и Австралии, очень похожее на оледенение Южной Африки и Южной Америки, как часть обширного оледенения на юге, юго-востоке и частью на севере Гондваны. «В южном полушарии данных по климатологии значительно меньше сравнительно с полушарием северным. Твердо установлено, однако, что в верхнем палеозое здесь имело место огромное, вероятно неоднократное, оледенение материкового и частью горного типа, охватившее самые разнообразные участки Гондваны: Южную Америку, южную Африку, Индию, Австралию. Таким образом, в верхнекаменноугольную эпоху Гондвана (по южной своей окраине во всяком случае) была в области полярного климата» (Страхов, 1948, стр. 71, 129). Более того, Н. М. Страхов высказывал мысль о связи резких климатических изменений, происходивших в конце палеозоя — начале мезозоя, с перемещением материков: «Бросается в глаза, что такого рода климатический кризис совпал с окончанием герцинской складчатости, и в свете этого совпадения трудно удержаться от мысли, что складкообразование не только замкнуло некоторые геосинклинали и сблизило разделяющие их платформы, но могло привести и к дифференциальным движениям литосферы (или отдельных частей ее) относительно более глубоких оболочек. Наличие некоторого мобилизма литосферы, проявлявшегося вслед за крупнейшими эпохами складчатости, дало бы, на наш взгляд, наилучшее и наиболее правдоподобное объяснение таким существенным и резким изменениям общей климатической обстановки, как та, которую мы наблюдаем в северо-западной Евразии на границе палеозоя и мезозоя» (Страхов, 1945, стр. 14).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Природа богаче и разнообразнее схем. Согласно современным геологическим данным, в природе наблюдается максимальное разнообразие тектонических движений: вертикальные и горизонтальные движения малой амплитуды, горизонтальные движения большой амплитуды. Наблюдается как сжатие (сближение), так и растяжение (раздвиги) или сдвиги и повороты глыб. По-видимому, не могут иметь успеха попытки уложить все это многообразие тектонических процессов в какое-то «прокрустово ложе», «отлучив» от геотектоники и поставив вне закона какой-нибудь тип движения. Трудности правильной интерпретации движений зависят главным образом от того, что одни из них выражены более наглядно и легко устанавливаются в поле, а другие становятся явными только после детальных региональных исследований с применением специальной методики, как это имеет место, например, при выявлении крупных сдвигов (Буртман В. С. и др., 1963). Легче всего устанавливаются вертикальные движения; фиксизм как раз и возник в период, когда методика выявления горизонтальных движений была в зачаточном состоянии. Образно выражаясь, на фундаменте фиксизма был начертан девиз: «не наблюдалось, значит — не существует». К настоящему времени, однако, положение переменилось. Сейчас фиксизм можно отстаивать только ценою замалчивания одних фактов и выпячивания других.

Некоторые исследователи пытаются подойти к решению спора между крайним фиксизмом и крайним мобилизмом с точки зрения «правила золотой середины», считая, например, что, горизонтальные перемещения амплитудой до 500 *км* возможны, а свыше 1000 *км*—невозможны. Но, по-видимому, по максимальной амплитуде и скорости известных сдвигов (500 *км*) нельзя судить о максимальной амплитуде любых горизонтальных перемещений; вынести такое точное заключение можно было бы только при условии полной изученности этих движений и их механизма. Во-вторых, такая половинчатая позиция не решает тех проблем, о которых говорилось в нашей статье (сходство строения разобщенных материковых глыб, совпадение контуров материкового склона, палеоклиматы, палеоботаника, палеомагнетизм). В то же время она сталкивается со всеми теми трудностями, с которыми имеет дело теория дрейфа континентов. Ясно, что силы, способные сдвинуть глыбу на 100, 500 или 1000 *км*, при более длительном унаследованном воздействии могут обеспечить перемещение блоков и на большую величину. Кто знает эти силы настолько хорошо, чтобы утверждать, что существует какой-то определенный предел, обусловленный механическими свойствами коры и мантии?

