

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1966

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**

СОДЕРЖАНИЕ

Ш. А. Азизбеков, Э. Ш. Шихалибейли. Тектоническое развитие малокавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса	3
Б. П. Бархатов. Тектоника Памирского сектора Альпийского складчатого пояса	12
А. Атанасов, С. Бояджиев, С. Богданов, М. Иорданов, Г. Чешитев. Принципы, методика составления и содержание тектонической карты Народной Республики Болгарии масштаба 1:200 000	21
К. А. Клитин, Е. С. Постельников. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири	31
Э. Н. Эрлих. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма	48
Б. Я. Хорева. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах	64
К. Б. Ильин. О тектоническом районировании Кореи (обзор тектонических схем различных авторов)	84

Краткие сообщения

С. В. Черноок. Тектоническая карта Канадского щита 1:5 000 000	90
В. П. Арсентьев. О поперечных структурах, расположенных по биссекторам складчатых и островных дуг	94
В. Л. Лелешус. Будинаж в силурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области	100
Г. И. Князев. О влиянии дислокационных процессов на гипогенное рудообразование (на примере Восточного Забайкалья)	104

Критика и дискуссии

А. А. Аксенов. О брошюре Л. Н. Розанова «Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа»	107
А. П. Милашин. К вопросу о термине «кровля консолидированной коры»	109
Годовой указатель журнала «Геотектоника», т. 2, 1966 г.	110

CONTENTS

Sh. A. Azizbekov & E. Sh. Shikhalibeli. Tectonic development of the Lesser Caucasus segment of the Alpine geosynclinal belt	3
B. P. Barkhatov. The tectonics of the Pamirs area of the Alpine folded belt	12
A. Atanasov et al. Principles, methods of compilation, and contents of the 1 : 200 000 tectonic map of the People's Republic of Bulgaria	21
K. A. Klytin & E. S. Postelnikov. Orogenic formations of the Eastern Siberian Baikalkalides	31
E. N. Erlich. New data on volcanotectonic structures of Kamchatka and problems of Quaternary volcanic activity	48
B. Ya. Khoreva. Types of regional metamorphism and the tectonic conditions of their appearance in mobile belts	64
K. B. Ilyin. On the tectonic zonation of Corea (A review of tectonic diagrams of different authors)	84

Short communications

S. V. Chernook. The 1 : 5 000 000 tectonic map of the Canadian Shield	90
V. P. Arsenyev. On cross structures located along the bisectors of folded and island arcs	94
V. L. Leleshus. Boudinage in Sylurian sediments of the Zeravshan — Gissar mountain area	100
G. I. Knyazev. On the influence of dislocation processes on hypogenic ore formation (with reference to Eastern Transbaikalia)	104

Critique and discussion

A. A. Aksyonov. On L. N. Rozanov's booklet «Physical and mathematical aspects of the formation of platform tectonic structures»	107
A. P. Milashin. On the term «roof of the consolidated crust»	109
Annual indexes of «Geotectoniks», v. 2, 1966	110

Технический редактор *В. А. Анисимова*

Т-14052. Подписано к печати 20/X-1966 г.
Формат бумаги 70 × 108/16. Печ. л. 9,8+3 вкл.

Тираж 1550 экз. Зак. 6372.
Бум. л. 3½. Уч.-изд. листов 12,3.

УДК 551.24 (234.92)

Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, Э. Ш. ШИХАЛИБЕИЛИ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ МАЛОКАВКАЗСКОГО СЕКМЕНТА
АЛЬПИЙСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА¹

В строении малокавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса и смежных областей, между крайними Большекавказской и Таврской геосинклинальными системами (с севера на юг) выделяются: Большекавказская эвгеосинклиналь, Закавказский срединный массив, Антикавказская и Араксинско-Эльбурская геосинклинальные системы, Центрально-Иранский срединный массив (геоантиклиналь), геосинклинальная система Тавра — Загроса и Месопотамский краевой прогиб.

Большекавказская или (Дзау-Кахетинско-Вандамская) эвгеосинклинальная зона возникла вдоль раздробленного разломами северного края Закавказского срединного массива. Этот узкий, но протяженный геосинклинальный трог с севера ограничен миогеосинклинальной системой южного склона Большого Кавказа и протягивается в западном направлении к южному Крыму, а на юго-востоке, видимо, до Каспия. Геосинклинальное развитие данной шовной зоны, хотя в различных ее отрезках протекало различно, но начальные этапы ее развития отличаются выдержанностью на всем протяжении. На востоке об интенсивном ее погружении свидетельствуют мощные песчано-сланцевые образования аалена с горизонтами конгломератов (Филифли, Катехчай, Лопота и др.), содержащими обломки пород комплекса основания и мощные вулканогенные образования средней юры. Начало поздней юры знаменуется поднятием и размывом окружающей суши. В это время, видимо, возникали участки суши с выступами эопалеозойских образований, с которых интенсивно погружающиеся прогибы неокома сносились крупные глыбы комплекса основания (Кайнарчай). Новая вспышка вулканизма в начале верхнего мела положила конец интенсивному прогибанию данной области, хотя и в дальнейшем, но с перерывами, вплоть до неогена все же наблюдается ее прогибание. Характерно, что осадки верхнего структурного этажа (заключительного этапа) являются наложенными на отложения геосинклинального этапа.

В пределах описываемой области, южнее подножья южного склона Большого Кавказа и до предгорьев Малого Кавказа, в современной структуре выделяется Куринский межгорный прогиб. Эта наложенная депрессия возникла над раздробленной частью Закавказского срединного массива, расположенного между геосинклиналью Большого Кавказа на севере и Араксинским палеозойским прогибом на юге. Таким образом, доальпийский субстрат Куринского межгорного прогиба ввиду раздробленности поперечными и продольными разломами в мезозое был вовлечен в поднятие, а в кайнозое и антропогене — в интенсивное погружение, протекавшие, однако, в том и другом случае неравномерно в различных частях. Это доказывается чередованием в продольном и в поперечном сечениях депрессии гравиметрических максимумов и минимумов, что,

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре-октябре 1965 г.

вероятно, тесно связано, как и в смежных областях, с наличием поперечных поднятий и прогибов в фундаменте.

Как известно, доальпийский субстрат Куринского межгорного прогиба лишь в районе Дзирульского массива выступает на поверхность, а восточнее он, резко погружаясь под мезокайнозойские образования, вновь воздымается лишь в районе Талыш-Вандамского гравитационного максимума, не выходя, однако, на поверхность.

В пределах указанного максимума кровля гранитного слоя — палеозойского фундамента залегает на глубине 5 км, а базальтового — на глубине 7 км. Пятикилометровая мощность осадочных пород соответствует мощностям верхнего плиоцена и антропогена, так что здесь, вероятнее всего, имеет место внедрение магматических масс по разломам. Вместе с тем мы считаем, что в пределах указанного максимума, как и в Талыше, до конца мела и начала палеогена господствовало воздымание, и только после этого времени данная территория вовлекается в погружение с излиянием и внедрением магмы основного состава.

Видимо, мощность палеогеновых вулканогенных толщ здесь была значительно меньшей, чем в районе Талыша. Это хорошо согласуется с высказыванием И. О. Цимельсона о том, что верхняя часть базальтового слоя представляет собой в области Талыш-Вандамского максимума гранитный материал, густо пронизанный основными интрузиями.

Из изложенного видно, что в пределах максимума доальпийский субстрат приподнят — это доказывается и всеми геологическими данными. Характерно, что восточнее, в 100—125 км от берега Каспия, поверхность гранитного слоя (доальпийского фундамента) резко опускается на глубину 20 км, а базальтового слоя — на глубину 25 км. В центральной части южного Каспия вновь происходит резкое воздымание указанных поверхностей и почти выклинивание осадочного слоя, составляющего здесь 2—3 км. Так что мы здесь вновь видим резко выраженное погребенное поднятие доальпийского фундамента Закавказского срединного массива. Все это указывает на наличие в теле фундамента поперечных поднятий и прогибов, испытавших неравномерное погружение и поднятие.

Между Куринским межгорным прогибом на севере и Араксинско-Эльбурской миогеосинклиналию на юге располагается Антикавказская эвгеосинклиналиная система. Последняя возникла на раздробленном нижнепалеозойском субстрате южной окраины Закавказского срединного массива, где непосредственно на породах комплекса основания залегают трансгрессивные серии осадков юры, мела, палеогена и антропогена. Эти вулканогенные и осадочно-пирокластические образования интродированы ультраосновными, средними и кислыми интрузиями, расположенными в виде линейных поясов. Развитие этой новообразованной наложенной эвгеосинклинали характеризуется интенсивными дифференциальными движениями по разломам с образованием глыбовых структур и длительным магматизмом, имевшим циклический характер.

В течение альпийского цикла наблюдается спад интенсивности магматизма от ранних стадий цикла к заключительным и миграция его ареалов во времени от окраин эвгеосинклинали к ее внутренним зонам.

Палеогеографический анализ показывает, что в ранне- и среднеальпийской стадиях вдоль внешней рамы эвгеосинклинали проницаемость коры была максимальной, что доказывается мощностями (3—4 км) накопленных продуктов вулканизма. В это время значительная по площади внутренняя зона эвгеосинклинали (Армянское нагорье), тесно примыкавшая к герцинскому известняковому прогибу на юге, не была вовлечена в дифференциальные движения и погружения и надолго сохранила геоантиклинальное развитие. Эта зона представляла тем самым высокоприподнятый блок срединного массива, не опускавшийся под уровень юрских, а в центральной его части также и меловых (за исключением кампана) морей. Очертанию этого блока (от Ахалкалаки до Арзакана и во-

сточнее) в общих чертах подчинена современная дугообразная форма складчатой системы Малого Кавказа.

В начале верхней юры были заложены основы будущих позднеюрских и меловых прогибов. В это время и в поздней юре формировались основные положительные и отрицательные структуры внешних рам эвгеосинклинали и сопровождавшие их плагиигранитные интрузии. В позднем мелу ось максимального прогибания эвгеосинклинали перемещается как в сторону Предмалокавказского краевого прогиба, так и в сторону Армянской геантиклинали (глыбы). В это время активизируются продольные разломы (Севано-Карабахская система), которые способствуют длительному погружению и интенсивному магматизму (внедрению ультраосновных интрузий) в пределах основных зон осадконакопления и прогибания.

В связи с этим создаются Предмалокавказский и Севано-Карабахский внутренние геосинклинальные прогибы.

Таким образом, позднемеловые зоны максимального прогибания одновременно отвечают краевым прогибам возникших островных поднятий и обращенным прогибам (грабен-прогибы). В позднем мелу наибольшее прогибание происходит во внутренней зоне эвгеосинклинали, особенно в ее юго-западных прогибах, в основном тяготеющих к Армянской глыбе — Сарыбабинском, Гочасском и Тоурагачайском, которые в Присеванской части эвгеосинклинали сливаются в узкий, но единый Шахдагский прогиб (трог) длительного развития. Рост интенсивности прогибания зоны и постепенное размывание окраин Армянской глыбы привели к тому, что волна трансгрессии в конце мела захватила значительные участки последней, за исключением Кафанского, Южно-Гокчинского и Мисханского поднятий.

Конец позднего мела и начало палеогена характеризуются значительными поднятиями, расширением площадей суши, сужением прогибов и исчезновением многих из них, регрессией и обмелением морей и миграцией осей максимального прогибания к окраинам эвгеосинклинали — передовым прогибам воздымающихся поднятий. В это время вдоль северной рамы эвгеосинклинали возникла Сомхито-Агдамская зона, превратившаяся уже в антиклинорий. Многие севернее расположенные структуры Севано-Карабахской зоны, окончательно слившейся с предыдущей зоной, составили единую сушу, которая с юго-запада, вероятно, была ограничена проливом мелкого моря, занявшего узкую полосу от оз. Севан до р. Аракс. Юго-западнее этот пролив моря в районе оз. Севан был соединен с Еревано-Ордубадским прогибом, а юго-восточнее простиралась обширная суша, занявшая современное Карабахское плато и Кафанское поднятие.

В позднем эоцене — среднем миоцене значительная часть эвгеосинклинальной области Малого Кавказа вовлекается в общее дифференцированное поднятие с образованием складчато-глыбовых структур. Следствием позднеэоценовых движений явилось возникновение вдоль древних зон глубинных разломов, крупных и протяженных надвиговых структур и внедрение почти всех кислых и средних интрузий внутренней зоны Малого Кавказа. В последующем, в течение олигоцена и позже на значительных территориях Малого Кавказа, за исключением окраинных прогибов, господствуют денудационные процессы и формируются древние речные артерии.

В позднем миоцене-антропогене происходит оживление древних поперечных и продольных разломов, глыбовое перемещение блоков и интенсивная вулканическая деятельность в пределах Карабахского нагорья и накопление молассовых образований в Предмалокавказском и Акера-Нижнеараксинском прогибах.

Юго-западную границу Антикавказской эвгеосинклинали, по-видимому, следует проводить вдоль Гирратахского глубинного разлома, от-

деляющего девонские отложения Восточного Зангезура от юрских толщ Кафанского антиклинория. Северо-западное продолжение указанного разлома, видимо, соединяется с западным отрезком Ани-Ордубадского разлома, выделенного А. Т. Асланяном. Вероятно, южнее линии, соединяющей выходы среднего и верхнего девона южного Зангезура с верхним девонем и нижним карбоном Южно-Гокчинского хребта (Агирчи) с выходом к вулкану Арагац (г. Алагез), протягивается область верхнепалеозойской складчатости (вернее Араксинско-Эльбурсская миогеосинклиналильная система).

В пределах Араксинско-Эльбурсской миогеосинклиналильной системы в течение докембрия — нижнего палеозоя преобладали прогибания с накоплением карбонатно-терригенных или же порфириго-пирокластических пород большой, до 4 км, мощности, которые в ряде мест прорваны гранитоидами. Эти образования ныне в значительной мере метаморфизованы и превращены в филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы.

Интенсивные тектонические движения в конце нижнего палеозоя привели к поднятию и размыву ранее накопленных осадков, а также и к перерыву в нижнем девоне и накоплению в это время в ряде мест красноцветно-обломочных континентальных пород. Начиная с верхнего девона и до триаса осадконакопление в этой области протекало в мелководных условиях, и отлагались в основном карбонатные породы. Герцинские движения проявились в слабой форме и лишь привели к кратковременным поднятиям в нижнем карбоне, триасе (Эльбурс) и на рубеже триаса и юры (Нахичевань, Эльбурс и др.).

Эти данные свидетельствуют о том, что в пределах Араксинско-Эльбурсской миогеосинклинали каледонский цикл был полным и проявился со всей интенсивностью. В противоположность этому герцинский цикл в этой области протекал в ослабленной форме и был не завершенным циклом (нет начального и финального магматизма, флиша и моласовых образований). В связи с этим доальпийский палеозойский субстрат был слабо переработан, и потому в раннеальпийском этапе не создались резко контрастные дифференцированные движения, способствовавшие интенсивному прогибанию данной области. Этим надо объяснить, что в раннеальпийском этапе в районе Нахичевани возник узкий мелководный брахигеосинклиналильный прогиб на месте остаточных геосинклиналилей, где отлагались маломощные карбонатно-терригенные осадки средней и верхней юры (келловей) с эффузивами в основании, а в Эльбурсе — континентально-угленосные осадки лейаса и доггера. Начиная с верхней юры и до палеогена, повсеместно образовывались карбонатные породы с кратковременными излияниями эффузивов (кимеридж) и местами с накоплением терригенных пород (турон). Эти данные показывают, что мезозойский геосинклиналильный этап развития Араксинско-Эльбурсской миогеосинклинали по темпу прогибания и составу формаций резко отличается как от Большого Кавказа, так и эвгеосинклиналильной системы Малого Кавказа. Это, по-видимому, результат направленного палеозойского-мезозойского сквозного развития этой геосинклиналильной области, которое в сумме, быть может, отвечает темпам и масштабам прогибания указанных выше геосинклиналильных систем. В противоположность этому орогенный этап в описываемой области проявился достаточно энергично и со всей полнотой. Такой ход развития Араксинско-Эльбурсской миогеосинклинали, как указал М. В. Муратов (1964), объясняется временной утратой высокой подвижности палеоальпийской системы, и эта подвижность вновь возродилась лишь в эпоху позднего мела (а в нашем случае в палеогене).

По М. В. Муратову (1964), этим объясняется наличие двух геосинклиналильных этапов, многоэтажность строения ее основания, ограниченный вулканизм и широкое развитие флишевых (а в нашем случае — туфогенно-флишоидной) формаций.

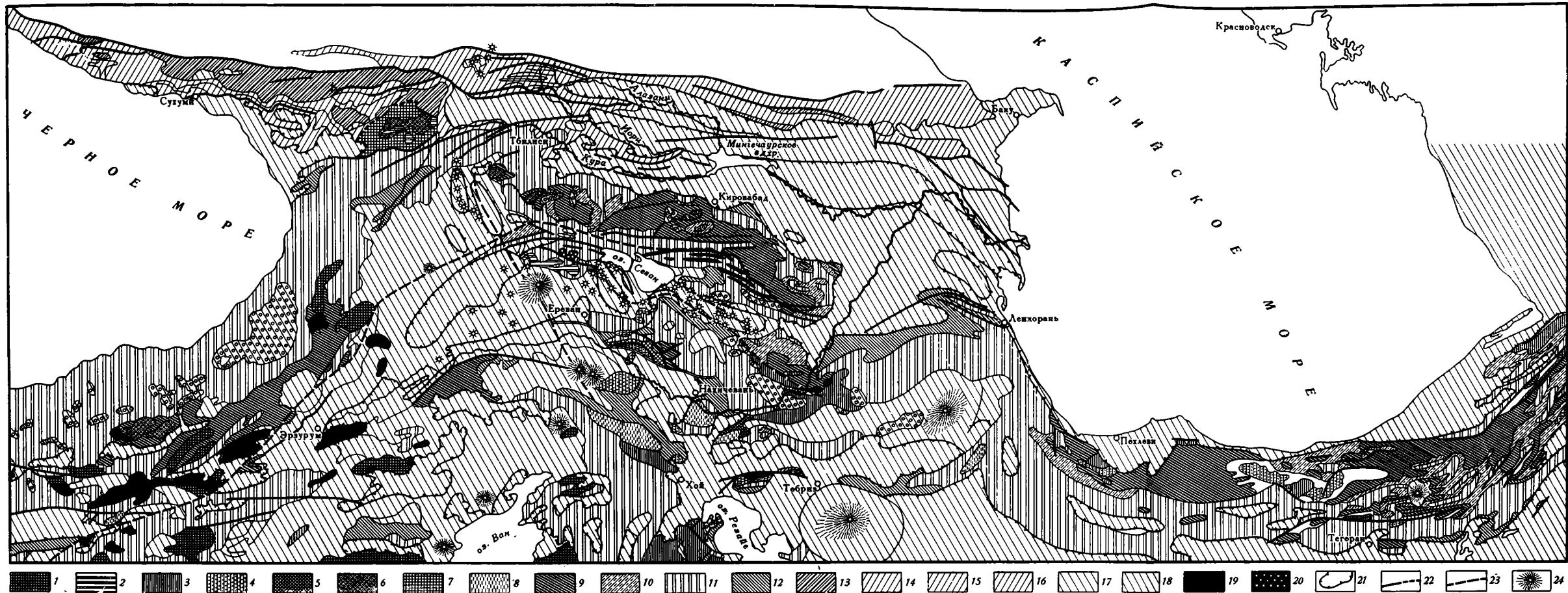


Рис. 1. Тектоническая карта Малого Кавказа и смежных областей Ирана и Турции.

1 — нерасчлененные палеозойские метаморфические комплексы Анатолии: А. Структурные этажи эвгеосинклинальной зоны: 2 — Нижний (Дзирульский массив — Pz₁); Б. Структурные этажи миогеосинклинальной зоны: 3 — Нижний (Малый Кавказ); 4 — средний (Малый Кавказ — D-C₁); 5 — верхний (Pz₂); 6 — варисийские позднеорогенные гранитоиды; 7 — нерасчлененные глубины залегания фундамента (Дзирульский массив) II. Области альпийской складчатости: А. Эвгеосинклинальная зона Турции; Б. Области альпийской складчатости: А. Эвгеосинклинальная зона Турции; Б. Миогесинклинальная зона Большого Кавказа, Копет-Дага: а) нижний структурный этаж, 13 — нижний подэтаж (Т-J₂), 14 — верхний подэтаж (J₂-C₁); б) средний структурный этаж; 11 — нижний подэтаж (C₂ - P_g); 12 — верхний подэтаж (P_g-N¹); Б. Миогесинклинальная зона Большого Кавказа, Копет-Дага: а) нижний структурный этаж, 13 — нижний подэтаж (Т-J₂), 14 — верхний подэтаж (J₂-C₁); б) средний структурный этаж; 11 — нижний подэтаж (C₂ - P_g); 12 — верхний подэтаж (P_g-N¹); 17 — верхний структурный этаж (внутренние впадины N²-Q); 18 — альпийские позднеорогенные (J₂-P_g) и посторогенные (N) гранитоиды; 19 — альпийские основные и ультраосновные интрузии; 20 — альпийские щелочные интрузии; 21 — границы тектонических впадин; 22 — тектонические швы (глубинные разломы и региональные разломы); 23 — условные границы срединных массивов; 24 — центры плиоценовых и антропогенных вулканов

Одной из характерных черт геосинклинальных поясов вообще, и Альпийского в частности, является их сегментированность в продольном сечении. Каждый такой сегмент единого тектонического (геосинклинального) пояса отличается от соседних или близлежащих общими чертами строения, простиранием, кулисообразным расположением структур, асимметрией, характером и полнотой осадочных и магматических формаций, этапами развития и, наконец, положением комплекса основания.

Анализ имеющихся данных показывает, что изолированное суживание разновозрастных горных сооружений в пределах единой тектонической зоны обусловлено наличием в последней поперечных поднятий и прогибов, обязанных положению комплекса основания. При вогнутом положении последнего последующий геосинклинальный этап протекает нормально со всеми его особенностями, на месте которого в современной структуре образуется высокое горное сооружение, а при выпуклом (или приподнятом) положении комплекса основания происходит сужение, выклинивание, замыкание, ветвление и вырождение новообразованной геосинклинальной системы, и в современной структуре зачастую образуются поперечные перегибы, наложенные мульды и межпериклинальные прогибы. Необходимо указать, что не всегда комплекс основания поперечных поднятий в рельефе горных сооружений занимает высокое положение, ибо в пределах их, как правило, в последующем геосинклинальном этапе инверсии не происходит.

Анализ всего фактического материала по Малому Кавказу, смежным областям Большого Кавказа, Турции и Ирана заставляет нас сделать вывод о том, что в структуре Кавказа, кроме общеизвестного Центрально-Кавказского или Ставропольско-Сурамско-Ванского поперечного поднятия, важное значение имеет и другое расположенное восточнее, но менее выраженное в современной структуре Западно-Каспийское поднятие. Основанием для выделения последнего послужили следующие данные.

1) Наиболее интенсивное прогибание в мезозое испытала Антикавказская эвгеосинклиналь, которой в восточной Турции соответствует узкая геосинклинальная зона, расположенная между главным Анатолийским разломом и южными цепями Понтийских гор. Эти эвгеосинклинальные системы с приближением к Центрально-Кавказскому (Ставрополь—Ван) поперечному поднятию воздымаются, суживаются и выклиниваются, а с удалением — погружаются и расширяются. Пс-видимому, роль Западно-Каспийского погребенного поперечного поднятия, так же как и Центрально-Кавказского, выражена в сужении, выклинивании и замыкании северных тектонических зон Малого Кавказа. Наиболее северная зона складчатой системы Малого Кавказа — Сомхито-Агдамская — на западе уходит под лавы Ахалкалакского нагорья, а на востоке, постепенно суживаясь, восточнее Ждановска погружается под неоген-антропогеновые отложения Куринской депрессии и, возможно, в погребенном виде соединяется с Мильско-Муганским поднятием. Южнее расположенная Севано-Карабахская осевая зона эвгеосинклинальной области Малого Кавказа на западе через оз. Севан продолжается в район Амасии и далее, на западе, всюду контролируется главным Анатолийским разломом. Западнее оз. Севан данная зона, по мере приближения к Центрально-Кавказскому (Ставрополь — Ван) поперечному поднятию, воздымается, теряет многие отличительные черты и в значительно суженном виде протягивается к району Карса и вулкану Кысырдаг, где уходит под плиоцен-антропогеновые лавы. На крайнем юго-востоке основные положительные структуры (Агдамская, Карабахская), за исключением Замзурской и Кафанской, с приближением к Западно-Каспийскому поперечному поднятию замыкаются на значительном удалении от долины р. Аракс. Здесь же выклиниваются последние выходы гипербазитовых интрузий, и вообще происходит вырождение Малокавказской эвгеосинклинальной области (Хаин, 1964).

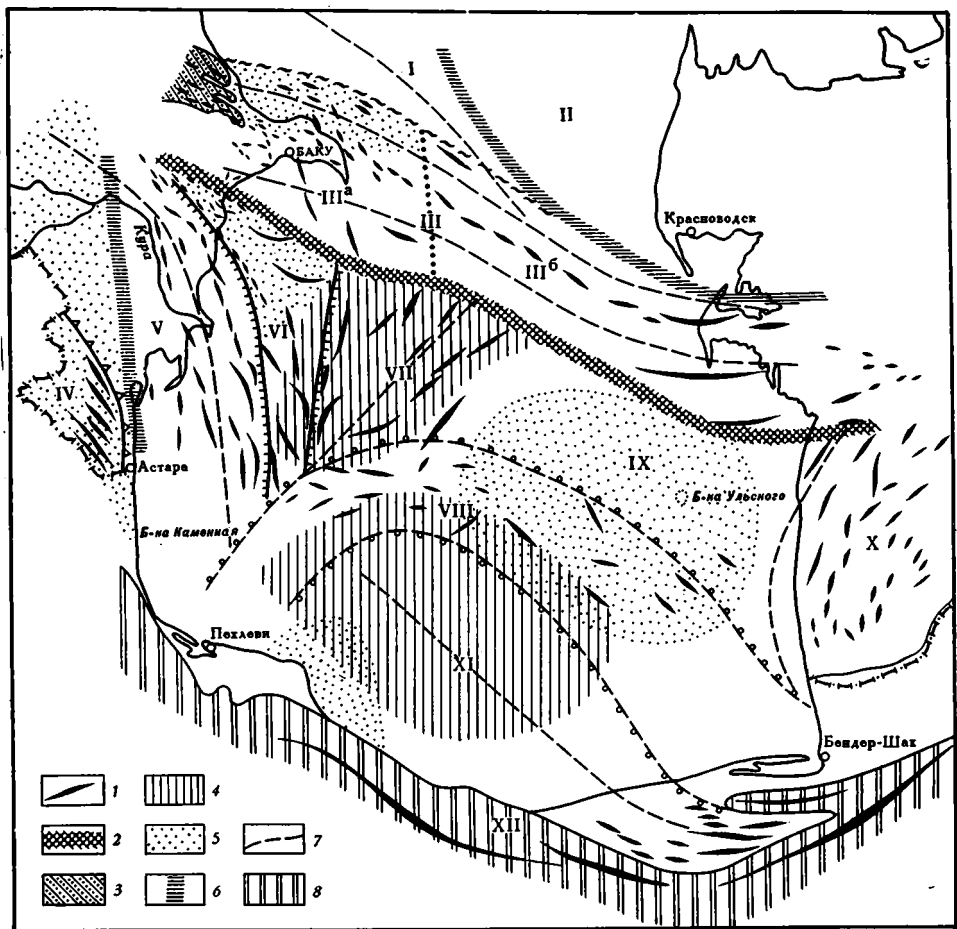


Рис. 2. Тектоническая схема Южнокаспийской впадины по данным К. И. Исмаилова и И. С. Гасанова

1 — антиклинали; 2 — зона глубинного разлома; 3 — области распространения мезозойских отложений; 4 — глубоководные части Южной котловины Каспия; 5 — зоны максимумов силы тяжести; 6 — зоны резких градиентов силы тяжести; 7 — ось максимального прогибания в плиоцен-антропогенное время; 8 — палеозойская и мезозойская складчатые зоны Эльбурса
 I — Средне-Каспийская впадина (восточная часть Терско-Каспийского прогиба); II — эригерцинская платформа; III — Апшероно-Прибалханская зона: а) Апшеронская подзона, б) Прибалханская подзона; IV — Тальшская складчатая система; V — Нижне-Куринская впадина; VI — складчатая зона Бакинского архипелага; VII — зона поперечной складчатости; VIII — Решт-Бехшерская дуга складчатости; IX — Срединный массив; X — Западно-Туркменская впадина; XI — Эльбурский передовой прогиб; XII — Эльбурская складчатая система

Из положительных структур зоны лишь Замзурский антиклинорий в погребенном виде продолжается под Нижне-Араксинскую депрессию и, видимо, на правом берегу Аракса он также, упираясь в Западно-Каспийское поперечное поднятие, замыкается.

Что же касается Кафанского антиклинория — основного структурного элемента юго-западного крыла Мисхано-Кафанской зоны, то он совместно с южнее расположенными структурами Араксинской зоны, и особенно нижнепалеозойским Карадагским массивом, описывает дугу, выпуклостью обращенную к югу и, видимо, на правом берегу Аракса, упираясь в описываемое поперечное поднятие, выклинивается.

Таким образом, все структуры Малого Кавказа, расположенные в междуречье рек Куры и Акеры, подчиняясь общему завороту простирающейся складчатости к северу, изгибаясь в этом направлении, участвуют в периклинальном замыкании осевой Севано-Карабахской зоны Малого

Кавказа. Отчасти этим, а в основном наличием Западно-Каспийского поперечного поднятия надо объяснить возникновение Нижне-Араксинской наложенной депрессии. Последняя отделяет вышеуказанные зоны Малого Кавказа от складчатой системы Талыша.

2) Дугообразный изгиб Араксинско-Эльбурсской складчатой системы необходимо объяснить наличием Западно-Каспийского поперечного поднятия. Вслед за В. Е. Хаиным (1964) мы считаем, что мегантиклинорий Эльбурса, описав между западным побережьем южного Каспия (западнее р. Сафидруд) и Нижне-Араксинской наложенной депрессией дугу, выпуклостью обращенную к северу, на западе через Иранский Карадаг соединяется с Араксинской зоной южного Закавказья. Последняя на западе, по мере приближения к Центрально-Кавказскому (Ставрополь—Ван) поперечному поднятию, хотя и значительно суживается, но, видимо, под лавами все же продолжается в западном направлении к вулкану Аладаг в Турции и далее.

3) Южнее Араксинско-Эльбурсской складчатой системы располагается Центрально-Иранский межгорный прогиб, занимающий все пространство до Загроса. По аналогии с Армянским нагорьем центральной Турции и Ираном, по-видимому, районы вулканов Савалан-Ардабильской депрессии и Сахенд у оз. Урмия представляют собой замаскированный неоген-антропогеновыми лавами (наподобие Ахалкалахского и других нагорий) высокоприподнятый и расколотый разломами субстрат, состоящий из верхне- и нижнепалеозойских отложений.

Это доказывается наличием здесь сравнительно крупного Карадагского (Иранского) нижнепалеозойского массива северо-восточного простираения, а также и более мелких выходов верхнего палеозоя в районе Табриза.

Учитывая все это, причину упомянутого дугообразного изгиба мы видим в наличии здесь массива древних пород, способствовавшего изменению складчатой системы в поперечном направлении. При этом в пределах данного массива как расколотого субстрата, видимо, имеются узкие зоны, выполненные верхним мелом, палеогеном и более молодыми образованиями.

4) Прослеживая это поперечное поднятие субстрата в северном направлении, минуя при этом Талышский палеогеновый прогиб в теле массива, мы вступаем в пределы Нижне-Куринской депрессии.

Палеогеографический анализ последней показывает наличие здесь в мезозое и, вероятно, в палеогене геоантиклинальных тенденций. Кроме того, наше предположение подкрепляется и наличием в Нижне-Куринской депрессии Талыш-Вандамского поперечного гравитационного максимума. Несколько севернее в пределах Кобыстана, мы вновь встречаемся с дугообразным изгибом складчатой системы зоны южного склона Большого Кавказа от общекавказского простираения на юго—юго-восточное, с расходящимся в восточном направлении пучком складок и сужением его на западе (в Шемахино-Кобыстанской области) высоким положением (по сравнению с западными районами) мезозоя и возможным сокращением мощностей мезозойских отложений. Кроме того, как показывают геофизические данные, в Кобыстано-Апшеронской области субстрат значительно приподнят (наличие гравитационных максимумов).

Как известно, в пределах юго-восточного окончания Большого Кавказа происходит сужение, погружение и выклинивание отдельных антиклинальных зон, сложенных мезозоем, за исключением осевой полосы Большого Кавказа, протягивающейся в суженном виде почти до Апшеронского порога. Надо полагать, что мезозойские отложения Кусаро-Дивичинского синклинория значительно сокращены в мощностях и что здесь также субстрат (доальпийский) значительно приподнят.

Из изложенного видно, что крупные структурные единицы Большого и Малого Кавказа с приближением к Западно-Каспийскому поперечно-

му поднятию не только резко изменяют первоначальное простирание, но значительно суживаются, выклиниваются, вырождаются и исчезают.

Аналогичное явление мы имеем в Центральном Кавказе — на осевой полосе Ставропольско-Ванского поперечного поднятия, где мезозойские структуры Восточного Кавказа с приближением к палеозойскому ядру Кавказа значительно суживаются, выклиниваются или превращаются в лентовидные полосы.

Из этого анализа можно сделать следующие выводы.

1. Восточный сегмент Большого Кавказа и Малый Кавказ, по сравнению с западным сегментом Большого Кавказа и Восточной Турцией в мезозое испытали более значительное опускание.

2. Этот сегмент Кавказа с приближением к указанным выше поперечным поднятиям значительно сужается и вырождается за исключением некоторых узких зон, устойчивых к погружению.

3. В изменении общекавказского простирания на северо-восточное южных зон Малого Кавказа и Нижне-Араксинской депрессии, с одной стороны, и на юго-юго-восточное Кобыстано-Апшеронской—области — с другой, повинен поперечный Западно-Каспийский высоко приподнятый доальпийский субстрат. До сего времени изменение простирания структур в Апшероно-Кобыстанской и Нижне-Куринской депрессиях объясняли наличием в южном Каспии погребенного, высокого поднятия, которое, как показывают имеющиеся данные, отстоит на значительном расстоянии от места заворота складок Юго-восточного Кавказа и Нижнекуринской депрессии.

4. Западно-Каспийское поперечное поднятие, в отличие от Центрально-Кавказского, в современной структуре выражено в виде погребенной структуры, интенсивно погружавшейся в позднеальпийском этапе (после позднего мела). Данная структура имеет ступенчатое строение с тенденцией к погружению в северном направлении. Наиболее интенсивное погружение структуры было в Нижне-Куринской депрессии, где выявлено погребенное поднятие, именуемое Талыш-Вандамским гравитационным максимумом.

5. Как известно, долгое время в печати дебатировался вопрос о связи Аджаро-Триалетской системы с Талышом. Теперь значительное число исследователей придерживаются мнения о том, что Аджаро-Триалетская система на западе соединяется со складчатыми сооружениями Северного Понта. Восточнее Тбилиси эта система сливается со структурами Предмалокавказского краевого прогиба.

Как видно из всего изложенного, Аджаро-Триалетская система возникла на месте палеогенового прогиба, заложенного в теле Центрально-Кавказского поперечного поднятия, тогда как Талыш подобно ей возник в теле Западно-Каспийского погребенного поднятия у стыка с Куринским межгорным прогибом. Талышская складчатая система зародилась в периклинальном прогибе Карабахского антиклинория и отвечает палеогеновому прогибу (В. Е. Хаин и Ш. Ф. Мехтиев), возникшему на продолжении Мартунинского и Акеринского прогибов Малого Кавказа в результате их слияния в зоне погружения Карабахского поднятия.

6. Западно-Каспийское и Азово-Малатинское погребенные поперечные поднятия, отделяют Кавказский сегмент на востоке от Закаспийского и на западе от Крымского сегментов Альпийской складчатой системы.

Рассмотрение всего хода развития части восточного сегмента Кавказа и сопредельных стран показывает, что выделенные крупные структурные единицы Альпийского геосинклинального пояса разграничены или же возникли над разломами, шовными зонами и флексурными изгибами слоев глубокого заложения (эвгеосинклинальная зона южного склона Большого Кавказа, Севано-Карабахская зона и некоторые положительные структуры Антикавказской эвгеосинклинали). Последние являются разграничительными структурами фациально-тектонических зон и путя-

ми движения магматических масс от ультраосновного до среднего и кислого составов.

Тектоническое развитие указанных геосинклинальных систем и срединных массивов, их направленность, длительность существования и переход от одного цикла к другому протекали различно и с разной продолжительностью. Эти системы входят в состав эв- и миогеосинклинальных поясов. Развитие антикавказской эвгеосинклинальной системы, которая является наложенной структурой, протекало полициклично.

В развитии Араксинско-Эльбурской миогеосинклинали герцинский этап можно выделить как незавершенный. По-видимому, к полному — направленному или сквозному развитию — следует отнести Араксинско-Эльбурсскую миогеосинклинальную систему и Загросский мио- и эвгеосинклинальный пояс.

Развитие срединных массивов и их частей также протекало различно. Среди них выделяются устойчивые (Дзирульский), регенерированные (Армянский блок) и превращенные в межгорные прогибы (Куринский, Центрально-Иранский), частью с субокеаническим основанием Талыш-Вандамский гравитационный максимум.

Статья поступила
10 января 1966 г.

Sh. A. AZIZBEKOV, E. Sh. SHIKHALIBEILI

TECTONIC DEVELOPMENT OF THE LESSER CAUCASUS SEGMENT OF THE ALPINE GEOSYNCLINAL BELT

The Lesser Caucasus segment consists of the Greater Caucasus eugeosyncline, the Transcaucasian median mass, the Anticaucausus and Araks-Elburz geosynclinal systems, the Central Iranian median mass, the geosynclinal system of Taurus-Zagros and the Mesopotamian foredeep.

In Mesozoic the eastern parts of these zones were subjected to a larger downwarping than the western ones. Certain zones of the region studied were wedged out along the strike due to the existence of Stavropol-Van and West-Caspian uplifts. Related to these uplifts is also the change of the strike of some zones. In the present structure the West-Caspian uplift is deep-subsided, and is distinguished only locally according to geophysical data (Talysh-Vandam gravity maximum). The origin of many structural zones as well as the magmatic activity within their limits were due to the deep-seated faults.

УДК 551.24(235.211)

Б. П. БАРХАТОВ

ТЕКТОНИКА ПАМИРСКОГО СЕКТОРА
АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА¹

Альпийский складчатый пояс юга СССР, по широко распространенному мнению, включает структуры Карпат, Горного Крыма, Кавказа, Черноморской и Южно-Каспийской впадин, Копет-Дага, Южно-Таджикской, Памиро-Альпийской областей и всего Памира.

Такое территориальное распространение пояса в СССР принято в работах Д. В. Наливкина (1962), М. В. Муратова (1961), В. Е. Ханна (1964), на тектонической карте страны масштаба 1 : 10 000 000 под редакцией А. А. Богданова и многими другими авторами.

В настоящее время спорность отнесения части этой территории к Альпийскому поясу стала очевидной, хотя достаточной ясности в этот вопрос до сих пор не внесено.

Так, Д. В. Наливкин, характеризуя недавно Средиземноморскую геосинклиналь в пределах СССР, отметил, что «Положение северной границы вызывает большие споры и не может считаться общепринятым» (1962, стр. 573).

Неопределенность северной границы пояса связана, очевидно, с нерешенностью ряда общих вопросов геотектоники, касающихся, например, выделения основных типов развития земной коры, выделения разновидностей геосинклинального режима и его этапов, понимания начала и завершения собственно геосинклинального развития и многих других.

Рассматривая тектонику Памирского сектора Альпийского складчатого пояса, мы неизбежно сталкиваемся с проблемой его ограничений в пространстве и во времени. Напомню, что вслед за Д. В. Наливкиным ряд исследователей, в том числе М. В. Муратов и другие (1961), северную границу геосинклинали Тетиса в Памирском секторе проводят по южным предгорьям Гиссаро-Алая. Не вызывавшее до последнего времени разногласий южное ограничение той же геосинклинали, большинством намечалось по зоне сочленения Индостанской платформы и ее северного горного обрамления.

В работах Н. А. Беляевского (1956, 1965), Б. А. Петрушевского (1940, 1961), В. М. Сеницина (1955), Д. П. Резвого (1961, 1964₁, 1964₂), Б. П. Бархатова (1961, 1963) и других было показано несовпадение границ палеозойской и мезо-кайнозойской геосинклиналей в Памирском секторе, а сами границы Тетиса намечены по-новому.

Учитывая большое практическое значение четкого отделения структурных комплексов разного генезиса как в пространстве, так и во времени при составлении региональных тектонических и металлогенических карт и исходя из опыта составления тектонической карты Памира, по мнению автора, в пределы Альпийского складчатого пояса надо включать только те регионы, которые независимо от предистории входили в состав

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси, в сентябре-октябре 1965 г.

территорий, переживших в мезо-кайнозой дифференцированные движения и осадконакопление, эффузивный и особенно интрузивный магматизм, региональное складкообразование и метаморфизм, а также характеризовались образованием формаций геосинклинального ряда.

В связи с таким пониманием геосинклинального развития, часть территории, которую относят до сих пор к Альпийскому поясу юга СССР, а именно: Северный Кавказ, ограниченный на юге Тырнано-Аузской шовной зоной, западный сектор Средней Азии, включая на юге Копет-Даг, Южно-Таджикская, Памиро-Алайская область и Северный Памир, ограниченный Ванч-Акбайтальским глубинным разломом, должны относиться не к Альпийскому складчатому поясу, а выделяться как активизированная южная периферия герцинского складчатого пояса. Она переживала в течение альпийского периода развития сначала платформенный от триаса до эоцена включительно, а затем орогенно-тафрогенный (после эоцена) режимы (рис. 1).

На основании анализа мощностей осадочных толщ, типов формаций, а также учитывая особенности магматизма и метаморфизма, к югу от предгорий Тянь-Шаня, вдоль которых проходит Алайский глубинный разлом, и до Индостанской платформы выделяются: Памиро-Алайская, Кунь-Луньская, Гиндукуш-Каракорумская и Гималайская складчатые системы, разделенные длительно живущими разломами.