Накопление фактов происходит в науке всегда быстрее, чем их апробация и создание на их основе общепринятой системы взглядов; поэтому защита устаревших теорий и попытки их модернизации на старой основе являются вполне закономерными. На ранней стадии дискуссии такая инерция может быть даже положительным фактором, обеспечивая преемственность представлений и идей. Однако наступает момент, когда устаревшая теория становится тормозом науки. Думается, что в геотектонике такой момент уже наступил.

Литература

Ажгирей Г. Д. Глубинные разломы Земли. Сб. «Жизнь Земли». Изд-во МГУ, 1961.
Альбердинг Х. Применение принципов сдвиговой тектоники Муди и Хилла к северным районам Южной Америки. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., М., 1960.
Аргаэ Э. Тектоника Азии. ОНТИ НКТП СССР, 1935.

Артемьев М. Е. О природе вертикальных движений земной коры по данным об изостатических аномалиях на территории Европы. Докл. АН СССР, т. 153, № 3, 1963.
Байерли П. Определение разрывов в очагах землетрясений по сейсмическим данным. В сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., М., 1957.
Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1962.
Белоусов В. В. Тектогенез и общее развитие земного шара. Сов. геология, № 7, 1960.
Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. В сб. «Земная кора», Изд-во иностр. лит., М., 1957.
Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 12, 1961.
Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Тр. ИГ АН СССР, вып. 80, М., 1963.
Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. Тр. ИГ АН СССР, вып. 80, М., 1963.
Бэрч Ф. Физика земной коры. В сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., М., 1957.
Вегенер А. Происхождение материков и океанов. ГОНТИ, Л., 1924.
Введенская А. В. Особенности напряженного состояния в очагах прибайкальских землетрясений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1961.
Веллман Г. В. Четвертичная тектоника Новой Зеландии. В сб. «Живая тектоника». Изд-во иностр. лит., М., 1957.
Венинг-Мейнец Ф. А. Пластическое впячивание земной коры: происхождение геосинклиналей. В сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., М., 1957.
Гутенберг А. Критический обзор вопроса о перемещении континентов. В сб. «Вопр. совр. заруб. тектоники». Изд-во иностр. лит., М., 1960.
Калашников А. Г. История геомагнитного поля (по палеомагнитным данным). Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 9, 1961.
Кинг Л. Основы палеогеографии Гондваны в верхнем палеозое и мезозое. В сб. «Пробл. перемещ. материков». Изд-во иностр. лит., М., 1963.
Колотухина С. Е. Основные черты тектонического развития Африки в докембрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1964.
Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд-во иностр. лит. М., 1954.
Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1960.
Кропоткин П. Н. Плавают ли материки? Современное состояние теории мобилизма. Природа, № 11, 1962.
Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. Сб. «Строение и развитие земной коры», М., 1964.
Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1959.
Маак Р. О периодах оледенения и следах оледенения в Бразилии. В сб. «Проблемы перемещения материков». Изд-во иностр. лит., М., 1963.
Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. «Вопр. космогонии», № 6, 1958.
Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 32 (5), 1957.
Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии. Изв. высш. уч. завед. Геол. и разв., № 42, 1961.
ди Оливейра А. Бразилия. В сб. «Очерки по геологии Ю. Америки». Изд-во иностр. лит., М., 1959.
Палеомагнетизм. Сборн. статей. Изд-во иностр. лит., М., 1962.
Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
Пучков В. Н. Происхождение рифтовых морей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1964.
Резанов И. А. О дрейфе континентов (по палеомагнитным данным). Сов. геология, № 4, 1961.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира. Сов. геология, сб. 54, 1956.
Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, Л., 1962.
Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. Сов. геология, № 6, 1945.
Страхов Н. М. Основы исторической геологии. ч. II. Госгеолиздат, М.— Л., 1948.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, М., 1962.
Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. Тр. ИГ АН СССР, вып. 80, 1963.
Тараканов Р. З. Некоторые результаты изучения землетрясения Дальнего Востока. Тр. Сахалинского комплексного НИИ, вып. 10, геол., геоф., Ю.-Сахалинск, 1961.