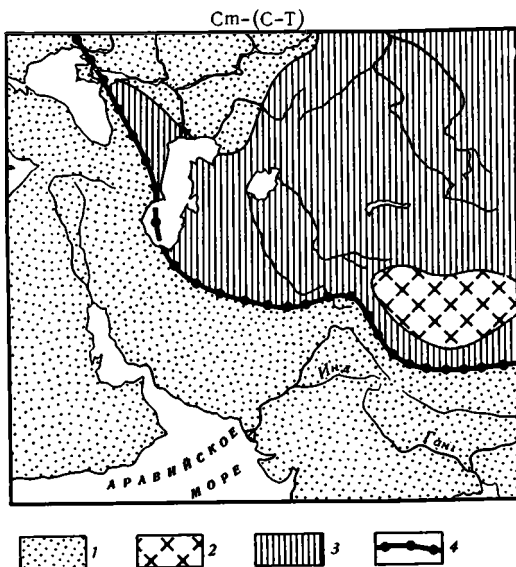


Рис. 1. Палеотектоническая схема части Юго-Западной Азии для палеозойского периода развития

1 — область платформенного развития; 2 — срединные массивы палеозойской геосинклинали; 3 — области геосинклинального развития; 4 — южная граница палеозойской геосинклинали

ПАМИРО-АЛАЙСКАЯ СИСТЕМА

Эта система — Заалайско-Кашгарский приразломный прогиб (Петрушевский, 1955) в основании своем сложена верхнепалеозойским геосинклинальным складчатым комплексом, протягивающимся с запада от Северного Кавказа через Копет-Даг и Таджикскую депрессию.

Верхний комплекс этой территории представляет собой постгеосинклинальные образования, хотя и достигает мощности более 6000 м. В нем выделяются два подкомплекса: нижний платформенный, охватывающий отложения от триаса до эоцена, и верхний орогенно-тафрогенный, объединяющий отложения, начиная от олигоцена до антропогена включительно.

Платформенный подкомплекс общей мощностью немного более 1500 м представлен карбонатно-гипсоносными и наземными вулканогенными приразломными образованиями триаса и юры, терригенно-карбонатной формацией юры, красноцветной формацией нижнего мела, карбонатно-глинистой формацией мела, палеоэоцена и эоцена.

Орогенно-тафрогенный подкомплекс представлен песчано-глинистыми и песчано-конгломератовыми (молассовыми и молассовыми) отложениями олигоцена-антропогена мощностью до 5500 м. В целом пост-

геосинклинальный комплекс собран в складки промежуточного и прерывистого типа и, аналогично кайнозойским складкам Ферганской впадины, не включает интрузий и не метаморфизован.

Складчатость Памиро-Алайской системы связана с глыбовыми орогеническими движениями, имеет подчиненный характер и генетически не должна относиться к геосинклинальной складчатости, хотя она морфологически аналогична складчатым структурам некоторых заведомо геосинклинальных регионов, например Антикавказа.

Перечисленные особенности строения системы позволили исключить ее из состава Альпийского складчатого пояса, в связи с чем северная граница его была намечена нами южнее (Бархатов, 1961).

КУНЬ-ЛУНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта система отделена от Памиро-Алайской Северо-Памирским глубинным разломом, что подтверждено не только геологическими, но в последние годы (устное сообщение К. Н. Булина) и сейсмологическими наблюдениями.

В основании ее располагается докембрийский геосинклинальный комплекс незавершенной (?) складчатости, так как между ним (боршитская свита) и лежащим выше комплексом слабо выражено структурное несогласие.

Весьма условно также намечены докембрийские интрузии (Курговадский массив).

Главное распространение в Кунь-Луньской системе имеет палеозойский эвгеосинклинальный комплекс мощностью не менее 12 000 м.

Набор формаций в нем, структурные ярусы и связанные с ними магматические образования свидетельствуют о завершенности геосинклинального режима к концу палеозоя — началу триаса. В разрезе геосинклинального комплекса, начиная с кембрия, развиты: глинисто-карбонатная формация, охватывающая отложения от кембрия до конца девона; терригенно-вулканогенная (спилито-кератофирровая) формация, формировавшаяся в течение нижнего карбона, терригенно-вулканогенно-карбонатная формация — в пределах одних подзон и флишоидная формация или субформация в пределах других, формировавшиеся от среднего карбона до конца перми, и терригенная пестроцветная (молассоидная) субформация, относящаяся по возрасту к концу верхней перми — триасу.

Интрузивный магматизм представлен ультрабазитами и основными телами и более поздними гранитоидами внутрикарбонного и пермского этапов.

Ультраосновные и основные интрузивы приурочены к глубинным разломам последевонского — донижнекарбонного и верхнепалеозойского заложения; гранитоиды тяготеют к ядрам антиклинориев.

Зональность системы обусловлена дифференциацией геосинклинали, шедшей после девона до конца перми.

В структурном отношении Северный Памир представляет собой мегантиклинорий с осью, дугообразно вытянутой к северу. В его пределах выделяется ряд складчатых структур второго порядка — Калайхумский, Сауксайский, Дарваз-Сарыкольский и Ишибулакский антиклинории и Каракульский синклинорий — осложненных, в свою очередь, сжатыми линейными складками более низкого порядка и разрывами. На севере позднегерцинские образования Северного Памира контактируют по Северо-Памирскому разлому с мезозойско-кайнозойскими формациями Памиро-Алайской системы, на юге по линии Ванч-Акбайтальского разлома с Центральной зоной Памира. Глубокое заложение упомянутых разломов подтверждено в последние годы Н. К. Булиным, установившим сейсмологическими наблюдениями вертикальное смещение физических

поверхностей раздела по зонам этих разломов до поверхности Мохоровичича. Этим же исследователем подтверждены в западной части Памира и все остальные краевые разломы, являющиеся границами зон и подзон.

Второстепенное значение в Северном Памире по мощности и распространению имеет постгеосинклинальный комплекс, отражающий два последующих этапа.

Первому этапу соответствуют юрские и мел-палеогеновые континентальные пестроцветные отложения, имеющие платформенную природу; второй этап, начавшийся в конце палеогена и продолжающийся сейчас, характеризуется орогеническим режимом и молассоидной формацией.

Интрузивный магматизм, соответствующий времени образования постгеосинклинального комплекса, отсутствует, и никакой серьезной «переработки», кроме глыбовых перемещений в альпийский этап, как предполагали ранее, палеозойская структура Северного Памира, не испытала.

Эти особенности строения позволили исключить из Альпийского пояса и Северный Памир (Кунь-Лунь), в связи с чем северная граница пояса в Памирском секторе намечена нами по Ванч-Акбайтальскому длительно живущему разлому (Бархатов, 1959).

Западное продолжение его в Афганистане известно по устному сообщению А. Дезио под названием Джармского и в районе к северу от Кабула-Анжуманского. Восточное продолжение этой границы совпадает с линией Упрангского разлома в теперешнем понимании Н. А. Беляевского (1965).

Если постараться найти продолжение этого же рубежа в Кавказском секторе, то там ему будет соответствовать Тырны-Аузская шовная зона, которая, по нашему мнению, представляет собой границу между собственно Альпийским складчатым поясом и поясом, завершившим геосинклинальное развитие в конце палеозоя.

ГИНДУКУШ-КАРАКОРУМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Итак, собственно Альпийский пояс в Памирском секторе составляет только Гиндукуш-Каракорумская система, протягивающаяся южнее Кунь-Луньской и включающая на Памире три различно построенные зоны: Центральную, Юго-Западную и Юго-Восточную.

В основании Гиндукуш-Каракорумской системы залегает архейско-протерозойский нерасчлененный комплекс, выходящий в Центральной и Юго-Западной зонах Памира. В Юго-Западном Памире он образует типичный срединный массив, ограниченный глубинными разломами.

По северной периферии его развиты особенно многочисленные киммерийские интрузии и инъекции, создающие впечатление о постепенном переходе от кристаллической серии в метаморфические верхнепалеозойские и нижнемезозойские толщи Рушанского хребта. Южная граница массива выражена резко: вдоль нее гнейсы, мигматиты и мраморы расположены вблизи от контактово-измененных или почти неизмененных глинистых сланцев триаса. По контакту между ними в одних случаях залегают граниты, в других местах он тектонический.

Докембрийский массив характеризуется сочетанием сравнительно простых, местами очень пологих крупных складок, измеряемых несколькими километрами в поперечнике, и специфических мелких складок волочения, течения, плейчатости, зон бластомилонитов и катаклазитов.

Региональной структурой первого порядка является купольная складка, представляющая собой сочетание Абхарвской брахиантиклинали северо-западного простирания и пологой Ваханской антиклинали северо-восточного простирания.

Абхарвская антиклиналь осложнена серией крутых складок, опрокинутых на юго-запад; Ваханская антиклиналь имеет асимметричное строение, ее юго-восточное крыло примерно в три раза короче и значительно круче северо-западного. Северная часть массива отличается присутствием многочисленных интрузий киммерийских гранитов, наличием теневых структур и протяженных зон различного рода милонитов (Бархатов, 1963).

В структурном отношении северная часть массива представляет собой почти широтную моноклиналь в своей западной части с крутым падением на юг, в восточной части слои наклонены на север.

В зоне Центрального Памира докембрий слагает линейно вытянутые ядра разбитых взбросами осевых частей Ванч-Язгулемского и Музкол-Ранкульского необращенных антиклинориев.

Между докембрием и нижним палеозоем ни угловых, ни резких азимутальных несогласий не установлено; палеозой и докембрий смяты конформно (Бархатов, 1963). Сделанные в последнее время попытки обосновать мезозойский возраст восточных выходов докембрия (Руженцев, 1964) основываются на ошибочном принятии существующих «постепенных» переходов докембрия к триасу, обусловленных метаморфизмом, связанным с киммерийскими гранитами, за согласные стратиграфические.

В Юго-Восточном Памире, исходя из ряда косвенных признаков (простота складок миогеосинклинального альпийского комплекса) и наблюдений по его периферии, мы предполагаем неглубокое залегание докембрия.

Наличие докембрийского комплекса под относительно маломощным нижним палеозоем в Гиндукуш-Каракорумской системе подтверждают для района к юго-западу от Кабула, карта, составленная К. Фезефельдом (Fesefeldt, 1964), а также данные Г. Менесье (1963). Выходы на поверхность докембрия в осевой части антиклинория Каракорума подтверждаются также наблюдениями Г. Шнейдера (Schneider, 1957, 1960). Все это укрепляет уверенность в том, что рассмотренные выше метаморфические комплексы Памира являются структурами докембрийского фундамента, а не молодыми метаморфизованными образованиями.

С формированием структур фундамента связаны небольшие тела метасоматических гранодиоритов и поля мигматитов. На Юго-Западном Памире, в докембрии протекали явления кальциево-натриевого метасоматоза, приведшие к региональной гнейсификации субстрата, видимо, слабее они шли в антиклинории Центрального Памира.

Второй складчатый комплекс Каракорумской системы включает образования от кембрия до палеогена.

Первичная мощность его колеблется почти от нуля до 12 км, что подчеркивает существенные различия времени прогибания отдельных частей складчатой системы.

Нижняя часть комплекса, включающая отложения от кембрия до нижнего карбона, имеет обычно небольшую первичную мощность или отсутствует. Она отличается незначительной фациальной изменчивостью, характерной для формаций платформенного типа.

Этот подкомплекс развит только в зоне Центрального Памира, т. е. по северной периферии Каракорумской системы.

Верхний подкомплекс охватывает отложения от карбона до палеогена включительно. Он представлен формациями геосинклинального типа, распространенными в зонах Центрального и Юго-Восточного Памира.

В первой из них нижний подкомплекс, включающий отложения от низов кембрия до карбона, образован глинисто-карбонатной формацией мощностью от 2300 до 4500 м.

Однородный на площади состав подкомплекса, отсутствие после его

образования заметного складкообразования и интрузивного магматизма позволяет наметить после протерозоя и до карбона самостоятельный период платформенного развития, предшествующий более позднему геосинклинальному периоду.

Проследивая Гиндукуш-Каракорумскую систему на запад, мы встречаемся с аналогичным ходом развития в палеозое в Северном Иране (Эльбурсский антиклинорий), где по новым данным Дж. Штёклина и В. Руттнера (Stöcklin, Ruttner, Nabavi, 1964) в палеозое также господствовали платформенные условия. Еще западнее аналогичные условия, судя по анализу разреза и ходу магматизма, существовали с кембрия и до триаса включительно в Антикавказе, где, по нашему мнению, нет ни каледонид, ни герцинид, если понимать под ними складчатые образования завершеного геосинклинального развития. В связи с этим маловероятно также присутствие там каледонских и герцинских интрузий.

В зонах Юго-Западного и Юго-Восточного Памира докарбоновый подкомплекс отсутствует первично или имеет ничтожную мощность.

Верхний подкомплекс Гиндукуш-Каракорумской системы, низы которого знаменуют начало собственного геосинклинального развития системы, начинается в разных ее частях на разном уровне, но не раньше среднего — верхнего карбона. В зонах Центрального и Юго-Восточного Памира выделяются три структурных яруса, соответствующие трем этапам собственно геосинклинального развития: карбоново-триасовый, юрско-нижнемеловой и верхнемеловой — среднепалеогеновый.

В течение карбона, перми и триаса накапливаются терригенно-вулканогенная и флишоидная формации. Юрские и нижнемеловые образования представлены глинисто-карбонатной (юра) и красноцветной (нижний мел) субформациями.

В конечную и переходную стадию (Cg_2 — Pg_2) в остаточных и приразломных прогибах формируется пестроцветная и наземно-вулканогенная формация.

Перечисленные ярусы в разных зонах и подзонах системы различаются мощностью, типом формаций, внутренней структурой.

В структурном отношении Центральный Памир представляет собой складчато-глыбовое сооружение, имеющее, как и Северный Памир, в плане дугообразные очертания.

Любопытно, что в Центральном Памире можно констатировать лишь одно резко выраженное угловое несогласие — предверхнемеловое, которое, и то местами, отсутствует (Язгулемский синклиний). Существующие же несогласия (выпадение значительных частей разреза) в большинстве случаев указывают на широкое развитие после девона до конца эоцена конседиментационной складчатости (Бархатов, 1963).

В пределах Центрального Памира нами выделены Ванч-Язгулемский и Музкол-Рангульский необращенные антиклинории, Сарезско-Пшартский обращенный антиклинорий, Язгулемский необращенный синклиний и приразломные складчато-чешуйчатые синклинозные структуры: Ванчская и Акбайтальская.

Наиболее сложные складчатые структуры приурочены к нижнему структурному ярусу, включающему отложения от карбона до триаса включительно; складки, построенные породами верхних двух ярусов, отличаются относительной простотой.

Гиндукуш-Каракорумская система включает магматические образования, возникшие в течение докембрийского геосинклинального периода платформенного развития с кембрия до карбона и альпийского геосинклинального периода.

О докембрийском магматизме упоминалось выше. Платформенный этап отмечен слабыми излияниями эффузивов только в силуре.

К начальному этапу Альпийской геосинклинали приурочены основные эффузивы нижней перми и небольшие интрузии габбро.

Основная масса гранитоидов разного состава и строения приурочена к концу юры и началу мела. Верхнемеловой и палеогеновый этапы, знаменующие переход геосинклинальной системы к стадии складчатой системы, отмечены малыми интрузиями гранодиоритов и щелочных пород типа сиенитов, фергуситов и т. д. (Дмитриев, 1963). Наряду с ними вдоль крупных разломов происходили излияния эффузивов. Мезозойский магматизм оказал сильнейшее воздействие на докембрийский массив, обусловив возникновение молодых мигматитов, складок изгиба и внедрение крупных интрузий. Преимущественно гранитный магматизм свидетельствует скорее о миогеосинклинальном характере памирской геосинклинали.

Постгеосинклинальные образования, начиная с олигоцена до современных, выражены орогенным слабонарушенным комплексом.

ГИМАЛАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта система отделена от Гиндукуш-Каракорумской системы полосой краевых разломов — Шиокским по правобережью Инда и Чалтским несколько западнее, по данным А. Децио (устное сообщение). Недавно Д. П. Резвой одновременно с китайским геологом Хун Цзы-лин пришел к выводу об отсутствии в Гималаях после докембрия геосинклинальных

формаций и в связи с этим поставил вопрос о возможности считать Гималаи областью альпийского геосинклинального развития (Резвой, 1961, 1964).

Не повторяя доводов упомянутого исследователя, я хочу привести некоторые факты и соображения, подтверждающие его мнение.

При анализе формаций Южного склона Гималаев, где показано развитие палеозойских и мезо-кайнозойских отложений, мы также не могли назвать ни одной толщи, сложенной геосинклинальными формациями (Кришнан, 1954; Wadia, 1964; Tewari A., Mehdi S. 1964 и др.). Даже флиш Инда, смущавший Д. П. Резвого, по данным индийского геолога А. Tewari (Report... 1964), оказался молассой, т. е. по существу не геосинклинальной, а орогенной формацией.

В районе Симлы, во время геологической экскурсии XXII Международного геологического конгресса, в сланцах серии

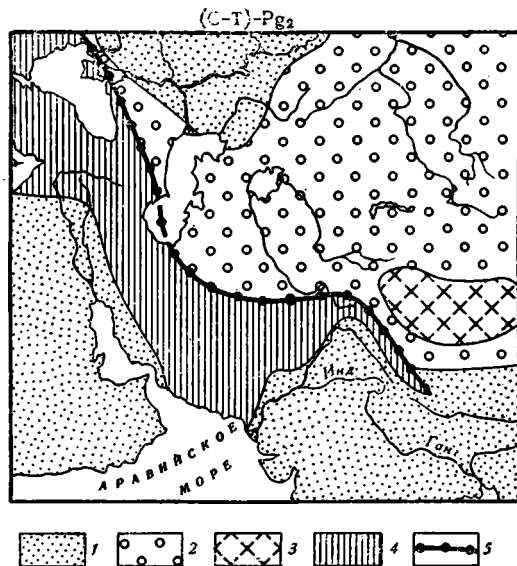


Рис. 2. Палеотектоническая схема части Юго-Западной Азии для мезозойско-кайнозойского периода развития [(С-Т)—Pg₂]

1 — области платформенного развития на докембрийском основании; 2 — области платформенного развития на герцинском основании; 3 — срединные массивы герцинской складчатой области; 4 — область геосинклинального развития; 5 — северная граница мезо-кайнозойской геосинклинали (Тетис)

Симлы, лежащей на серии Джутог и перекрытой серией Джаунсар, В. Д. Наливкин обнаружил водоросли, которые, по определению З. А. Журавлевой, указывают на средний рифей. Этот новый факт подкрепляет мнение о преобладании в разрезе Гималаев докембрийских пород и уменьшает вероятность палеозойского возраста многих немых толщ, сходных по региональному метаморфизму с заведомым докембрием.

Так, серия Джаунсар, лежащая на серии Симла и имеющая с ней литологическое сходство и одинаковый региональный метаморфизм, вероятно, также относится к верхнему протерозою (Сингх, 1964).

К востоку от Кумаонских Гималаев в Непале в последнее время работала группа голландских геологов, обнаруживших нижнесилурийские отложения с граптолитами в неожиданно высокой части разреза мощностью до 18 км. Основываясь на этом, они пришли к выводу о значительно более древнем (докембрийском?) возрасте большей нижней части разреза (Report, 1964).

И в этом случае, как мы видим, появились данные, указывающие на малую мощность послепротерозойских образований.

Любопытен также факт, сообщаемый геофизиками Г. З. Гурарием и И. А. Соловьевой (1963). На схематической карте ими показаны в Гималаях относительно малые (-100 , -150 мкг) отрицательные гравинаномалии в редукции Буге, которые особенно контрастны с аномалиями в -400 , -500 мкг в Каракоруме и Кунь-Луне.

Такое большое расхождение в размерах отрицательных гравитационных аномалий у примерно одинаково и в общем одновременно поднятых областей может объясняться, по нашему мнению, сокращенной мощностью земной коры в Гималаях за счет гранитной оболочки в связи с отсутствием мощных последокембрийских геосинклинальных комплексов и интрузий, имеющих как в Каракоруме, так и в Кунь-Луне.

Исходя из этих материалов, мы считаем более достоверным, что развитие Гималайской системы до орогенеза не сопровождалось геосинклинальной подготовкой, как это имело место в системах, лежащих севернее.

Гималаи представляют собой крупнейшее в мире новейшее поднятие, образовавшееся в результате активизации и частичной переработки Индостанской платформы, поэтому их не следует включать в Альпийский складчатый пояс (рис. 2).

Литература

- Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира. Уч. зап. ЛГУ, вып. 10, № 268, 1959.
- Бархатов Б. П. Принципы тектонического районирования Памира. Вестн. ЛГУ, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3, 1961.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Беляевский Н. А. История тектонического развития центральной части азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий. Тр. совещ. по тект. альпийск. геосин. обл. юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.
- Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума. Сов. геология, № 1, 1965.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд-во АН СССР, 1963.
- Дмитриев Э. А. Геология и петрография Верхне-Дункельдынского щелочного массива на Восточном Памире. Материалы по геологии Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. 1954.
- Менесье Г. Геологические наблюдения в горах Кабула. Сов. геология, № 7, 1963.
- Муратов М. В. и Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVI (4), 1961.
- Наливкин Д. В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. Тр. ВГРО, вып. 182, 1932.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 8. Сер. геол., № 3, 1940.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Резвой Д. П. Некоторые соображения о геологическом развитии Гималайской части Тетиса. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7—8, 1961.
- Резвой Д. П. Тектоника Гималаев. Сб. Скл. обл. Евразии. Изд-во «Наука», 1964.
- Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка. Сб. «Гималайский и Альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.

- Руженцев С. В. Музкольский метаморфический комплекс. Материалы по геологии Памира, вып. II, Душанбе, 1964.
- Синицын В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 30, вып. 2, 1955.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хуан Цзы-лин. Основные черты тектонического строения Китая. Сов. геология, № 9, 1961.
- Fesefeldt K. Das Paläozoikum in Gebiet des oberen Logar und in Gebiet des oberen Logar und in östlichen Hazarajat, S. W. Kapul. Hannover, 1964.
- Geological Map. of India Scale 1:5000000, 1962. Published under the direction of Dr. B. C. Roy.
- Report of the Twenty-Second session, India, 1964 (Volume of Abstracts). New Dehli, 1964.
- Schneider H. J. Tektonik und Magmatismus in NW-Karakorum. Geol. Rundschau, v. 46, Hf 2, 1957.
- Schneider H. J. Geosynclinal Entwicklung und Magmatismus on der Wende Paläozoikum — Mesozoikum in NW-Himalaya and Karakorum. Geol. Rundschau, v. 50, Hf, 1960.
- Singh H. N. Geology of the Simla Hills. Guide to excursion NA. I. New Delhi, 1964.
- Stöcklin J., Rüttner A., Nabavi M. H. New Data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran. Geological Survey of Iran, Report N 1, 1964.
- Tewari A., Mehdi S. Geology of Nainital — Almora Himalaya, U. P. Guide to excursion N. A.— 4. New Delhi, 1964.
- Wadia D. N. and West N. D. Structure of the Himalayas Intern. Geol. Cong. XXII, session, India, 1964, New Delhi, 1964.

Ленинградский государственный
университет им. А. А. Жданова

Статья поступила
20 декабря 1965 г.

B. P. BARKHATOV

**THE TECTONICS OF THE PAMIRS AREA
OF THE ALPINE FOLDED BELT**

On the basis of stratigraphical data and the character of magmatic activity and metamorphism, the vast territory between south foothills of the Tien Shan and the Hindustan platform may be subdivided into four folded systems separated from each other by long-lived faults; the systems are as follows: the Pamir-Alay, Kunlun, Hindukush-Karakorum, and Himalayas.

Within the Pamirs-Himalayas area the north boundary of the Alpine belt runs along the long-lived Vanch-Akbaital fault, traced into Afganistan, where it is called Jarm, and farther into China where it is known as the Uprang fault.

Therefore, the system of long-lived faults separating the Himalayas from the Hindukush-Karakorum is simultaneously the southern boundary of the Alpine folded belt.

Leningrad State University named after
A. A. Zhdanov.

УДК 551.24 (497.2)

**А. АТАНАСОВ, С. БОЯДЖИЕВ, С. БОГДАНОВ,
М. ИОРДАНОВ, Г. ЧЕШИТЕВ****ПРИНЦИПЫ, МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ И СОДЕРЖАНИЕ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ
БОЛГАРИИ****масштаба 1 : 200 000 ¹**

Представленный макет тектонической карты Народной Республики Болгарии является первым опытом более детального тектонического районирования страны. Масштаб и принципы составления карты, как и способ изображения тектонических элементов, выбраны с учетом требований практики и решения некоторых теоретических проблем. Карта составлена коллективом 20 специалистов — сотрудников Научно-исследовательского геологического института при Главном управлении геологий² по инициативе и под руководством акад. И. С. Иовчева и при консультации советских тектонистов А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина и В. И. Славина³. Часть авторов подготовили объяснительную записку к карте, резюме которой представляет настоящий доклад.

Карта составлена на базе историко-геологического принципа с изображением структурных этажей и подэтажей, а также их структурной характеристикой. На ней соответствующим образом отражены как структуры и их возраст, так и история геологического развития отдельных тектонических зон.

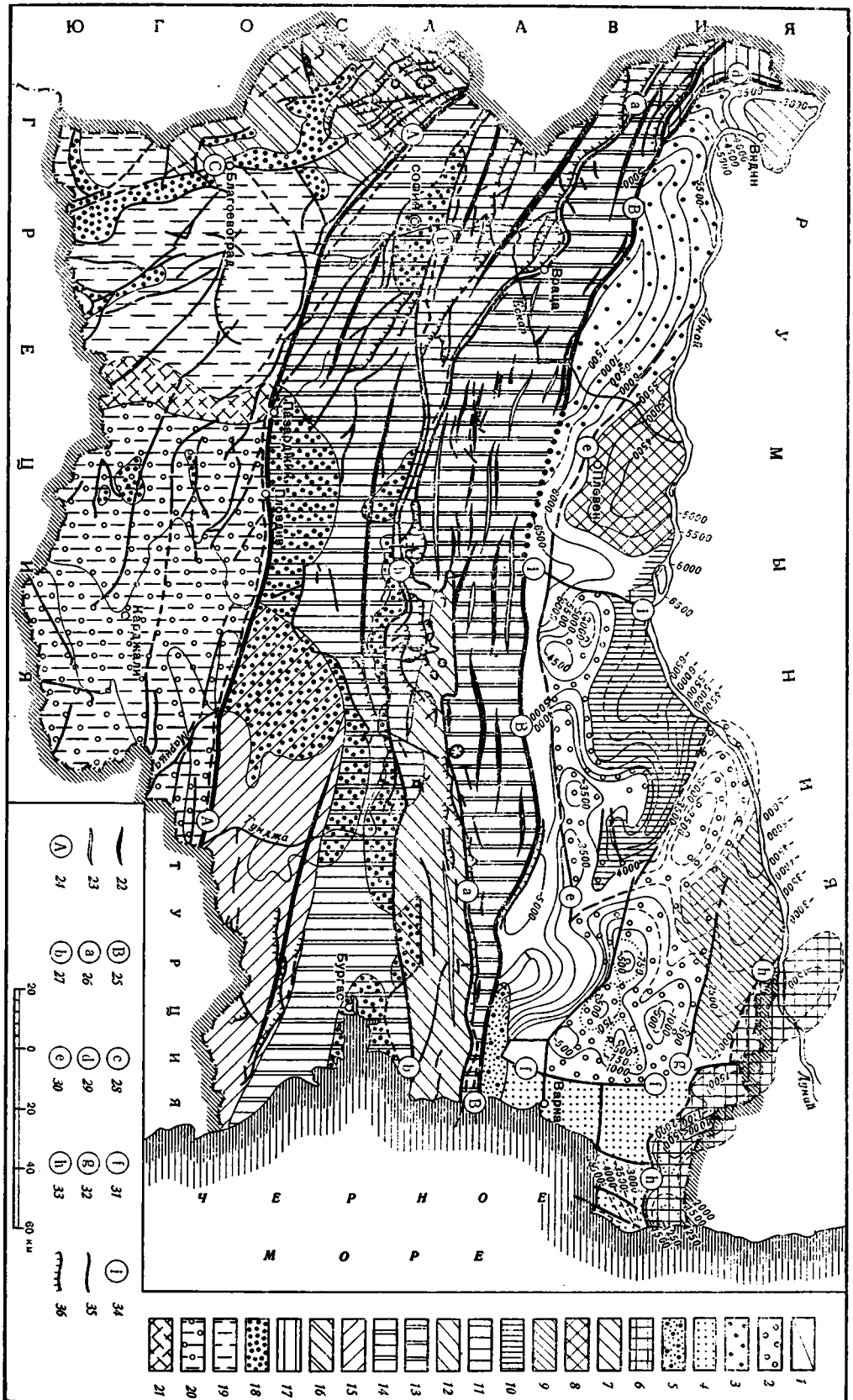
Наиболее полно исторический принцип соблюден для Мизийской плиты, где изображены структурные этажи от фундамента до подошвы четвертичных отложений; в складчатой области показаны только обнажающиеся на поверхности структурные этажи и интрузивные образования.

Территория НР Болгарии принадлежит к Альпийско-Гималайскому складчатому поясу. Она представлена тремя основными структурными элементами: Родопским срединным массивом, Мизийской плитой и расположенной между ними Альпийской (Балканидской) складчатой системой. Они отделены друг от друга региональными разломами: Марицким (между срединным массивом и складчатой системой) и Северо-Предбалканским (между плитой и складчатой системой). Такие же разломы обуславливают и внутреннюю продольную зональность складчатой системы, расчленяя ее (с юга на север) на пять тектонических зон: Краишtidскую, Сакар-Странджанскую, Среднегорскую, Балканскую и Предбалканскую. Первые две из них ограничены с севера и северо-востока,

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре-октябре 1965 г.

² А. Атанасов, С. Бояджиев, С. Богданов, И. Боянов, С. Бресковский, Б. Врыблянский, Х. Дабовский, Х. Дачев, П. Даракчиев, Д. Димитров, М. Иорданов, И. Кынчев, Д. Кожухаров, В. Костадинов, И. Петков, Н. Попов, И. Станев, С. Савов, Г. Чешитев, Д. Чунев.

³ В начальном этапе работы по карте руководство осуществлял покойный профессор Д. Яранов.



Ю Г О С Л А В И Я

Г
Р
Е
Ц
Я

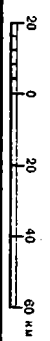
Р
У
М
Ы
Н

Т
У
Р
Ц
И
Я

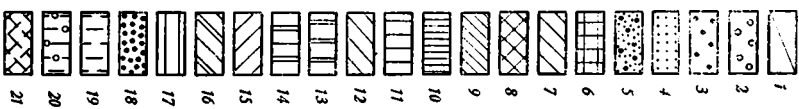
А
Я
Я

Ч Е Р Н О Е

М О Р Е



- (A) 24
- (B) 25
- (C) 28
- (I) 31
- (1) 34
- 22
- 23
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 35
- 36



соответственно, Перникским и Босненским разломами; между Среднегорской и Балканской зоной проходит Забалканский, а между последней и Предбалканской — Предбалканский разлом.

В западной части страны расположена Кульская складчатая зона, относимая некоторыми авторами к Южным Карпатам. Граница ее с Мизийской плитой проходит по Кульскому разлому, установленному в последние годы на основании геофизических данных.

Разломы второго и третьего порядка осложняют строение отдельных тектонических зон, разбивая их на отдельные блоки.

РОДОПСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Основная его часть занимает юго-западную и центральную части страны. На юге и юго-востоке он продолжается на территории Греции, а на западе — в Югославии. Массив представляет собой ядро древней консолидации, расположенное между Балканидами и Карпатидами с севера и Эллинидами — с юга.

В развитии срединного массива выделяются два мегацикла: докембрийский и постпротерозойский. В течение первого мегацикла формировался кристаллический цоколь, а во втором происходила его магматическая консолидация и структурное оформление.

Докембрийский мегацикл охватывает два цикла второго порядка, результатом которых является формирование архейского и протерозойского метаморфических комплексов. Архейский комплекс образовался в эвгеосинклинальном бассейне с характерным осадкообразованием и синседиментогенным кислым и ультраосновным магматизмом. Его развитие было закончено в условиях общей пликвативной консолидации с проявлением ката- и мезозонального метаморфизма и синтетектонического магматизма. В течение второго цикла, в значительной степени наследуя архейский эвгеосинклинальный бассейн, происходило формирование протерозойского комплекса. Развитие протерозойского комплекса также закончилось региональным, преимущественно мезозональным метаморфизмом и проявлениями синтетектонического магматизма. Таким образом, в течение этих двух этапов был сформирован двухкомплексный метаморфический цоколь срединного массива.

Постпротерозойский мегацикл охватывает время от палеозоя до кайнозоя включительно и делится на три цикла второго порядка. В начале, главным образом по периферии массива, опять в эвгеосинклинальных условиях, был развит кембрийский бассейн, результатом которого являются современные фрагменты эпизонально метаморфизованной диабаз-филлитоидной формации.

В каледонское, герцинское, и частично в ларамийское время происходило интрузивное «насыщение» массива. В течение третьего — позд-

I. Мизийская плита: 1 — изогипсы по кровле палеозойского фундамента; 2 — Северо-Болгарское сводовое поднятие; 3 — Ломская впадина; 4 — Варненская впадина; 5 — Нижне-Камчийский краевой прогиб; 6 — Крапецко-Кардамский вал; 7 — Видинско-Пленицкий вал; 8 — Корабийско-Плевенский вал; 9 — Тутраканский прогиб; 10 — Беленский прогиб.

II. Альпийская складчатая система Балканид. Тектонические зоны: 11 — Западно-Балканская; 12 — Восточно-Балканская; 13 — Предбалканская; 14 — Среднегорская; 15 — Сакар-Страиджанская; 16 — Краишtidская; 17 — Кульская; 18 — наложенные депрессии.

III. Родопский срединный массив: 19 — Западно-Родопский мегаблок; 20 — Восточно-Родопский; 21 — Брацигово-Доспатский прогиб.

Оси главнейших пликвативных структур: 22 — антиклинориев и антиклиналей; 23 — синклинориев и синклиналей. Разломные структуры I и II порядка: 24 — Марицкий; 25 — Северо-Предбалканский; 26 — Предбалканский; 27 — Забалканский; 28 — Струмский; 29 — Кульский; 30 — Южно-Мизийский; 31 — Венелин-Толбухинский; 32 — Толбухинско-Исперихский; 33 — Шабленско-Силистренский; 34 — Сухиндолско-Свишовский.

Разломные структуры III порядка: 35 — сбросы; 36 — взбросы и надвиги

неальпийского цикла (приабон — четвертичное время), в результате интенсивного дробления массива по тектоническим нарушениям возникли наложенные грабеновидные депрессии, выполненные молласовидными осадками с проявлениями многоциклического, главным образом вулканогенного магматизма.

В современном структурном плане Родопский срединный массив по-прежнему довольно сложен, будучи разбит многочисленными нарушениями. По зоне Брацигово-Доспатского понижения он делится на два различных по своему строению мегаблока: западный и восточный.

В западном мегаблоке все поднятия имеют гранитоидное заложение и относятся к батолитовому типу, что не наблюдается в восточном мегаблоке; только в Сакарской зоне имеются малые штоковидные интрузивные тела, очевидно герцинского возраста.

В западном мегаблоке как пликативные, так и дизъюнктивные структуры имеют преобладающую ССЗ—ЮЮВ до СЗ—ЮВ ориентировку, в восточном — она В—З, частично ВСЗ—ЮЮЗ.

На западе от Брацигово-Доспатского понижения (за исключением района западных окраин) кристаллический цоколь представлен протерозойским комплексом, восточнее его широко развит архейский метаморфический комплекс.

В западном мегаблоке в течение верхнего эоцена (приабона) и олигоцена пресноводная седиментация осуществлялась в узких грабенах и сопровождалась (за исключением Местенского грабена) относительно слабыми проявлениями магматизма. В восточном мегаблоке в это время формировались обширные депрессии, выполненные мощными пресноводными осадками с проявлениями сложного начального магматизма.

В неоген-четвертичное время в западном мегаблоке происходило сравнительно мощное осадконакопление (Струмская зона), сопровождаемое специфическим трахиандезитовым вулканизмом (типа «Кожух»); в восточном мегаблоке осадконакопление сравнительно слабое и лишено такого магматизма.

Структуры в Родопском срединном массиве формировались в течение архея, протерозоя, палеозоя и в палеогене. Они выражены в пяти структурных этажах. Архейские структуры имеют в основном изометрическую форму; редко наблюдаемые слабоудлиненные структуры характеризуются северо-восточной (до северо-западной) ориентировкой. Протерозойские структуры в большинстве случаев удлиненные и расположены косо по отношению к архейским.

В Родопском срединном массиве выделены следующие крупные горст-антиклинории: Огражден-Блахинский, Рило-Западно-Родопский, Центрально-Родопский, Восточно-Родопский и Пиринский.

В результате сильной эрозии диабаз-филлитондной формации, особенно каледонского структурного плана, развитого исключительно по периферии массива, трудно восстанавливаются. Позднеальпийский структурный план довольно сложный в отношении ориентировки структур. Ориентировка, как правило, определяется общим положением отдельных бассейнов и проявлением тангенциальных напряжений со стороны соседних им блоков. В связи с этим оси структур в палеогеновом бассейне западнее долины р. Выча имеют преобладающую ССЗ—ЮЮВ (до субмеридиональной) ориентировку, а восточнее ее — от широтного (В—З) до СВ—ЮЗ.

Основную роль в структурном оформлении Родопского срединного массива имеют разломы. Они контролировали его магматическую консолидацию и в особенности его альпийское металлогеническое развитие. Выделяются две крупные разломные зоны — Марицкая и Струмская, с главной ориентировкой в ЗСЗ—ВЮВ направлении, заложенные в раннем палеозое. Некоторые из слагающих их тектонических нарушений

разновозрастны. Отдельные разрывы этих зон являются в основном сбросами, но на некоторых участках (особенно по северному склону массива) встречаются и взбросы, а иногда и надвиги.

Субпараллельно основным разломам внутри массива развиты главным образом в позднеальпийское время и другие соподчиненные им тектонические нарушения. Намечен и целый ряд тектонических нарушений, расположенных под некоторым углом к описанным выше. Они группируются в двух пространственной ориентированных системах: меридиональной и субмеридиональной (СВ — ЮЗ).

В совокупности все тектонические нарушения обуславливают мозаичный облик массива и определяют положение и развитие отмеченных позднеальпийских наложенных депрессий. Некоторые тектонические нарушения главных разломных зон являлись на отдельных этапах своего развития и особенно в альпийское время магмопроводящими каналами и выполняли рудоконтролирующую роль, особенно в третичное время.

МИЗИЙСКАЯ ПЛИТА

Она расположена между Предкарпатским прогибом на севере и Предбалканской складчатой зоной на юге. Внешние складки Предбалканья и внутренние зоны Предкарпатского прогиба на значительном протяжении надвинуты по взбросам на прилегающие периферические участки плиты. В современном структурном плане эти дислокации являются отражением краевых разломов, отделяющих Мизийскую плиту от складчатой области Карпато-Балканской дуги и имеют сбросо-взбросовый характер.

Складчатый фундамент плиты представлен палеозойским структурным этажом, покоящимся на докембрийском кристаллическом цоколе. Складчатые палеозойские осадки представлены отложениями ордовика — верхнего карбона (вестфаль) и являются продуктами остаточной геосинклинали. На тектонической карте изображена схема современного рельефа фундамента, составленная на основании геофизических (гравиметрических и КМПВ) и буровых данных. Сечение изогипс, с учетом точности исходных данных (до 20%), выбрано 500 м. Наряду с изогипсами гипсометрическое положение поверхности фундамента показано на тектонической карте и в цветных тонах, что увеличивает четкость изображения структуры плиты.

Современная поверхность палеозойского фундамента характеризуется сложной расчлененной структурно-эрозийным рельефом, повсеместно покрытым платформенным чехлом с мощностью от 800 до более 8000 м. Поэтому схема не везде отображает точный морфологический облик отдельных структурных элементов фундамента. На этой схеме ясно вырисовываются крупные позитивные и негативные структурные элементы. Большая часть из них находит полное отражение и в платформенном чехле и только некоторые являются погребенными (Тутраканский и Беленский периклиналильные прогибы).

В платформенном комплексе выделены два структурных этажа: нижний (верхний карбон — стефанский ярус, пермь и триас) и верхний (юра, мел и кайнозой), разграниченные региональным несогласием. Структурные формы в нижнем этаже более резко выражены (углы наклона их крыльев 7—12°), в верхнем этаже они пологие (1—4°).

Нижний структурный этаж характеризует лабильный этап в развитии молодой эпигерцинской платформы. В это время происходили частые смены морского лагунным или континентальным режимами осадкона-

копления и образование значительных по своей амплитуде поднятий и прогибов, сопровождаемых формированием крупных сбросов. Последние являлись проводящими каналами для основной и кислой магмы. В конце формирования этого этажа наступила коренная перестройка структурного плана на территории всей Мизийской плиты. Поэтому верхний структурный этаж залегает с резким несогласием на сильно размытой поверхности нижнего этажа, а на отдельных участках — и прямо на фундаменте. На тектонической карте обозначены только границы участков полного размыва нижнего структурного этажа (центральная часть Северо-Болгарского сводового поднятия).

Верхний структурный этаж характеризует стабилизацию молодой платформы, особо резко проявившуюся в период отложения мальм — валанжинского карбонатного комплекса, имеющего повсеместное распространение на территории плиты. Поэтому кровля валанжина, являющаяся четкой маркирующей границей, использована в качестве репера для построения региональной структурной карты. В этом структурном этаже выделяются по региональным несогласиям несколько подэтажей: юрско — нижнемеловой, верхнемеловой — эоценовый и неогеновый. В восточной приморской части плиты средний структурный подэтаж не развит.

На тектонической карте показаны только зоны современных обнажений отдельных структурных этажей. Распространение их на территории, где они закрыты более молодыми осадками верхних этажей, подразумевается и на карте не показано, что улучшает ее читаемость.

Показ структурных этажей в сочетании со структурными построениями по фундаменту и по ряду горизонтов в структурных этажах платформенного чехла (по кровле валанжина и верхнего мела, а также по подошве плиоцена) является лучшим выражением объемной структуры плиты и надежной базой для ее тектонического районирования.

В пределах болгарской части Мизийской плиты выделяются две структуры первого порядка: Северо-Болгарское сводовое поднятие и Ломская впадина. Погружение фундамента с востока на запад изменяется от 500 м в пределах сводового поднятия до 8000 м и более в центральной части впадины.