дю Тойт А. Наши странствующие континенты. В сб. «Проблема перемещения материков». Изд-во иностр. лит., М., 1963.
Умбгров Д. Островные дуги. В сб. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит., М., 1952.
Устрицкий В. И. Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала. Тр. НИИГА, т. 125, Л., 1961.
Ушаков С. А., Хаин В. Е. Очерк геологии Антарктиды. Вестн. Моск. гос. ун-та, № 1, 1965.
Федотов С. А. Детальные сейсмологические исследования на Южных Курильских островах (автореф. докл. и дискусс.) Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, № 4, 1962.
Хесс Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. В сб. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит., М., 1952.
Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946.
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. ВНИИ-1. Геология, вып. 49, Магадан, 1959.
Шейнманн Ю. М. О живучести мобилистских представлений и их объективном значении (Послесловие редактора). В сб. «Проблема перемещения материков». Изд-во иностр. лит., М., 1963_1.
Шейнманн Ю. М. О значении мобилизма для палеоклиматологии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 38, вып. 3, 1963_2.
Широкова Е. И. Определение напряжений, действующих в очагах гиндукушских землетрясений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 12, 1959.
Штауб Р. Механизм движений земной коры в приложении к строению земных горных систем. ГОНТИ, 1938.
Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., М., 1957.
Ahmad F. A brief comparative study of the geological fromations of Western Australia and Peninsular India and its bearing on the drift hypothesis. Rec. Geol. Surv. India, V. 86, p. 4, 1960_1.
Ahmad F. Glaciation and Gondwanaland. Rec. Geol. Surc. India, V. 86, p. 4, 1960_2.
Amand P. St. Geological and geophysical synthesis of the tectonics of portions of British Columbia, Jucon Territory, and Alaska. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 68, N 10, 1957.
Amand P. St., Allen C. Strike-slip faulting in Northern Chile. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 71, N 12, p. 2, 1960.
Athavale R. N., Radhakrishnmurty C., Sahasrabudhe P. V. Palaeomagnetism of some Indian Rocks. Geoph. J. Roy. Astron. Soc., V. 7, N 3, 1963.
Bath M. Crustal structure in Iceland and surrounding Ocean. ICSU Rev., V. 4, N 3, 1962.
Beurlen K. Die palaeogeographische Entwicklung des sudatlantischen Ozeans. Nova Acta Leopold., B. 24, N 154, 1961.
Briden J. C., Oliver R. L. Paleomagnetic results from the Bearmone Glaciter region, Antarctica. N. Zeal. J. Geol. Geoph., V. 6, N 3, 1963.
Bubnoff S. Die Tektonik Japans und der Bau Des Pacifischen Raumes von Ostasien. Die Naturwiss., 30, Jg., H. 38/39, 1942.
Bullard E. C. Continental drift. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 120, N 1, 1964, pp. 1—34.
Carey S. The tectonic approach to the origin of the Indian Ocean. C. R. du 3e Congr. de P. S. O. S. A., sec. C. Tananarive, 1957.
Choubert B. Geochronologie.— Ages absolus du Precambrien gyyanais. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 258, 1964, p. 631—634.
Doumani J. A., Long W. E. The ancient life of the Antarctic. Scient. Americ., 20, N 3, 1962.
David T. W. E., Sussmilch C. A. The Carboniferous and Permian periods in Australia. Int. Geol. Congr., Rep. of 16 sess. V. 1, Washingt., 1936.
Dubordieu G. Deplacement et deformation du portior de la Mediterranee occidentale depuis de fin du Miocene. C. R. Acad. Sci., 254, N 11, 1962.
Ebert H. Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. Geol. Rdsch. 45, 1957.
Flint R. F. Geological evidence of cold climate. In «Descriptive Palaeoclimatology». N. York — London, 1961.
Fox C. S. The Condwana system and related formations. Mem. Geol. Soc. India, 58, 1931.
Grabert H. Zum Bau des Brasilianischen Schildes: Versuch eines Analyse des Brasiliden — Orogens. Geol. Rdsch. Bd. 52, N 1, 1963.
Girdler R. W. Rift valleys, continental drift and convection in the earth's mantle. Nature, N 4885, 1963.
Grindley G. Geology of the Queen Alexandra Range, Bearmore Glacier, Ross Dependency, Antarctica; with notes on the correlation of Gondwana sequences. New Zeal. J. Geol. Geoph., V. 6, N 3, 1963.