К числу структур второго порядка, являющихся подчиненными элементами более крупных структур, большей частью расположенных вне описываемой территории, относятся: Видинско-Пленицкий вал, Корабийско-Плевенский вал, Крапецко-Кардамский вал, Варненская третичная впадина (западная часть Черноморской впадины), Нижне-Камчийский верхнеэоценовый — олигоценовый краевой прогиб, Тутраканский и Беленский погребенные периклинальные прогибы.

В формировании современного структурного плана Мизийской плиты доминирующая роль принадлежит дизъюнктивным нарушениям. Крупные разломы раскалывают фундамент плиты на отдельные сегменты, обуславливая его блоковую тектонику. Макротектоническую зональность фундамента обуславливают пять основных разломов, частично находящихся отражение и в строении платформенного чехла: Южно-Мизийский, Венелин-Толбухинский, Толбухинско-Дуловский, Шабленско-Силистренский и Сухиндолско-Свищовский. Первые два из них являются типично краевыми, отделяя центральную часть плиты от зоны ее периферических опусканий. Положение Южно-Мизийского краевого разлома устанавливается по существованию резких гравитационных ступеней и цепочки закономерно приуроченных к ним магнитных максимумов (Ветринский, Хитринский, Самуильский, Разградский, Поповский, Плевенский и Козлодуйский).

Венелин-Толбухинский разлом отделяет Северо-Болгарское сводовое поднятие от Верненской впадины и Нижне-Камчийский краевой прогиб от Провадийской синклинали. Шабленско-Силистренский разлом раз-

граничивает с юга Крапецко-Кардамский вал и последний от Тутраканского периклинального прогиба. Толбухинско-Дуловский разлом разграничивает этот же прогиб от Северо-Болгарского поднятия. Сухиндольский — Свищовский безамплитудный разлом отмечается базальтовыми магматическими телами, обнажающимися на поверхности.

АЛЬПИЙСКАЯ (БАЛКАНИДСКАЯ) СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Южные части Балканид заложены на северных частях древнего Родопского массива, который имел более широкие границы, чем современный. Центральные части этой зоны развиты на участках, которые до альпийского периода являлись областями эвгеосинклинальной седиментации, пережившими тектонические движения и внедрения интрузий каледонского и герцинского циклов. В течение альпийского тектонического цикла эти области, вместе с регенерированными частями Родопского массива, являлись ядрами альпийских позитивных структур. В большинстве случаев они играли роль интрагеоантиклиналей, отделяющихся одна от другой интрагеосинклиналями в Альпийской геосинклинальной области. На тектонической карте эти ядра показаны цветом соответствующего предальпийского структурного этажа или комплекса, на котором соответствующим знаком показана их альпийская переработка. В течение альпийского цикла были обособлены следующие зоны, отличающиеся одна от другой по своему развитию, составу пород, стилю складчатости и возрасту: Западно-Балканская, Восточно-Балканская, Предбалканская, Среднегорская, Сакар-Странджанская, Краиштинская и Кульская.

В альпийском разрезе Балканид обособливаются следующие структурные этажи: нижний, средний и верхний. Стратиграфический охват каждого из них в различных тектонических зонах неодинаковый.

Нижний структурный этаж включает осадки от нижнего триаса до нижнего мела включительно. На основании трансгрессивного, а во многих местах и несогласного соотношения между нижней юрой и триасом, этот структурный этаж подразделяется на два подэтажа: нижний (триасовый) и верхний (юрско-нижнемеловой). Только в Восточно-Балканской тектонической зоне граница между нижним и верхним подэтажом проводится между средней и верхней юрой. В большей части Среднегорья и в Сакар-Странджанской зоне верхняя часть юрско-нижнемелового структурного подэтажа не развита. В Краиштидах, по имеющимся данным, эта часть также развита слабо.

Средний структурный этаж включает в себя отложения верхнего мела — среднего эоцена и отделен от нижнего региональным угловым несогласием. Он также подразделяется на два подэтажа: нижний (верхнемеловой) и древнепалеогеновый, в который включаются отложения палеоценового, ниже- и среднеэоценового возрастов.

Верхнемеловой структурный подэтаж полнее всего развит в Среднегорской и в Восточно-Балканской тектонической зонах. В Краиштидах этот подэтаж практически отсутствует, а в остальных тектонических зонах представлен только маастрихтом.

Древнепалеогеновый структурный подэтаж характерен для Восточно-Балканской тектонической зоны, где он представлен флишевой фацией. В остальных зонах этот подэтаж имеет сравнительно ограниченное развитие, а в Среднегорье, Краиштидах и в Сакар-Странджанской области отсутствует.

В верхний структурный этаж включаются также два структурных подэтажа: нижний (верхнеэоценово-олигоценый) и верхний (неоген-четвертичный).

Нижний структурный подэтаж, представленный угленосными и молассоидными осадками, выполняет, как правило, наложенные депрессии

в Среднегорье и в Краиштидах. Только в приморской части Предбалканья этот подэтаж представлен морскими глинистыми и песчано-глинистыми отложениями. В центральной части (Тырновский район) этот подэтаж представлен верхнеэоценовыми известковыми песчаниками и песчанистыми известняками.

Неоген-четвертичный структурный подэтаж является посттектоническим. Он развит в Западной части Предбалканья, а также в Среднегорской и Восточно-Предбалканской тектонических зонах. Он включает осадки тортонского, плиоценового и четвертичного возраста.

Большинство тектонических зон до начала титона имело одинаковый тектонический режим. Это подтверждается почти одинаковым развитием триаса и юры в Западно-Балканской, Предбалканской, Среднегорской и Краишtidской зонах. В основании залегают континентальные отложения, которые выше замещаются эпиконтинентальными карбонатными и терригенно-карбонатными осадками. Только в Восточных Балканах в это время осуществляется флишевое осадконакопление. В течение титона начинается дифференциация отдельных тектонических зон, которая со временем все более нарастает, и, в конечном счете, они получают современный облик.

Западно-Балканская тектоническая зона в целом имеет антиклинорное строение. Она состоит из трех больших антиклинориев: Берковского, Свогенского и Центрально-Балканского. В их строении участвуют породы каледонского и герцинского комплексов. Структуры в каледонском комплексе Берковского антиклинория имеют юго-восточную ориентировку, а выполненная намюрскими и вестфальскими осадками Свогенская грабен-синклиналь ориентирована почти в широтном направлении, что свидетельствует о смене плана деформаций во время герцинского тектонического цикла. Альпийский комплекс антиклинориев Западно-Балканской тектонической зоны представлен главным образом нижним структурным этажом. Структуры в этом этаже имеют почти широтную ориентировку. В течение большей части альпийского тектонического цикла описываемая зона представляла собой интрагеоантиклиналь. Как альпийская структура она была оформлена в конце нижнего мела.

Восточно-Балканская тектоническая зона представляет собой наложенную главным образом на погребенную часть Восточного Предбалканья область с синклинорным строением. Это наложение наблюдается в западной части Восточного Предбалканья (Габровско-Еленский район). Зона характеризуется интенсивным осадконакоплением в течение верхнего мела, когда образовался мощный вулканогенно-осадочный комплекс, выше которого следуют флишевые образования. Флишевое осадконакопление продолжалось здесь и в течение палеогена. Складчатость, придавшая современный облик этой зоне, произошла после среднего эоцена, причем в восточной ее части тектонические движения продолжались и после верхнего эоцена. Оси пликвативных структур ориентированы в широтном направлении. Ту же ориентировку имеет и большая часть дизъюнктивных структур.

Предбалканская тектоническая зона является самой северной в Балканидской системе. Она развита на южном, сильно погруженном крае Мизийской плиты.

В течение триаса, нижней и средней юры, а также в верхнем мелу в этой зоне отлагались осадки, однотипные по своему литофациальному составу с осадками Мизийской плиты. В титон-нижнемеловое и среднеэоценовое время в восточной части Предбалканья происходило флишевое осадконакопление.

В более стабильной западной части Предбалканья в течение нижнего мела накопились мергельно-известковистые осадки. Это единственное место здесь, где осадконакопление продолжалось и в течение альба. Основная складчатость, обусловившая современный облик Предбал-

канья, произошла в конце нижнего мела, когда образовались структуры юрско-нижнемелового подэтажа. Заключительная складчатость после среднего эоцена затронула главным образом средний структурный этаж. Тектонические движения в восточных частях Предбалканья продолжались и после олигоцена. В западной его части, где происходили интенсивные поднятия, в позитивных структурах обнажаются каледонские и герцинские ядра. Восточнее Тетевенского поднятия основание альпийского структурного комплекса не обнажается. Позитивные структуры здесь брахиформные, с вергенцией к северу. Часто они располагаются кулисообразно.

Среднегорская тектоническая зона развита на регенерированных северных частях Родопского срединного массива, основание которого включено в нее как ядра позитивных альпийских структур. После континентального и эпиконтинентального осадконакопления в течение триаса и юры территория Среднегорья до начала верхнего мела оставалась сушей. В верхнемеловое время область, занимаемая Среднегорьем, была вовлечена в интенсивное прогибание, сопровождаемое разламыванием, в связи с чем здесь накопились мощные верхнемеловые осадки; в сеноне осадконакопление сопровождалось подводным андезитовым вулканизмом. В конце верхнего мела произошло окончательное структурное оформление Среднегорской тектонической зоны. Характерно то, что антиклинории в ней имеют горстовый характер, а синклинории — грабеновый.

Сакар-Странджанская тектоническая зона расположена на востоке Балканидской системы, причем большая часть ее находится на прилегающей территории Турции. На севере она отделена от Среднегорской зоны Босненскими дислокациями. Ядра антиклиналей в этой зоне, имеющие северо-запад — юго-восточную ориентировку, представлены сильно перемятыми и пронизанными интрузиями домезозойскими породами. Их мезозойский разрез сложен триасовыми и юрскими осадками, относящимися к нижнему альпийскому структурному этажу. Структурное оформление зоны произошло после титона. Параллельно со складкообразованием в сложной динамической обстановке проявился характерный для области региональный эпизональный метаморфизм триасовых и юрских отложений. Зона была подвержена некоторой переработке и после верхнего мела.

Краишtidская тектоническая зона занимает особое положение в тектонической структуре страны, располагаясь косо по отношению к Родопскому массиву. Большая ее часть находится в Восточной Сербии. Перникским разломом Краишtidская зона отделяется от Среднегорья, а граница ее с Родопским массивом проходит вдоль Полетинской дислокации. Зона Краишtid оформлена в результате распада большого и сложнопостроенного антиклинория, возникшего после титона и в конце нижнего мела. Этот распад вызван образованием разломов с юго-восточной ориентировкой. Некоторые из них позднее были превращены в надвиги.

В Краишtidской зоне выделяется несколько самостоятельных тектонических единиц: Земенская моноклираль, Пенкевский надвиг, Любашская моноклираль, Трынская антиклиналь и сложный грабен Краиште. Последний в значительной степени обуславливает современный облик Краишtidской зоны. Его оформление прошло в два главных этапа. Первый, который является общим для всей зоны, закончился в конце нижнего мела, когда образовались разломы с направлением ЗСВ — ВЮВ. В результате этого в грабеновых структурах сохранились осадки титона. В течение второго этапа, охватывающего время от верхнего эоцена до олигоцена, произошло новое разламывание, уже с направлением ЮЗ — СВ. Оно обусловило оформление сложных систем грабеновых структур, наложенных на юго-восточные части уже существо-

вавшего древнего грабена Краиштид. Некоторые из разломов в конце олигоцена служили подводными каналами для кислой магмы (риолиты и риодациты). Хотя и более слабо, тектоническая активность в Краиштидской зоне продолжалась и в неоген — четвертичное время, когда были оформлены и заполнены плиоценовыми отложениями Знепольский и Корытницкий грабены.

Кульская складчатая зона занимает самые северо-западные части нашей страны и рассматривается как южное окончание Южных Карпат. Она отделена от Белоградчикской антиклинали Предбалканья Северо-Предбалканским разломом, а с востока, как уже было сказано выше, граница ее с Мизийской плитой проходит вдоль Кульского разлома. Зона представлена узкими и удлиненными складками с меридиональной ориентировкой, оформленными в нижнем и среднем структурном этаже. Структурное оформление Кульской складчатой зоны закончено в конце верхнемелового — древнепалеогенового подэтапа.

Статья поступила
13 апреля 1966 г.

A. ATANASOV ET AL.

PRINCIPLES, METHODS OF COMPILATION, AND CONTENTS
OF THE 1 : 200 000 TECTONIC MAP OF THE PEOPLE'S
REPUBLIC OF BULGARIA

Tectonic map of the People's Republic of Bulgaria on a scale of 1 : 200000 has been compiled on the basis of geological history by means of distinguishing structural stages. Both various structures and their age as well as geological history of individual tectonic zones are shown on the map.

The territory of the country is located within the Alps-Himalayas folded belt. It is represented by three major structural features: the Rodop median mass, Mizian platform, and Alpian (Balkanid) folded system between the previous two features. They are separated from one another by the following regional faults: the Maritza fault between the median mass and folded system, and the Northern Prebalkan fault between the platform and folded system. Similar faults have caused the folded system to have internal longitudinal zonation, and they cut it into five tectonic zones (from south to north): the Kraishtid, Sakar Strandzhan, Srednegorye, Balkan, and Prebalkan. The first two zones are bounded from north and north-east by the Pernik and Bosnia faults correspondingly; the Transbalkan fault runs between the Srednegorye and Balkan zones, and the Prebalkan fault extends between the Balkan and Prebalkan zones.

Each structural unit is briefly characterized in terms of its main features and major aspects of development.

УДК 551.24(571.5)

К. А. КЛИТИН, Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

ОРОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙКАЛИД ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Рифейский этап развития земной коры в ряде районов Земли завершился процессами интенсивного структурообразования и морских регрессий или «байкальской складчатостью».

Байкальская складчатость была впервые выделена Н. С. Шатским в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы в 1932 г. Особое значение при этом Н. С. Шатский придавал серии немых обломочных пород, залегающих на метаморфическом докембрии под фаунистически охарактеризованными кембрийскими отложениями. Он писал: «...сильные орогенические движения, связанные со складкообразованием конца докембрийского времени, создали в Байкальской зоне сложный рельеф, может быть ряд скалистых островов, разрушение которых и дало обильный кластический материал, отложившийся в виде мощных терригенных осадков конца докембрия и начала кембрия» (Шатский, 1932, стр. 490—491). Этот комплекс преимущественно обломочных континентальных и мелководных отложений мы будем условно называть терригенным. Он широко распространен в складчатом обрамлении Сибирской платформы (см. таблицу и рис. 1).

Географические районы		Туроханское поднятие	Енисейский кряж	Присянье	Восточный Саян		Байкальская горная область	
					Манский прогиб	Зона Главного разлома	Запад	Восток
Платформенный чехол		Известняки, доломиты и эвапориты ленского яруса						
Орогенные образования	Свиты	платоновская	немчанская (мошаковская)	усть-тагульская	низы жержульской (лейбинская под-свита)	киченская	мотская	сидельтинская
			чивдинская (чистяковская)	оселочная	анастасьинская		ушаковская	падроканская
			лопатинская (алешинская)	карагаская	ангульская			гукитская
Геосинклинальное основание		Размыты преимущественно рифейские, частично более древние метаморфические породы						

Вопрос о возрасте терригенного комплекса, занимающего промежуточное положение между рифеем и ленским ярусом кембрия, является предметом дискуссии. Ранее он обычно включался в состав алданского яруса кембрия. В настоящее время слагающие его свиты рассматриваются как переходные между рифейскими и палеозойскими. Не исклю-

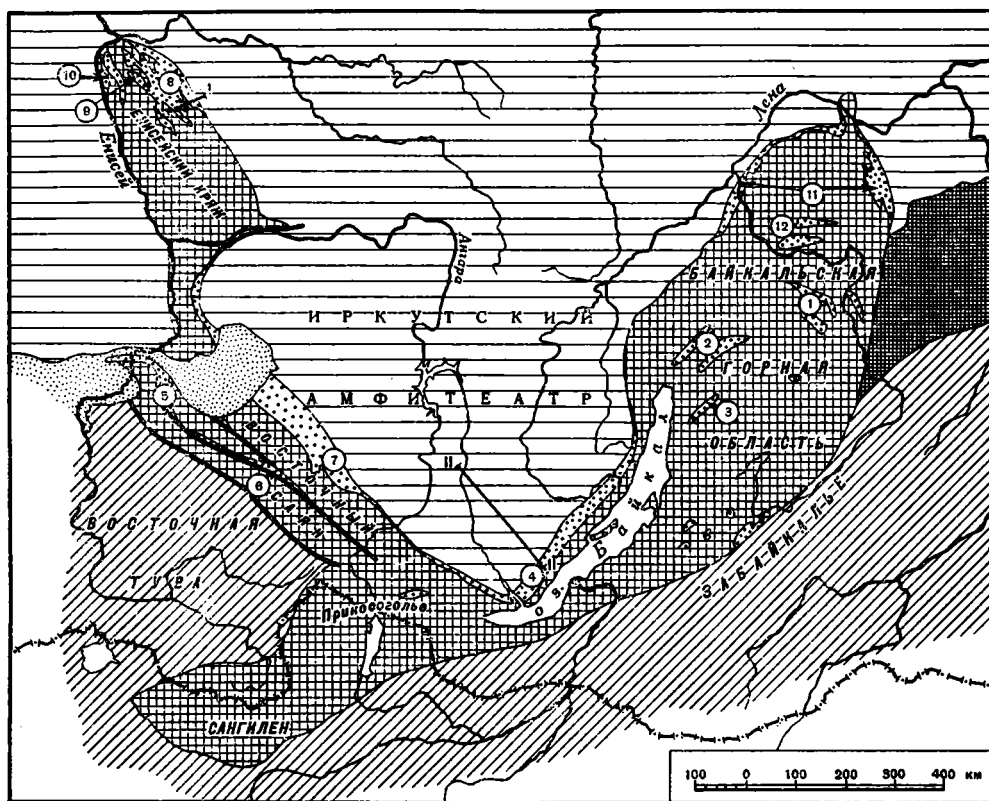


Рис. 1. Схема распространения орогенного комплекса на площади байкальских сооружений юга Сибири

1 — край Алданского щита, сложенный дорифейскими породами; 2 — байкальская складчатая область; 3 — орогенный комплекс байкалид; 4 — ранние каледониды; 5 — средне-верхнепалеозойские впадины; 6 — чехол Сибирской платформы; 7 — основные разломы; 8 — линии профилей (рис. 2 и 3); 9 — описываемые в тексте участки

чено, что стратиграфический объем терригенного комплекса несколько изменяется в разных районах¹.

Рассмотрим кратко состав, структуры и фациальные изменения терригенного комплекса в Байкальской горной области, Восточном Саяне, Присяняе, Енисейском кряже и Туруханском поднятии.

Во внутренних частях Байкальской горной области на байкальском эвгеосинклиналином основании терригенный комплекс сохранился в отдельных относительно небольших впадинах и грабенах в бассейнах рек Муи, Мамакана и Чаи.

В бассейнах рек Мамакана и Янгуды (1)² в грабенах северо-западной ориентировки непосредственно на сланцах делюн-уранской свиты рифея или на рассланцованных протерозойских гнейсах и гранитах несогласно залегает мамаканская серия кластических пород. Она начинается зеленовато-серыми конгломератами, гравелитами и песчаниками гукитской свиты, характеризующимися плохой сортировкой обломочного материала, слабой окатанностью зерен в песчаниках и неустойчивыми мощностями — от 80 до 700 м. Следующая выше падроканская свита имеет мощность 3000—4000 м и представлена фациально изменчивыми красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослой-

¹ Сопоставления по свитам для отдельных приведенных в таблице районов в стратиграфическом смысле следует рассматривать лишь как приближенные.

² В тексте и на схеме (рис. 1) цифрами обозначены рассматриваемые районы.

ками глинистых сланцев. Вверх по разрезу она сменяется сидельтинской свитой мощностью 600 м, состоящей из пестроокрашенных мергелей, доломитов и кварцевых песчаников. Породы этой свиты содержат глиптоморфозы по каменной соли и своеобразные оолитоподобные образования. Л. И. Салоп (1954) указывает, что обломочный материал поступал во впадины с расположенных поблизости поднятий. Это подтверждается анализом состава галек конгломератов.

Вверх по разрезу терригенный комплекс (мамаканская серия) совершенно постепенно сменяется выдержанными по мощности и составу однообразными серыми доломитами и известняками янгудской свиты. В отложениях этой свиты содержатся многочисленные остатки трилобитов и археоциат, на основании которых выделены ленский и амгинский ярусы кембрия. Мощность янгудской свиты 1500 м.

Близкие по строению образования терригенного комплекса описаны Л. И. Салопом (1964) в верховьях р. Чай (2), где разрез достигает мощности 4000 м. В его основании выделяются около 250 м несортированных конгломератов, содержащих валуны до 2—3 м в поперечнике.

В Уколкитском хребте (3) отмечено (Салоп, 1964) несогласное наложение терригенного комплекса на крутопадающие углистые сланцы баргузинской серии рифея. Мощность комплекса не превышает нескольких сотен метров. Переход его вверх по разрезу в фаунистически охарактеризованные ленские доломиты и известняки постепенный.

Во внутренних частях Байкальской горной области терригенный комплекс смят совместно с лежащими выше карбонатными толщами. Крупные структуры типа впадин и грабенов осложнены разломами, между которыми породы либо образуют крутые моноклинали, либо смяты в складки. Эти простые тектонические формы резко отличаются от сложных складчатых дислокаций более древних образований.

По краю Байкальской горной области (4) на юго-восточном борту Ангаро-Ленского прогиба рассматриваемые терригенные образования обнажаются в виде полосы шириной 10—30 км и длиной около 400 км. Они разделяются на ушаковскую и мотскую свиты (рис. 2). Залегающая внизу ушаковская свита сложена серо-зелеными грубозернистыми песчаниками и гравелитами с мощными (до 120 м) горизонтами и линзами конгломератов. В юго-западной части прогиба в Верхнеленской впадине отложения свиты с отчетливым несогласием залегают на миогеосинклинальном байкальском комплексе рифея или на более древних породах (Павловский, 1959). Мощность свиты достигает 800—1200 м.

Следующая выше мотская свита в нижней части сложена преимущественно серыми песчаниками и алевролитами. (Писарчик, 1955). Средняя часть ее представлена пестроцветными сланцами и доломитовыми мергелями с прослойками ангидритов. В верхах свиты преобладают доломиты. Общая мощность свиты 350—450 м. Среди сланцев в верхней части свиты обнаружены остатки трубчатых червей *Sabellidites cambriensis*, гастропод, а также *Hiolithes* и *Laminarites*. Многие геологи относят эти слои к ископаемым остатками к самым низам кембрийской системы. Выше по разрезу терригенный комплекс постепенно переходит в мощные (до 2 км) карбонатные отложения ленского яруса.

Работы Е. В. Павловского (1960) и И. К. Королюк (1962) показали, что обломочный материал при формировании ушаковской свиты поступал с юго-востока, со стороны байкальских складчатых сооружений, возникших в конце докембрия. Наиболее грубый материал присутствует в юго-восточной внутренней части Ангаро-Ленского прогиба, причем конгломераты представлены гальками всех известных в Прибайкалье пород (от архейских до верхнепротерозойских). Галек экзотических пород нет.

По направлению в глубь Иркутского амфитеатра на площади собственно Сибирской платформы, по данным глубокого бурения, происходит постепенное замещение конгломератово-гравелитовых толщ ушаков-

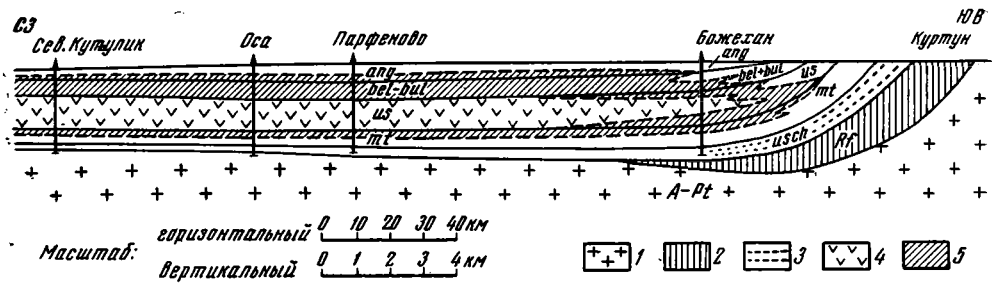


Рис. 2. Схематический профиль через юго-восточный борт Ангаро-Ленского прогиба по линии II—II (от р. Куртун до р. Сев. Кутулик). Составлен на основании буровых данных и материалов И. К. Королюк, Я. К. Писарчик и других исследователей.

1 — архейские и протерозойские кристаллические породы (A—Pt); 2 — байкальский геосинклинальный комплекс (Rf); 3 — конгломераты; 4 — соленосная толща; 5 — подсоленосная и надсоленосная толща. Переходный комплекс от рифея к кембрию: usch — ушаковская свита, mt — мотская свита; нижнекембрийские свиты: us — усольская и ее аналоги, bel+bul — бельская и булайская нерасчлененные, ang — ангарская

ской свиты песчаниково-сланцевыми, причем заметно сокращаются мощности свиты (до 200 м); терригенно-карбонатная мотская свита, вероятно, частично замещается сульфатно-галогенными образованиями (Королюк, 1962) и слагает основание мощной эвапоритовой формации, большая часть которой имеет нижнекембрийский возраст. С. М. Зама-раев (1961) предполагает замещение и части ушаковской свиты.

Терригенные толщи накапливались в очень широком (300—400 км) Ангаро-Ленском прогибе, характеризующемся, как показал Н. С. Зайцев (1954), плоским дном и крутым юго-восточным бортом. Для прогиба типично асимметричное расположение крупных осадочных комплексов и структурная асимметрия. Наибольшие мощности терригенных толщ (до 2 км) сосредоточены вдоль внутреннего юго-восточного борта Ангаро-Ленского прогиба. Здесь отложились грубые молассоподобные образования. Во внешней части прогиба, прилегающей к платформе, в это время отлагались аллохтонные толщи платформенного облика. Данные бурения показывают, что прогиб в момент накопления терригенного комплекса был значительно уже, чем в нижнем палеозое. Вдоль крутого борта отмечаются длинные и узкие складки, обычно опрокинутые в сторону платформы и нередко осложненные надвигами и сбросами. К северу дислокации выполаживаются.

На северо-западе Восточного Саяна (5) терригенный комплекс распространен в Манском прогибе (Хоментовский и др., 1960). Строение прогиба неоднородно. В нем выделяются три синклинальные грабенообразные структуры, разделенные поднятиями. Каждой синклинали свойственны несколько различные типы разрезов. В Солбинской синклинали на подстилающих рифейских и более древних образованиях согласно залегают красноцветные грубозернистые песчаники, алевролиты и доломиты ангульской свиты мощностью до 1500 м. Выше они сменяются пестроцветными глинистыми сланцами и известняками анастасьинской свиты мощностью до 500 м, а затем белыми доломитами жержульской свиты, верхняя часть которой относится уже к нижнему кембрию. В центре Манского прогиба (Жержульская синклиналь) на метаморфические докембрийские образования налегает толща граувакковых песчаников с обломками подстилающих пород. Мощность граувакк изменяется от 500 м на юго-востоке до 1500 м на северо-западе синклинали. Они согласно перекрыты пестроцветными терригенно-карбонатными флишеидными отложениями мощностью до 1000 м. На западе Манского прогиба, в Усть-Манской синклинали отмечаются большие мощности и более резкие смены фаций рассматриваемых образований. Мощность базальных конгломератов, напоминающих пролювий, местами достигает 1000 м. Иногда в породах появляется ритмичность, напоминающая флишевую.

М. А. Семихатов и В. В. Хоментовский (Хоментовский и др., 1960) установили, что снос обломочного материала в Манский прогиб происходил в основном со стороны Восточно-Саянского антиклинория и с местных поднятий. Это обстоятельство, а также специфика разрезов отдельных синклиналей и фациальное разнообразие пород свидетельствуют о значительной тектонической дифференциации во время накопления терригенного комплекса в Манском прогибе. В некоторых случаях описаны изменения фаций и мощностей в сторону поднятий, разделяющих синклинали.

На юго-восточном продолжении Манского прогиба от р. Кан до р. Ин (6) на протяжении 500 км в грабенах вдоль Главного разлома Восточного Саяна сохранились грубообломочные породы киченской свиты — аналогии терригенного комплекса Манского прогиба (Клитин, 1960). Здесь хорошо устанавливается непосредственная близость областей размыва и накопления. Киченская свита представлена валунными конгломератами, гравелитами и песчаниками, среди которых располагаются горизонты туфов и покровы основных эффузивов. Анализ состава валунов и галек показывает, что обломочный материал поступал в основном со стороны расположенного поблизости Восточно-Саянского антиклинория, испытавшего в конце рифея интенсивные воздымания.

Вдоль северо-восточного склона Восточного Саяна (7) терригенный комплекс — карагасская, оселочная и усть-тагульская свиты — распространен в Присяянском прогибе (Королюк, 1963 и др.). В основании комплекса залегают красноцветные галечные и валунные конгломераты и песчаники нижней подсвиты карагасской свиты. Распространены они локально. Верхняя подсвита, имеющая большее распространение, сложена песчаниками, алевролитами и доломитами со строматолитами. Лежащая выше оселочная свита иногда перекрывает карагасскую трансгрессивно, с конгломератами в основании. Она сложена мелководной толщей песчаников, алевролитов и сланцев, нередко карбонатных. Выше вновь со следами перерыва и базальными конгломератами лежат пестроцветные и красноцветные песчаники и аргиллиты усть-тагульской свиты. В бассейне р. Бирюсы они связаны постепенными переходами с лежащими выше светлыми доломитами ленского яруса. Мощность перечисленных свит терригенного комплекса в Присяяне достигает нескольких километров. В целом мощность возрастает с юго-востока на северо-запад. Судя по буровым данным, мощности резко сокращаются внутрь Иркутского амфитеатра; в этом же направлении происходят фациальные изменения: толщи грубозернистых пород замещаются мелкообломочными отложениями, в верхах разреза появляются эвапориты.

В Енисейском кряже на метаморфизованных рифейских образованиях разного возраста трансгрессивно залегают комплексы почти неизмененных пород тасеевской (чингасанской) серии. На севере кряжа серия располагается на крыльях крупного антиклинория, а на юге участвует в строении северного и западного бортов Канской впадины. На остальной территории серия уцелела от размыва только в небольших приазальных впадинах. В ряде мест Енисейского кряжа тасеевская серия согласно перекрывает однообразными светлыми доломитами и известняками платформенного типа. На северо-востоке кряжа и в Приангарье в них найдены трилобиты *Bulaiaspis* толбачанского горизонта, а на северо-западе кряжа — трилобиты кетеменского горизонта ленского яруса.

На северо-востоке кряжа отложения тасеевской серии особенно широко распространены в междуречье Теи — Чапы (8 — Семихатов, 1962 и др.). В этом районе тасеевская серия заполняла сложную крупную впадину, от которой к настоящему времени сохранились лишь отдельные фрагменты (рис. 3). Наиболее полные разрезы тасеевской серии наблюдаются на юге впадины, в районе пос. Тея, где по р. Тее мощность терригенных образований превышает 2000 м. Нижняя, лопатинская

свита сложена здесь континентальными красноцветными, внизу грубо-обломочными, выше представленными частым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты 500 м. В составе базальных несортированных конгломератов преобладают гальки местных пород.

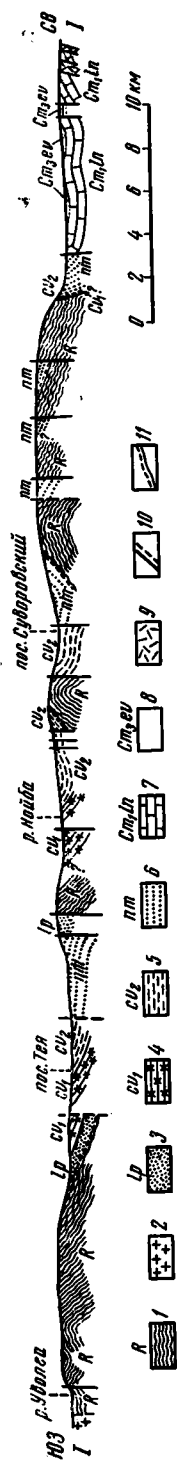


Рис. 3. Геологический разрез по р. Тее (северо-восток Енисейского кряжа).

Геосинклинальные образования: 1 — рифей, сухонитская серия (преимущественно темные филитизированные глинистые сланцы); 2 — докембрийские граниты. Ортогенные образования Байкалд. Тасеевская серия: 3 — лопатинская свита (красноцветные терригенные породы); 4 — чивидинская свита без флишевой пачки (кварцевые песчаники, алевролиты, иногда пестроцветные доломиты); 5 — флишевая пачка чивидинской свиты (полимиктовые известковистые песчаники, переслаивающиеся с пакетами из чередующихся песчаников, алевролитов и сланцев); 6 — немчанская свита. Платформенные образования: 7 — лобанская свита (доломиты и известняки); 8 — зенкинской свиты (пестроцветные породы), верхний кембрий — ордовик; 9 — траппы (пермь — триас); 10 — разломы; 11 — разломы.

На лопатинской свите согласно залегают сероцветные отложения чивидинской свиты мощностью 1000 м. Большая нижняя часть свиты сложена кварцевыми песчаниками с тонкими линзами и прослойками сланцев, в верхах пестроцветных. Выше свиту слагают карбонатные песчаники и пачка (примерно 300 м) флишевого переслаивания карбонатных песчаников, алевролитов и аргиллитов. В целом вверх по разрезу лопатинской — чивидинской свит грубообломочные фаши сменяются более мелкозернистыми, увеличивается роль кварцевого материала, возрастает карбонатность пород. К верхней, немчанской свите в районе пос. Тее предположительно отнесены светлые и розовые доломиты и известняки с прослоями красно-бурых кварцевых и полимиктовых разнородных песчаников. Мощность 600—700 м.

К северу на расстоянии 10—20 км южные красноцветы быстро сокращаются в мощности до нескольких десятков метров или полностью выклиниваются, и на рифейские образования трансгрессивно, с маломощными базальными конгломератами из материала подстилающих пород налегают более высокие горизонты разреза, чаще всего — флишевая пачка чивидинской свиты (рис. 3). В отличие от нижних красноцветов эта пачка в пределах рассматриваемой впадины наиболее широко распространена, фашиально выдержана и является маркирующей. Немчанская свита на севере представлена красноцветными песчаниками, алевролитами и гравелитами полимиктового и кварцевого состава. Мощность верхних красноцветов изменчива и достигает 1—1,5 км. В низовьях Тей-Чапы отложения тасеевской серии согласно перекрыты однообразными морскими карбонатными породами ленского яруса кембрия. Тасеевская серия на востоке кряжа образует простые моноклинали, осложненные флексурами и мелкими складками вблизи разломов (Постельников, 1965).

В центральной части кряжа (9) в верховьях р. Вороговки в составе сероцветной чивидинской свиты появляется толща темных песчаных аргиллитов с валунами и гальками местных пород, размер которых колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. Среди аргиллитов содержатся прослойки туфов и эффузивов среднего и основного состава. Толща неслоистая. Ее мощность — не менее нескольких сотен метров. Такие породы принято относить к тиллитам, но Н. С. Шатский еще в 1932 г. высказал сомнение в их ледниковом

происхождении. В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1958) считают эти валуно-галечные аргиллиты отложениями селевых потоков и подводных оползней. Возможно, что часть этих образований представляет собой продукты вулканических выбросов. Несомненно, что такие толщи отражают существование резко расчлененного рельефа во время их накопления.

На западе кряжа, во внутренней зоне байкальской геосинклинали, мощность тасеевской серии увеличивается местами до нескольких километров (10). В нижней терригенной трети разреза появляются туфогенные песчаники. Для средней и верхней частей характерно тонкое переслаивание, смешение карбонатного и мелкообломочного терригенного материала (полосчатые глинистые известняки, песчанистые карбонатные породы и карбонатные песчаники, флишеподобное переслаивание пород). Отмечаются мелкие конседиментационные смятия, часты брекчированные породы, оолитовые известняки. Все отложения мелководные. Верхние красноцветные породы восточных разрезов замещаются известняками и доломитами с прослойками глинистых пестроцветных пород. В целом, на запад, по направлению к внутренним районам байкальской складчатой зоны возрастает карбонатность верхних двух третей разреза. Тасеевская серия на западе Енисейского кряжа смята в простые, но довольно крутые складки. На северо-западе Сибирской платформы, в Игарском и Туруханском районах, также распространен описываемый комплекс (Драгунов, 1963). В Игарском районе, соответствующем более внутренней части рифейской геосинклинали, на рифейских породах несогласно залегает красноцветная свита, сложенная глинистыми алевролитами, песчаниками и конгломератами. Характерно преобладание мелкообломочных пород в низах свиты и флишеподобное чередование песчаников, алевролитов и сланцев в ее средней части. Мощность свиты — 800—850 м. Выше по разрезу согласно залегают пестроцветные песчанистые доломиты, песчаники и строматолитовые известняки сухарихинской свиты мощностью до 500 м. В залегающих еще выше известняках краснопорожской свиты найдены археоциаты и трилобиты алданского яруса (Драгунов, 1963).

На Туруханском поднятии, мощность отложений рассматриваемого комплекса заметно сокращается, а состав их становится более карбонатным. Здесь на рифейских породах с размывом, а местами с угловым несогласием залегают песчаники, сменяющиеся выше строматолитовыми доломитами, пестроцветными мергелями и глинистыми доломитами мощностью около 400 м (платоновская свита). Последние постепенно переходят выше в мощные однообразные доломиты и известняки костинской свиты, в средней части которой найдены трилобиты олекминского горизонта ленского яруса.

При рассмотрении общих структурных закономерностей распространения терригенного комплекса следует учитывать, что последующие поднятия привели к размыву этих образований на значительных территориях. Однако по сохранившимся выходам можно судить о двух типах распространения этих отложений (рис. 1).

На байкальских складчатых сооружениях терригенный комплекс залегает в отдельных впадинах. Примерами могут служить впадины в верховьях р. Чай, на севере Енисейского кряжа, Манский прогиб и т. д. В шовных зонах, например в зоне Главного разлома Восточного Саяна, в верховьях р. Вороговки на Енисейском кряже возникали длинные, узкие грабенообразные прогибы, заполнявшиеся мощными грубообломочными толщами, иногда тиллитоподобными. Ко второму типу принадлежат протяженные прогибы, развитые вдоль краев платформы и ориентированные параллельно складчатым системам байкалид — Ангаро-Ленский и Присаянский. Оба типа распространения пород терригенного комплекса по их положению в общем структурном плане складчатой

области напоминают краевые прогибы и внутренние впадины орогенных этапов герцинид, мезозойд и альпид.

Почти повсеместно как в приплатформенных прогибах, так и во внутренних впадинах байкалид терригенный комплекс с перерывом, а иногда резко несогласно залегает на рифейских и более древних геосинклинальных образованиях. Постепенными переходами он связан с перекрывающими доломитами и известняками ленского яруса.

Известны, однако, участки, где рассматриваемые образования связаны постепенными переходами и с подстилающими рифейскими толщами. Такие соотношения имеют место по северной окраине Байкало-Патомского нагорья, примерно от р. Чары на востоке до р. Киренги на западе (II). Нижняя часть разреза терригенного комплекса — жербинская свита — на этой территории постепенными переходами связана с подстилающими породами рифейской жуинской свиты. Однако детальными литологическими исследованиями Н. А. Архангельской было установлено, что отложения жуинской свиты представляют собой отчетливо выраженный регрессивный комплекс осадков, отложение которого закончилось в условиях резкого обмеления бассейна (Архангельская и др., 1960). Таким образом, воздымания перед отложением терригенного комплекса происходили и здесь.

В более внутренних частях байкальской складчатой области, в пределах Бодайбинского прогиба (12), бодайбинская подсерия, по возрасту частично сопоставляемая Т. П. Жадновой (1961) с рассматриваемым нами терригенным комплексом, также залегает согласно, без следов перерыва, на подстилающих толщах, совместно с которыми она участвует и в довольно сложной складчатости.

Как видим, приведенные выше случаи постепенного перехода относятся к районам с определенным структурным положением: непрерывные разрезы рифея — терригенного комплекса приурочены или к периферии древней платформы, или к унаследованно развивавшимся крупным прогибам.

Формационную характеристику рассматриваемых отложений для Енисейского кряжа и запада Восточного Саяна дали В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1961). Нижние грубообломочные, обычно красноцветные горизонты терригенного комплекса распространены локально; состав обломков свидетельствует о непосредственной связи их с подстилающими породами (лопатинская свита на Енисейском кряже, ангульская — в Манском прогибе, нижняя подсвита карагасской свиты в Присаянье, низы мамаканской серии в Байкальской горной области и т. д.). Характерны очень быстрые изменения мощностей пород и состава обломочного материала.

Выше по разрезу отмечается увеличение карбонатности отложений, более выдержанные фации и мощности и более широкое распространение терригенного комплекса по площади. В западных зонах байкалид в этой части разреза иногда наблюдается тонкое переслаивание зеленоватых серых терригенных и карбонатно-терригенных пород флишевого характера, а в шовных зонах — появление тиллитоподобных конгломератов (чивдинская свита Енисейского кряжа, оселочная свита Присаянья и т. д.). Во многих районах выше вновь появляется красноцветная или пестрая обломочная толща, нередко трансгрессивно залегающая на разных горизонтах подстилающих пород (верхняя красноцветная моласоподобная формация В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова). Примерами ее могут служить немчанская свита Енисейского кряжа, усть-тагульская Присаянья, лейбинская подсвита в Манском прогибе, мотская свита, сидельтинская свита. Иногда, особенно в приплатформенной зоне (Туруханское поднятие), этому стратиграфическому уровню соответствуют пестроцветные глинистые карбонатные породы.

Выше согласно, с постепенными переходами залегают светлые удивительно выдержанные по простиранию, широко распространенные изве-

стняки и доломиты ленского яруса кембрия, относящиеся уже к типичным платформенным отложениям. Судя по ограниченному развитию во впадинах базальных горизонтов терригенного комплекса и все более широкому трансгрессивному распространению залегающих выше горизонтов, можно заключить о разрастании отдельных впадин и постепенном преобразовании их в обширный морской бассейн ленского века.

Иллюстрацией такого развития является геологический разрез через впадину на северо-востоке Енисейского кряжа (см. рис. 3), из которого видно, что накопление нижних континентальных красноцветов лопатинской свиты происходило на относительно небольшом участке. В чивидинское (особенно в верхнечивидинское) время площадь осадконакопления расширилась. Седиментация осуществлялась в мелководных условиях со своеобразным режимом флишевых прогибов. Распространение немчанских красноцветов свидетельствует о дальнейшем разрастании впадины в северо-восточном направлении. Морская трансгрессия ленского века распространилась на всю территорию Енисейского кряжа; установился платформенный режим.