Gunn B. N., Warren G. Geology of Victoria Land between the Mawson and Mulock glaciers, Antarctica, New Zeal. Geol. Surv. Bull., V. 71, 1962.
Hill M. L., Dibblee W. I. San Andreas, Carlock and Big Pine faults, California. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 64, pp. 445—458, 1953.
Irving E., Robertson W. A., Stott P. M. The singnificance of the paleomagnetic results from Mesosoic rocks of Eastern Australia. J. Geoph Res., V. 68, N 8, 1963.
Kimura T. A. Sharp bent of the Median tectonic line and its relation to the Akaishi tectonic line. Jap. J. Geol. Geogr., 30, pp. 215—232, 1959.
Kraus E. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Acad. Verl. Berlin, 1951.
Krishnan M. S. Tectonics with special reference to India. Proceed India Acad. Sci., B 53, N 2, 1961.
Long W. E. Permo-carboniferous glaciation in Anctarctica (abstract) Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., N 68, p. 314, 1962.
Ma Ting-Yung H., Pan Chia-Lin. Development of Volcanic Betls together with Zones of Dificient Gravity alon the Margin of Schilted Masses. Bull. Volcan., Ser. 11, t. XXI, 1959.
Maack R. Die Entwicklung der Condwanaschichten und ihre Beziehung en zur Karroo-Formation Suedafrica. XIX sess. Int. Geol. Congr., Alger. Symp. Gondwana.
McConnel R. B., Cannon R. T., Williams E., Shelling N. I. A new interpretation of the geology of British Guianan. «Nature», v. 204, N 4954, 1964.
Opdyke N. D. The Paleomagnetism of the Permian Red Beds of Southwest Tanganyika. I. Geoph. Res. 69, N 12, 1964.
Pflug R. Prakambrische Strukturen in Africa und Sudamerika, eine Gegenuberstellung. Neu. Jarb. für Geol. und Pal., H. 7, 1963.
Plumstead E. D. Fossil floras of Antarctica. Trans-Antarctic Expedition, Rept., 9, 1962.
Quennel A. M. The Structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. Quart. J. Geol. Soc. Lond., N 457, 1958.
Rod E. Strike-slip fault of continental importance in Bolivia. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., V. 44, N 1, 1960.
Runcorn S. K. Towards a theory of continental drift. Nature, V. 193, N 4813, 1962.
Smith A. J. A striated pavement beneath the basal Gondwana sediments on the Ajay River, Bihar, India. Nature, V. 198, N 4883, 1963.
Sougy J. West-African Fold Belt. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 73, N 7, 1962.
Du Toit A. Our Wandering Continents. first ed., Edinb., 1937.
Van Hilten D. Presentation of paleomagnetic data, polar wandering and continental drift. Amer. J. Science, v. 260, N 6, 1962, pp. 401—426.
Wanless H. R. Evidences of multiple Late Peleosoic Glaciation in Australia. Int. Geol. Congr., Rep. of. XXI sess., part XII, 1960.
Weertman J. Mechanism for continental drift. J. Geogr. Res., V. 67, N 3, 1962.
Wilson T. Hypothesis of Earth's behaviour. Nature, N 4884, 1963.
Woollard G. P. The land of Antarctic. Scient. Amer., V. 207, N 3, 1962.

Институт геологии
Коми филиала АН СССР,
г. Сыктывкар

Статья поступила
3 марта 1965 г.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА», т. I, 1965 г.

От редколлегии	1	3
Выдающиеся советские тектонисты А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский	5	3
П. Я. Авров, З. Е. Булекбаев, Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальянц, В. С. Журавлев, Г. Г. Мулдакулов, К. Е. Фоменко, А. Е. Шлезингер. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраины Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям	1	118
М. Н. Белянкина, Е. А. Долгинов. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского кряжа	2	17
М. А. Беэр, С. Л. Бызова, М. Г. Ломизе. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты)	4	84
А. А. Борисов. Геофизическая характеристика платформенных территорий	3	3
Л. Ф. Волчегурский, В. С. Журавлев. Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляного купола Санкебай-Круглый)	2	94
Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин. Типы структур молодых платформ Евразии	1	38
Дж. Э. Гилл. Происхождение континентов	6	48
М. С. Дюфур, С. В. Руженцев, В. А. Швольман. К вопросу о тектонической границе между зонами Северного и Центрального Памира	6	69
Н. Б. Заборовская, Л. З. Липков, М. С. Марков, Г. Е. Некрасов. Меловые структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса на полуострове Тайгонос и их генезис	6	5
Л. П. Зоненшайн. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья	2	58
Л. П. Зоненшайн, И. М. Сборщиков. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья	4	92
М. А. Камалетдинов. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных	1	106
Ю. А. Косыгин, Ю. А. Воронин. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии	1	51
Л. И. Красный. Международная тектоническая карта Европы	5	130
Н. А. Крылов. Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР	2	79
Н. Я. Кунин. Структурные особенности и перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Южного Казахстана	3	37
Э. И. Лишневский. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования	3	77
Т. В. Молчанова. О генезисе и структурном положении мезозойских щелочных пород Центрально-Алданского района	2	32
А. А. Моссаковский. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей	2	3
М. В. Муратов. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры	1	3
М. В. Муратов. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии	6	3
В. Д. Наливкин. О классификации тектонических структур	3	14
А. С. Новикова. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое	1	61
Е. В. Павловский. Новое о тектонике Пиренеев	5	36
И. П. Палей. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации	4	15
А. В. Пейве. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности	1	30
Е. С. Постельников. О морфологии дислокаций тасеевской серии в северо-восточной части Енисейского кряжа	4	54
Ю. М. Пущаровский. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца	1	74
Ю. М. Пущаровский. Впечатления о тектонике Северного Вьетнама	5	91

Ю. М. Пущаровский. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса 6 19
М. А. Семихатов, Ю. А. Трапезников. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии 4 36
М. Л. Сомин. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа 3 61
В. Н. Соболевская. Основные черты тектонического развития Австралии 5 71
В. Г. Трифонов, П. В. Флоренский, А. Е. Шлезингер. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау 2 47
Д. А. Туголесов. Тектоника Южно-Туркменской впадины 4 66
А. К. Уфлянд. Тектоника и история развития северо-восточного окончания Пальмирид (Сирия) 3 20
Н. И. Филатова, В. А. Буш. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Алатау 3 49
Л. В. Фирсов. О метеоритном происхождении Пучеж-Катункского кратера 2 106
Н. А. Флоренсов. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии 4 3
Н. А. Хорев. Складки докембрия Памира 6 79
С. В. Черноок, А. В. Долицкий. Общие итоги обсуждения международной тектонической карты Европы 5 102
В. Д. Чехович. К тектонике Карибского бассейна 6 35
Е. В. Шанцер. О международной тектонической карте Европы . . . 5 114
Э. Н. Эрлих. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки 1 93
А. Л. Яншин. Тектоническое строение Евразии 5 7