Впадины, находящиеся внутри байкальской складчатой области, имеют относительную простую внутреннюю структуру. Большую роль в их строении, как правило, играют разломы и связанные с ними тектонические формы: флексуры, моноклинали, узкие зоны интенсивных локальных дислокаций.

Приплатформенные Ангаро-Ленский и Присяянский прогибы во время накопления терригенного комплекса заполнялись кластическим материалом, поступавшим со стороны байкальских складчатых сооружений. Это обусловило формационную асимметрию прогибов. Работами Н. А. Архангельской, В. Н. Григорьева, И. К. Королюк, Е. В. Павловского, М. А. Семихатова, В. В. Хоментовского и других геологов показано, что наиболее грубообломочные породы располагаются вдоль бортов прогибов у границ складчатой области. Эти породы нередко рассматриваются как молассовые или молассоподобные. По направлению к платформе их нижние горизонты частично выклиниваются или замещаются песчаниково-алевролитовыми толщами небольшой мощности, а верхние — типичной эвапоритовой формацией (рис. 2).

Приплатформенные прогибы характеризуются и структурной асимметрией: их склоны, прилегающие к складчатой области, наложены на миогеосинклинальное складчатое основание и нередко имеют сложное строение, тогда как противоположные просто построенные борта располагаются непосредственно на кристаллическом основании Сибирской платформы.

В строении цоколя, подстилающего терригенный комплекс, огромную роль играют гранитоидные интрузии. На юге Сибири широко распространены граниты, прорывающие рифейские (в том числе и верхнерифейские) толщи и трансгрессивно перекрытые базальными горизонтами терригенной серии. Так, граниты баргузинского комплекса в Прибайкалье образуют плутонические тела, сливающиеся в единый ареал площадью около 100 000 км². Эти граниты занимают почти всю центральную часть Байкальской горной области. Они прорывают и метаморфизуют рифейские образования, а галька гранитов широко распространена в породах терригенного комплекса (Павловский, 1960). На Енисейском кряже (Волобуев и др., 1964) большинство гранитных интрузий древнее 800 млн. лет; более молодой возраст (около 600 млн. лет) имеет лишь Аяхтинская интрузия. Большие площади заняты верхнерифейскими гранитами в Восточном Саяне (Смирнов, Булдаков, 1962).

Вместе с тем нельзя не отметить присутствие более молодых гранитоидов, хотя они в целом имеют подчиненное значение и обычно тяготеют к разломам. К ним следует отнести гранитоиды полосы девонских субвулканических и пластовых тел, развитых вдоль Главного разлома

Восточного Саяна и на западе Енисейского кряжа, а также тела послекембрийских гранитов и сиенитов витимского комплекса во внутренних частях Байкальской горной области.

Породы терригенного комплекса обычно не метаморфизованы. Только в зонах разломов отмечено появление филлитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Характерен континентальный и мелководный облик отложений комплекса, их прерывистое распространение. Отложения отдельных свит свойственна красная или пестрая окраска, косая слоистость, волноприбойные знаки, а в верхах разреза комплекса часто отмечаются глиптоморфозы по каменной соли. Типичны быстрые изменения мощностей, большая роль (особенно в нижних частях разреза) грубообломочных фаций. Это, а также локальное развитие валунных конгломератов и несортированных тиллитоподобных образований свидетельствует о расчлененном рельефе во время осадконакопления.

Все перечисленные структурные и формационные признаки дают нам право отнести рассмотренные породы терригенного комплекса к орогенным образованиям. Наиболее своеобразной особенностью состава этих древних орогенных образований является довольно широкое развитие в них флишевых и флишеподобных пачек, подробно описанных В. Н. Григорьевым (1956) на севере Енисейского кряжа.

Характеризуя условия накопления орогенных формаций, Н. П. Херасков писал: «Общие особенности орогенных формаций можно наметить, определяя их как формации, накапливающиеся в горных областях. Такие области появляются и сохраняются лишь в результате крупных и дифференцированных тектонических движений... Главное отличие от геосинклинальных систем то, что в целом — это области воздымания земной поверхности, хотя в них имеются наряду с поднятиями значительные прогибы. ...Поднятия и прогибы орогенных систем в целом менее линейны, чем те же формы геосинклинальных систем... Характерная и, по-видимому, общая черта орогенных систем — крайняя неравномерность в распределении дислокаций по площади. Участки с почти горизонтальным залеганием слоев, которое иногда нарушено изолированными складками и разломами, чередуются в этих системах с зонами крупных деформаций, складчатых и разрывных, но при этом всегда ведущее значение имеют разломы (Херасков, 1963, стр. 38).

Эта общая характеристика полностью соответствует обстановке формирования терригенного комплекса. Отнесение его к орогенному согласуется также с положением комплекса на геосинклинальных рифейских толщах и под платформенными отложениями кембрия. Главный этап орогенного осадконакопления в более молодых складчатых областях — герцинской, мезозойской, альпийской — в огромном большинстве случаев также приурочен к заключительным периодам развития геосинклиналей соответствующего возраста.

Смена накопления фациально различных терригенных толщ однообразными карбонатными породами ленского яруса, развитыми на обширных территориях, свидетельствует об окончательном переходе к платформенному состоянию. В дальнейшем отложение толщ геосинклинального облика в пределах байкал Сибирю не возобновлялось.

Возраст складчатости рассматриваемого в статье обрамления Сибирской платформы, как и возраст заключительного складкообразования более молодых эпох вообще, мы определяем по началу орогенного осадконакопления¹. Именно с этим временем связано скачкообразное изменение общего структурного плана, сопровождавшееся сменой геосинклинальной седиментации орогенной. Этому же историческому рубежу соответствует перерыв между геосинклинальными и орогенными образованиями, прослеженный почти повсеместно.

¹ Подробнее об этом см. Н. С. Шатского (1951), раздел 3), Н. П. Хераскова (1963) и А. А. Моссаковского (1965).

Внедрение крупных интрузий гранитоидов и метаморфизм подстилающих рифейских образований произошли в основном до накопления орогенного комплекса, в конце рифея (Павловский, 1960; Салоп, 1960, 2; Смирнов, Булдаков, 1962; Волобуев и др., 1964).

Возраст орогенного комплекса определяется положением между фаунистически охарактеризованными толщами кембрия и несомненным рифеем. Его верхняя граница в целом достаточно определена. Она проводится по подошве известняков, содержащих многочисленную фауну ленского яруса. Эти находки, сделанные преимущественно за последние 10—15 лет, значительно изменили представления как о стратиграфии древних осадочных толщ Восточной Сибири, так и о времени проявления складчатости. Хорошее изложение истории вопроса дано в статье А. А. Предтеченского (1960).

В настоящее время отнесение орогенных толщ к самым низам кембрия или к верхнему докембрию является частью общей дискуссии о нижней границе кембрия. Большинство геологов высказываются за проведение нижней границы кембрия по массовому появлению ископаемой скелетной фауны (см., например, Миссаржевский, Розанов, 1963; Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия, 1965; Жарков, Хоментовский, 1965). Однако и в настоящее время этот вопрос еще не решен. Определения возраста показывают, что большая часть орогенного комплекса является докембрийской. Для низов мотской свиты определен возраст около 600 млн. лет (Салоп, 1964). М. И. Волобуев и др. (1964) приближенно оценивают возраст подошвы тейской орогенной серии Енисейского кряжа в пределах 800—850 млн. лет. На территории кряжа к этому времени завершилось формирование посольненско-ангарского гранитоидного комплекса.

Нижняя граница орогенных образований по возрасту может колебаться в широких пределах. Это хорошо видно на примере их распространения в Ангаро-Ленском прогибе. Так, если в наиболее опущенной юго-западной части прогиба орогенный комплекс начинается с ушаковской свиты, то в его северо-восточной части, вдоль окраин Патомского нагорья к орогенным образованиям можно отнести только жербинскую свиту глауконитовых песчаников и конгломератов мощностью около 250—500 м. Жербинская свита по возрасту (512, 550 и 590 млн. лет) соответствует мотской свите, а с ушаковской свитой здесь, вероятно, следует сопоставлять самые верхи разреза рифея патомской серии, сложенные водорослевыми известняками.

Относительно тектонической природы отложений, выделенных нами как орогенные, существуют разные точки зрения, хотя для Восточной Сибири в целом эти образования до сих пор рассматривались лишь бегло. Так, Н. С. Зайцев (1964) толщи терригенного комплекса, описанные по периферии Сибирской платформы, относит к платформенному чехлу. Той же точки зрения для одновозрастных отложений Енисейского кряжа придерживается Г. И. Кириченко (1958 и др.).

В литературе встречаются также высказывания, частично или полностью подтверждающие нашу точку зрения. Известно, что к заключению о складчатости и крупных поднятиях, происшедших в конце докембрия на месте геосинклинальных прогибов к югу от Сибирской платформы, давно пришел В. А. Обручев. Он писал, что «орогенические движения конца эозоя создали в этих геосинклиналях складчатые системы горных хребтов Эосаяна, Эобайкальского и Эокентея...» (1927, стр. 318).

Н. С. Шатский, выделивший байкальские складчатые области на юге Сибири, появление рассматриваемых терригенных толщ, связывал с сильными орогеническими движениями конца докембрия, т. е. относил их к орогенным образованиям, завершающим рифейское геосинклинальное развитие. К этому же выводу приходит А. А. Предтеченский (1960), отметивший появление в самом конце докембрия горных сооружений к

югу и западу от древней Сибирской платформы. Эти сооружения служили источниками сноса обломочного материала, как это особенно наглядно показано (Предтеченский, 1960, рис. 2) на палеогеографической схеме мотского времени. Сходные выводы для отдельных участков байкальских складчатых сооружений Восточной Сибири сделаны и другими исследователями. Н. П. Херасков (1963) указал, что на Енисейском кряже флишевые толщи чивидинской свиты, латерально переходящие в валунные конгломераты, относятся к орогенному ярусу байкалид. Аналогичные взгляды на природу тасеевской серии Енисейского кряжа в последнее время высказал Е. А. Долгинов (1964).

Многие геологи, отмечая важную роль структурных перестроек на границе кембрия и докембрия, в качестве орогенных образований байкалид или ранних каледонид рассматривают верхнекембрийские — ордовикские отложения. Так, М. А. Семихатов (1962) отмечает, что на границе рифея и кембрия к западу от Сибирской платформы произошли общие воздымания, образование крупных сводовых поднятий и внедрение гранитных интрузий. Однако для внутренних частей байкальской зоны на западе орогенным ярусом байкалид В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1961) считают верхнекембрийские — ордовикские пестроцветы звенкинской свиты. Ленские карбонатные отложения платформенного типа эти исследователи относят к геосинклинальным.

К интересным выводам о развитии Байкальской горной области в позднем докембрии и раннем палеозое пришел Л. И. Салоп (1960₁₋₂). Он подчеркнул широкое проявление на этой территории тектонических движений в конце докембрия и выделил в составе терригенного комплекса отложения межгорных впадин, передового прогиба и остаточной геосинклинали. Но к орогенным толщам, связанным с байкальской складчатостью, Л. И. Салоп отнес также верхнекембрийские красноцветные породы верхоленской свиты, широко развитые в Ангаро-Ленском прогибе (Салоп, 1960₁).

О проявлении байкальской складчатости в Прибайкалье пишет и Е. В. Павловский. Он указывает, что «в термин „байкальская складчатость” необходимо ввести ясное ограничение ее верхнего возрастного предела... Это ограничение, вполне обоснованное, выражается в том, что байкальская складчатость в региональном аспекте имела место до эпохи нижнего кембрия» (Павловский, 1960, стр. 83). Придавая большое значение более поздним движениям, Е. В. Павловский не считает байкальскую складчатость завершающей геосинклинальное развитие и всю территорию Прибайкалья относит к области ранних каледонид. Точки зрения о допалеозойском возрасте байкальской («позднедокембрийской») складчатости по периферии Сибирской платформы придерживается также Н. С. Зайцев (1964).

Существование противоречивых мнений о тектонической природе терригенного комплекса (платформенный, геосинклинальный, орогенный) и возрасте байкальской складчатости Восточной Сибири (верхний докембрий, поздний кембрий,) по-видимому, объясняется не только недостаточной изученностью этой территории. Следует учитывать большое своеобразие формирования складчатого обрамления Сибирской платформы в позднем докембрии — раннем палеозое. Наиболее ярко это своеобразие подчеркнуто в работах Е. В. Павловского (1948, 1956), касающихся восточной части рассматриваемой территории — Саяно-Байкальской горной области. Этот исследователь показал унаследованное развитие и тесную преемственность между нижнепротерозойским, верхнепротерозойским (рифейским) и нижнепалеозойским этапами тектонического формирования всего Саяно-Байкальского региона.

В настоящее время уже ясно, что для выявления основных черт геологической истории как складчатого обрамления Сибирской платформы, так и областей разновозрастных складчатостей вообще, определение

одного только возраста заключительного складкообразования далеко недостаточно. Все более ощущается необходимость в получении общих качественных характеристик самих этапов геологической истории.

Рассмотрим теперь вопрос об отличиях орогенного комплекса байкалид от одновозрастных толщ ранних каледонид Сибири (рис. 4). Как уже

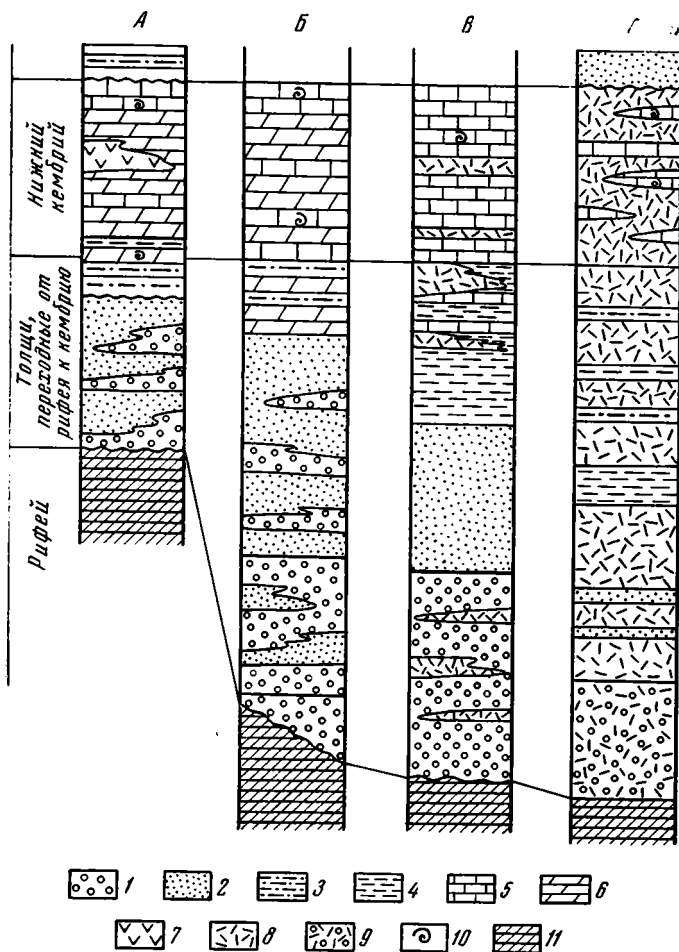


Рис. 4. Сопоставление стратиграфических разрезов нижнего кембрия и толщ, переходных от рифея к кембрию, в пределах Байкальской горной области.

А — Прибайкалье; Б — р. Правый Мамакан; В — верховья р. Витима и р. Турки, Г — междуречье Холой — Заза. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — сланцы и аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — галогенные отложения; 8 — вулканогенные образования; 9 — туфоконгломераты; 10 — фаунистические остатки; 11 — рифейские образования

говорилось, в верховьях рек Мамакана и Чаи орогенный комплекс, трансгрессивно залегающий на байкальском складчатом основании, сложен метаморфизованными грубообломочными толщами и лишен вулканогенных образований. Примерно в 200 км южнее, в бассейнах Верхнего Витима и Турки в зоне, переходной от байкалид к ранним каледонидам, среди гигантских гранитных интрузий, часть из которых имеет каледонский возраст, прослеживаются участки, сложенные терригенными образованиями, трансгрессивно залегающими на рифейских. Как показали Е. В. Павловский, В. Г. Беличенко (1958) и другие геологи, разрез здесь начинается аркозовыми и кварцевыми песчаниками бурундинской свиты

(рис. 4, В), переходящими выше в сланцы и песчаники. Мощность свиты 1000—1300 м. Среди осадочных пород встречены редкие горизонты кислых эффузивов и туфов. В лежащей выше химгильдинской свите мощностью 2000 м, представленной песчаниками и ленточными сланцами, присутствуют порфиры, альбитофиры и порфириты. Выше согласно предполагаются светлосерые известняки олдынской свиты, сменяемые порфиритами, а затем кремнисто-карбонатными сланцами, туфосланцами и известняками с фауной ленского яруса. Видимая мощность свиты 2000 м.

Южнее, в междуречье Холой—Заза в пределах внутренней зоны ранних каледонид Забайкалья (рис. 4, Г), толщи, одновозрастные описанному терригенному комплексу, представлены типичными эвгеосинклинальными образованиями, причем главную роль в разрезе играют вулканические породы, среди которых заключены осадочные. Толщи претерпели интенсивную складчатость, метаморфизм и пронизаны интрузиями гранитоидов. Разрез начинается конгломератами татауровской свиты мощностью 500—1000 м; цементом конгломератов нередко служат альбитизированные порфиры или туфолавы. Залегающая выше ульдзутуйская свита мощностью в несколько тысяч метров сложена преимущественно кислыми и средними эффузивами, среди которых отмечаются горизонты терригенных пород и крупные линзы рифовых известняков с остатками археоциат ленского яруса.

Таким образом, относительно близко от края байкальских складчатых сооружений одновозрастные толщи в ранних каледонидах резко отличаются по своему строению. Эти толщи, накопившиеся в геосинклинальных прогибах, представлены вулканогенными и морскими образованиями.

Во внутренних зонах типичных ранних каледонид Тувы, Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины толщи, подстилающие кембрий, и нижнекембрийские образования сложены мощными вулканогенными кремнисто-сланцевыми и карбонатными сериями. Между собой они связаны постепенными переходами. В центральной Туве, например, Н. С. Зайцев (1960) выделил нижнюю эжимскую свиту, представленную глинистыми и кремнистыми сланцами, разнообразными эффузивами и конгломератами (мощность 3000 м). Это, согласно Н. С. Зайцеву, образования алданского яруса. Выше располагается узунсайская свита — граувакки, алевролиты, глинистые сланцы с мощными горизонтами порфиров и кератофилов и линзами рифогенных известняков с фауной ленского яруса. Мощность свиты около 3500 м. Разрез кембрия завершается баянкольской свитой (мощностью до 3000 м), в строении которой участвуют граувакковые песчаники, алевролиты, конгломераты и туфы. Близкий разрез кембрия характерен также для хребта Восточного Танну-Ола и для Кузнецкого Алатау.

В северо-западной части Восточного Саяна, в Сисимском синклинии, нижний кембрий сложен мощной (до 2000—3000 м) эффузивной серией андезитов, порфиритов, спилитов и туфобрекчий с прослоями кремнистых сланцев и линзами археоциатовых известняков. Только на некоторых поднятиях, например, по данным А. А. Моссаковского (1963) на Батеневском кряже весь разрез кембрия и согласно подстилающие его докембрийские образования представлены карбонатными породами.

Проведенный выше сравнительный анализ орогенного комплекса байкалид и соседних одновозрастных толщ в ранних каледонидах показывает их коренные различия. Для ранних каледонид в верхнем рифее — нижнем кембрии типичны мощные вулканогенные толщи, тесно ассоциирующие с кремнисто-сланцевыми граувакковыми и рифовыми породами. Переход в подстилающие рифейские образования постепенный. Породы заметно метаморфизованы, распространены крупные тела гранитоидов, рвущие кембрийские отложения. Тектонические структуры раннепалеозойских образований в зоне каледонской складчатости значительно более сложны.

При установлении границ байкальской складчатости на юге Сибири необходимо использовать характер латеральных изменений орогенного комплекса байкалид. При переходе из области байкальской складчатости в область ранних каледонид происходит быстрая смена формационных особенностей орогенного комплекса. В разрезах появляются мощные вулканогенные толщи, прорванные крупными гранитоидными интрузиями. По этим признакам проведена граница между байкалидами и каледонидами в Забайкалье, которая протягивается от устья р. Селенги к северо-востоку, вдоль рек Заза, Амалат и Ципа, к западному краю Алданского щита (рис. 1). Хотя эта граница на некоторых участках условна, она разделяет области с принципиально различным строением и развитием.

Большие трудности возникли при определении границы байкалид и ранних каледонид в Восточном Саяне, но на отдельных отрезках она достаточно четкая. Например, в северо-западной части Восточного Саяна на расстоянии 300 км эта граница протягивается вдоль прямолинейного Додот-Кизирского разлома. В Туве граница байкальской складчатой зоны Восточного Саяна, расчлененной разломами на ряд глыб, образует с салаиридами сложные контуры, обусловленные конфигурацией этих глыб. По этой границе обычно происходят заметные изменения в составе орогенного комплекса, а далее к югу — полное замещение его геосинклинальными каледонскими образованиями.