Критика и дискуссии

В. Н. Аверьянова. Об общих закономерностях в направлениях напряжений, действующих в очагах землетрясений Курило-Камчатского сейсмоактивного региона 3 85
В. Н. Пучков. О проблеме перемещения континентов (критика критики) 6 95
И. А. Соловьева. О книге «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (под редакцией Е. И. Гальперина и И. П. Косминской) 2 123

Краткие сообщения

А. Г. Авербух. Тектоническое строение юга Днестровско-Прутского междуречья по данным региональных сейсмических работ 4 110
В. Е. Бураковский, Б. Л. Гуревич. Гипсометрия поверхности складчатого основания равнинного Крыма, Присивашья и Азовского моря . . 1 126
В. Г. Гладков. Линейно-ориентированные структурные элементы в зоне Оловянинского надвига (Восточное Забайкалье) 1 129
Я. М. Кисляков. О происхождении древних долин в ложах позднемезозойских впадин Монголо-Охотского пояса 3 99
Н. Я. Кунин, Р. Б. Сапожников. Строение юго-восточной окраины Прикаспийской впадины 6 91
Б. С. Слюсарь, В. С. Макареску. Основные черты строения Молдавской юрской впадины 2 119
К. Г. Стафеев. Надвиг в Тунгирской впадине (Северо-Восточное Забайкалье) 4 108
Ю. М. Шейнманн. Об одной особенности Срединных Океанических хребтов 4 106

Хроника

Заседание Тектонического комитета 1 132
Вулканизм и тектоника 1 134
О работе тектонического совещания — дискуссии, состоявшейся в г. Ашхабаде 2 127
Тектоника на XXII сессии Международного геологического конгресса в Индии 3 104
Вопросы тектоники на заседаниях Конгресса 3 104
Краткий обзор работы секции № 4 «Деформация горных пород и тектоника» 3 105
Вопросы региональной тектоники на заседаниях комиссии Геологической карты мира и подкомиссии Тектонической карты мира во время работы XXII сессии Международного геологического конгресса . . 3 105
Симпозиум совещания по «Проекту верхней мантии» 3 112
Комиссия по связи геологии с геофизикой 3 114
Некоторые общие вопросы тектоники, обсуждавшиеся на XXII сессии Международного геологического конгресса 3 114
О работе Тектонического комитета 5 136

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

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

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

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

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

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

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

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

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» И КНИГОТОРГОВ ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»:

АТЛАС ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СССР. РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ СССР. 1962. 337 стр. 5 р. 90 к.

Атлас составлен по данным наблюдений сейсмических станций СССР, действующих с 1912 г. В текстовой части приведены обобщенные сведения о сейсмических районах СССР.

Голицын Б. Б. ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ. Т. I—II. 1960.

Т. I. ФИЗИКА. 242 стр. 30 коп.

Т. II. СЕЙСМОЛОГИЯ. 490 стр. 1 руб.

Губин И. Е. ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА. ГЕОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ. 1960. 464 стр. 3 руб.

Казинский В. А. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ТАБЛИЦЫ ДЛЯ АППРОКСИМАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ И РЕДУКЦИЙ ИНТЕРПОЛЯЦИОННЫМИ МНОГОЧЛЕНАМИ. 1959. 90 стр. 58 коп.

Кириллова И. В. и др. АНАЛИЗ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ КАВКАЗА. 1960. 400 стр. 80 коп.

Святловский А. Е. АТЛАС ВУЛКАНОВ СССР. 1959. 174 стр. 3 р. 85 к.

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ИХ ТИПЫ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ. 1962. 235 стр. 2 р. 22 к.

СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАНТИИ ЗЕМЛИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ. БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 1937—1961 гг. 1962. 92 стр. 34 коп.

Шурыгин А. М. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА. 1962. 140 стр., 86 коп.

Книги можно выписать по почте. Для этого нужно направить свой заказ по адресу: Москва, Б. Черкасский пер., 2/10, магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 139; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, 55, проспект Октября, 129.

«АКАДЕМКНИГА»