В переходных зонах прослеживаются структуры, которые трудно определено отнести к байкальской или каледонской складчатости. Например, в юго-восточной части Восточного Саяна между Окинской глыбой и Одурум-Шутхулайским поднятием располагается Сархойский синклиниорий, в пределах которого орогенный комплекс (сархойская свита), хотя и залегает несогласно на рифейских образованиях, содержит в своем составе, помимо косслоистых бурых песчаников и конгломератов, мощные горизонты кварцевых порфиров, кератофиров, порфиритов и туфов. Этот синклиниорий относится условно к структурам ранних каледонид, хотя в его строении обнаруживаются несомненные черты заключительного этапа байкальского развития. Граница между байкальскими складчатостями зонами и Сибирской дорифейской платформой также довольно условна. Как было показано выше (рис. 2), орогенный комплекс по направлению к платформе постепенно выклинивается или замещается платформенными отложениями. При проведении этих границ необходимо учитывать не только формационный состав пород, но и их мощности, а также структурные особенности сочленения с платформой. В частности, на западе Байкальская горная область на протяжении 700 км ограничена разломами, протягивающимися от южной оконечности Байкала через верховье р. Лены к р. Витиму. Такие же достаточно резкие границы байкалиды имеют и с Алданским щитом в районе оз. Ничатка, рек Сень и Чара.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. На байкальских складчатых сооружениях по периферии Сибирской платформы широко распространены орогенные образования байкалид. Эта территория на юге и западе Восточной Сибири в позднем докембрии — раннем палеозое характеризовалась общими чертами геологической истории.

2. Орогенный комплекс байкалид по особенностям распространения и состава имеет много общего с орогенными комплексами заключительных этапов развития более молодых геосинклинальных систем.

3. Нижняя граница орогенных образований четкая. Почти повсеместно она фиксируется перерывом в осадконакоплении и резкой сменой состава пород. Вверх по разрезу орогенные образования, как правило, связаны с платформенными отложениями чехла постепенными переходами.

4. Возраст байкальской складчатости Восточной Сибири — докемб-

рийский (если устанавливать его по началу появления орогенных формаций).

5. Для значительных территорий складчатых сооружений периферии Сибирской платформы байкальская складчатость была заключительной, хотя платформенный чехол на байкалидах имеет много своеобразных черт, отличающих его от чехла платформ с более древним фундаментом.

Литература

- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 33, Изд-во АН СССР, 1960.
- Волобуев М. И., Зыкова С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». Изд-во «Недра», 1964.
- Бессоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. 25—30 октября 1965 г. (тезисы докладов). Новосибирск, 1965.
- Григорьев В. Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 31, вып. 4, 1956.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых тиллитов северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1958.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1961.
- Долгинов Е. А. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского кряжа. Сб. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во Моск. ун-та, 1964.
- Драгунов В. И. Туруханский и Игарский районы. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий», Госгеолтехиздат, 1963.
- Жаднова Т. П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, Госгеолтехиздат, 1961.
- Жарков М. А., Хоментовский В. В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленосностью. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 1, 1965.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
- Зайцев Н. С. Кембрий Тувы. Геология и геофизика, № 7, 1960.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Замараев С. М. О свитах алданского яруса отложений нижнего кембрия южной части Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 2, 1961.
- Кириченко Г. И. Взаимоотношение синийских и кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. В кн. «Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири», 1956. Докембрий. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кириченко Г. И. Енисейский кряж. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий», Госгеолтехиздат, 1963.
- Клитин К. А. О положении и возрасте некоторых толщ в зоне Главного разлома Восточного Саяна. Докл. АН СССР, т. 132, № 3, 1960.
- Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.
- Королюк И. К. Присяняе. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». Госгеолтехиздат, 1963.
- Миссаржевский В. В., Розанов А. Ю. К вопросу о нижней границе кембрия. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1963.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. Геотектоника, № 2, 1965.
- Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. ГИЗ, М., 1927.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., вып. 99, Изд-во АН СССР, 1948.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1959.

- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I, Изд-во АН СССР, 1958.
- Писарчик Я. К. Новые данные по стратиграфии и литологии нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1, 1965.
- Постельников Е. С. О морфологии дислокаций тасеевской серии в северо-восточной части Енисейского кряжа. Геотектоника, № 4, 1965.
- Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири. Геология и геофизика, № 5, 1960.
- Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. Всес. н.-н. геол. ин-та, т. I, Госгеолтехиздат, 1954.
- Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР и докембрия. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. I. Изд-во «Недра», 1964.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов А. Д., Недумов И. В., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. Изд-во АН СССР, 1963.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. геол. ин-та, вып. 91. Изд-во АН СССР, 1963.
- Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1959.
- Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. В кн. «Региональная стратиграфия», т. 4, Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X, вып. 3—4, 1932.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1951.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. Изд-во АН СССР, 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
27 ноября 1965 г.

K. A. KLYTIN, E. S. POSTELNIKOV

OROGENIC FORMATIONS OF THE EASTERN SIBERIAN BAIKALIDES

The structure and history are given of the formation of the orogenic structural stage of baikalides framing the Siberian platform on the west and on the south. It contains the deposits which are intermediate between Cambrian and Riphean. The above situated carbonate rocks of the Lenian stage belong to the platform formations. The orogenic complex transgressively occurs on the Riphean and other deposits. As to its composition, red and gray clastic rocks prevail. A local detrital material is widespread as results of the destruction of the neighbouring uplifts. Two types of orogenic structures are distinguished: linear pre-platform troughs somewhat resembling the marginal troughs, and inner basins similar to intermontane basins of the more recent orogenic stages. The difference between the orogenic stage of baikalides and coeval series of caledonides of the Altai-Sayan folded region are described based on concrete examples. The Precambrian age of the baikalides of Eastern Siberia is established according to the beginning of the orogene sedimentation.

Geological Institute of the USSR Academy
of Sciences

УДК 551.211 (571.66)

Э. Н. ЭРЛИХ**НОВЫЕ ДАННЫЕ
О ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ КАМЧАТКИ
И ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА**

Исследование взаимосвязи тектоники и вулканизма — одна из ключевых проблем сегодняшней геологии. Особенно важно изучение этих явлений на примерах современных вулканических областей, где оба ведущих процесса активно протекают поныне. Наиболее наглядный пример подобной взаимосвязи — формирование структур под непосредственным воздействием вулканических сил, так называемых вулкано-тектонических структур, одним из наиболее ярких выражений которых являются изометрические кольцевые в плане депрессии, образующиеся в связи с деятельностью крупных вулканических центров. На каких стадиях развития вулканизма и в каких условиях они возникают? В чем специфика вулканизма в их пределах? Некоторые данные по этому вопросу могут быть получены при изучении взаимосвязи процессов вулканизма и структуры цоколя, на который аккумулятивно насажены средне-верхнечетвертичные вулканы Камчатки.

Основанием, на котором располагается большая часть вулканов Камчатки, является вулканогенное аккумулятивное плато. Естественно, что изучение вулкано-структур немислимо без изучения структуры цоколя вулканических сооружений. Сделано же в этом отношении еще очень мало. Во-первых, региональные геологические работы, как правило, не учитывают специфику анализа вулкано-структур, прямо выраженных в рельефе. Методы морфоструктурного анализа и дешифрирование аэрофотоснимков применяются слабо, картируются лишь площади развития того или иного вулканогенного комплекса, в то время как тектонические нарушения, даже очень значительной амплитуды, остаются невыявленными. С другой стороны, объектом специализированных вулканологических исследований, как правило, являются единичные вулканические аппараты. Взаимоотношение смежных вулканов и структура цоколя, на котором располагается рассматриваемый вулкан, обычно совершенно не рассматриваются. Первая же попытка анализа такого рода, предпринятая А. Е. Святловским (1960), дала значительные результаты, приведя к открытию многих крупных структур. Однако работа А. Е. Святловского носила очень общий характер. Структура значительной части вулканических поясов осталась совершенно не расшифрована слабо.

Настоящая статья представляет собой попытку в какой-то мере восполнить существующий пробел. Материалом для работы послужил анализ гипсометрического положения кровли вулканогенных плато, детальное дешифрирование аэрофотоснимков и частично личные полевые исследования автора. В частности, непосредственные полевые наблюдения были проведены автором в районе вулкана Ичинского и в пределах Ключевской вулканической группы (совместно с В. А. Ермаковым).

Материалы дешифрирования по Карымскому району подтверждены полевыми исследованиями Б. В. Иванова, получившего независимо аналогичные результаты.

В результате проведенной работы удалось установить ряд неизвестных до настоящего времени кольцевых структур, часть из которых относится к нормальному типу, а часть представляет собой новый для Камчатки тип вулкана-тектонических структур — крупные депрессии овальной или кольцевой формы с диаметром 20—60 км и амплитудой опускания в первые сотни метров, в пределах которых располагаются значительные группы вулканических аппаратов.

В статье рассматриваются вулканотектонические структуры трех районов: центральной части грабен-синклинали Восточной Камчатки, южной части Ключевской группы вулканов и района Ичинского вулкана в вулканической зоне Срединного хребта (рис. 1).

Центральная часть грабен-синклинали Восточной Камчатки, от нижнего течения реки Жупановой на юге до Кроноцкой сопки на севере, — один из наименее исследованных с точки зрения структуры районов вулканических поясов Камчатки. А. Н. Заварицкий на своей схеме распределения вулканов и глубинных разломов отметил общую приуроченность большей части располагающихся здесь вулканических сооружений (от вулкана Жупановские Востряки на юге до Гамченской группы вулканов на севере) к единой тектонической линии северо-восточного направления (Заварицкий, 1937, 1955).

Однако уже последующие работы В. И. Влодавца (1947, 1958) показали, что говорить о единой зоне северо-восточного простирания, контролирующей все вулканические сооружения этого района, нет оснований — реальная картина много сложнее.

Отмечалось, что это район широкого развития кальдер. В частности, были описаны кальдеры Карымского озера, Карымского вулкана, Малого и Большого Семячика, вулкана Крашенинникова (Влодавец, Пийп, 1957, Святловский, 1959).

При рассмотрении морфологии поверхности лавового плато этого района обращает на себя внимание тот факт, что здесь наблюдается несколько крупных по размеру пологих возвышенностей, от вершинной части которых идет периклинальное растекание образующих плато ла-

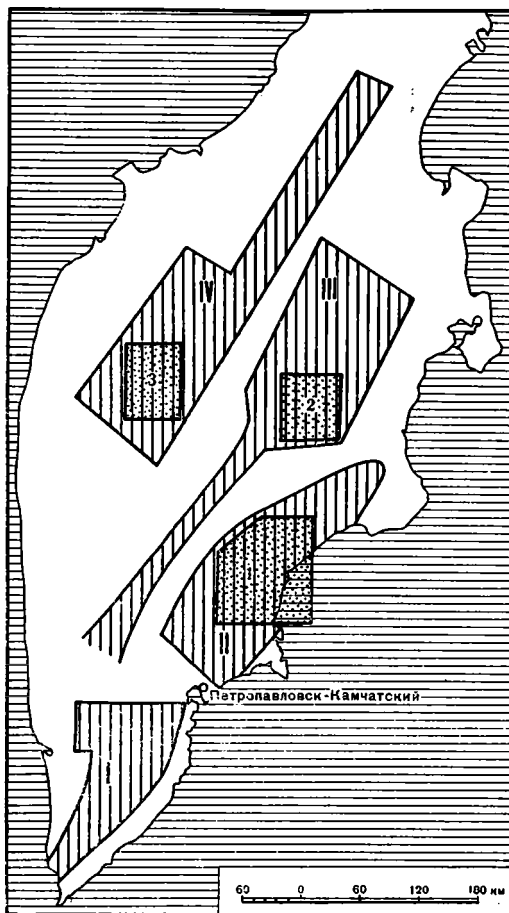


Рис. 1. Схема положения описанных районов в пределах вулканических поясов Камчатки.

I — грабен-синклиналь южной Камчатки; II — грабен-синклиналь Восточной Камчатки; III — Центральная Камчатская депрессия; IV — вулканическая зона Срединного хребта; 1 — район, изображенный на рис. 2; 2 — район, изображенный на рис. 4; 3 — район, изображенный на рис. 6

вовых покровов. В центральной части этих возвышенностей располагаются крупные депрессии кольцевой формы, ограниченные серией разломов значительной амплитуды. На поверхности таких возвышенностей и главным образом в пределах такого рода депрессий расположена большая часть известных в этом районе вулканических сооружений (рис. 2).

Крупнейший лавовый щит такого рода расположен на междуречье нижнего течения Жупановой и Нового Семячика. Он имеет овальную форму. Поперечники равны 50×60 км, причем больший диаметр отвечает северо-восточному направлению, согласному с общим простиранием грабен-синклинали Восточной Камчатки.

Максимальные абсолютные отметки в центральной части возвышенности составляют 1000 м, абсолютные отметки подножия 100 м. Структура разбита сложной системой разломов, сочетающих элементы дуговой и линейной тектоники.

Прежде всего следует отметить периферическую систему разломов, идущих по обрамлению возвышенности и охватывающих ее по всему периметру, исключая лишь восточный его борт. Таковы разломы, следующие по правобережью нижнего течения р. Жупановой, к северу и к северо-западу от вулкана Жупановские Востряки, серия разломов вдоль верхнего течения р. Правой Жупановой и вдоль р. Новый Семячик. К этой же системе принадлежат разломы, ограничивающие секторный блок плато к востоку от вулкана Жупановские Востряки. Все эти разломы имеют дуговую форму. Амплитуда опускания по ним колеблется от 500 м (разломы по правобережью р. Жупановой, разломы, ограничивающие секторный блок к востоку от вулкана Жупановские Востряки) до 40—50 м (разломы вдоль долины р. р. Новый Семячик и Правая Жупанова). Характерно, что за редчайшими исключениями, опущенным всегда является крыло, расположенное ближе к центральной части возвышенности.

В вершинной части возвышенности, несколько смещаясь к северу, располагается сложная по структуре депрессия. Она состоит из двух ступеней, разделенных системой линейно-дуговых разломов. Южным ограничением депрессии является разлом, представляющий собой дугу, обращенную выпуклостью на юг, который обрывает северную половину крупной вулканической постройки, аккумулятивно насаженной на вершинную часть возвышенности. Элементами этой постройки являются выделяемые В. И. Влодавцем вулкан Крайний и расположенная к северу от него гора Плоская. Амплитуда смещения по разлому составляет 150—250 м.

К северу от основного дугового уступа разлома ограничения депрессии маскируются рядом наложенных сбросов. К ним относятся несколько сбросов северо-западного простирания в восточной части структуры. Один из них выражен тектоническим уступом, идущим по левому берегу р. Карымской. Несколько других расположены к югу от долины этой реки в нижнем ее течении. Ступенчатые сбросы ограничивают здесь грабен, протяженностью 6—8 км. Грабен разрывает кольцо разломов, ограничивающих депрессию, и на этом участке дно его прямо сливается с дном этой структуры в промежутке между р. Карымской и Карымским озером. Севернее разлом, ограничивающий депрессию, широкой дугой охватывает с востока вулкан Малый Семячик, образуя тектонический уступ так называемого вулкана Стена, по В. И. Влодавцу. На западе разлом на значительном протяжении перекрыт лавами более молодых вулканов (вулкан Двор, вулканическая постройка кальдеры Карымского вулкана) и хорошо прослеживается лишь на север от вулкана Двор, где он выражен четким меридиональным тектоническим уступом. На севере депрессию замыкает уже описанный разлом, идущий по долине р. Новый Семячик. Дополнительным штрихом в этой сложной кар-

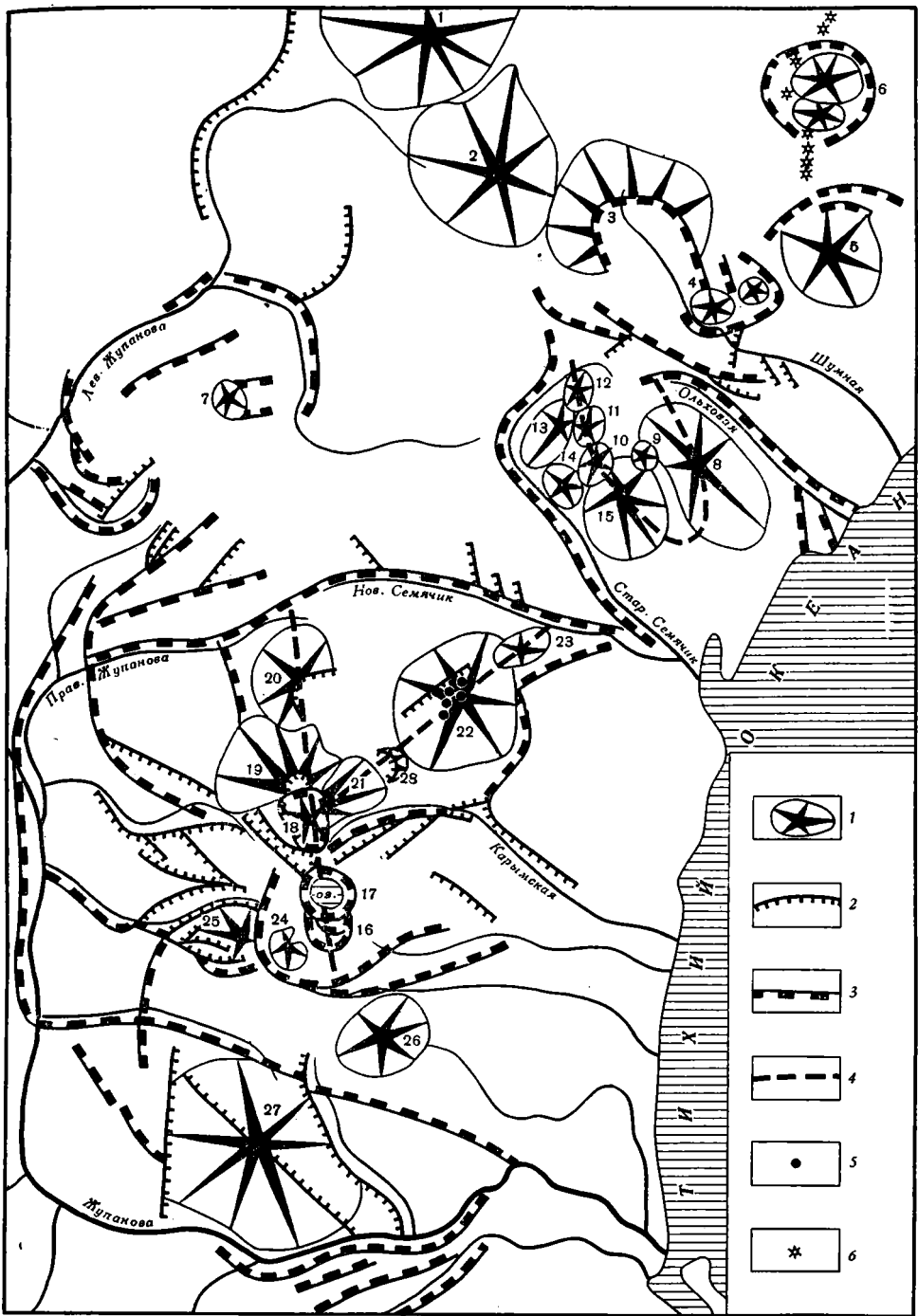


Рис. 2. Кольцевые структуры и вулканы Карымско-Семячинского района

1 — вулканы; 2 — разломы; 3 — сбросы, ограничивающие вулканотектонические депрессии; 4 — предполагаемые разломы фундамента, контролирующие вулканические группы; 5 — кратеры; 6 — шлаковые конусы; 1—28 — вулканы: 1 — Унана, 2 — Тауншиц, 3 — Узон, 4 — группа экзструзий р. Гейзерной, 5 — Кихпишнич, 6 — Крашенинникова, 7 — Сопочка на долу, 8—15 — группа Большого Семячика, 16 — Академии наук, 17 — кальдера Карымского озера, 18 — Карымский, 19 — Двор, 20 — Соболинный, 21 — докальдерная постройка вулкана Карымского, 22 — Малый Семячик, 23 — Березовый, 24 — Белянкина, 25 — Большой Разваленный, 26 — Пирог, 27 — Жупановские Востряки, 28 — Ступенчатый бастион

тине является серия оседаний, дугообразно охватывающих вулкан Большой Разваленный.

В пределах депрессии расположено несколько вулканов, большая часть которых образует четкий ряд меридионального простирания. Таковы (с севера на юг) вулканы Двор, Карымский, кальдера Карымского вулкана, кальдера Карымского озера, вулкан Академии наук. В какой-то мере сюда же примыкает и вулкан Белякина. Ряд этот параллелен разлому западного ограничения депрессии и, как уже говорилось, частично перекрывает их. По всей видимости, эта линейно-вытянутая цепочка вулканов трассирует перекрытую зону разлома. Подтверждением этого является то, что на отдельных участках между вулканами данного ряда имеются небольшие по протяженности и амплитуде разломы меридионального простирания, смещающие молодые лавы. Таков сброс, идущий вдоль р. Карымской, на меридиональном ее отрезке, где она вытекает из оз. Карымского, и сброс, обрывающий восточную часть вулкана. Другая группа расположенных в депрессии вулканов четко ориентирована вдоль линии северо-восточного простирания. Таковы вулканы Березовый, Малый Семячик с цепочкой кратеров, вытянутых в том же направлении, и вулкан Ступенчатый Бастион.

К северу от Карымского озера депрессию пересекает система линейных разломов. К западу от отмеченного выше меридионального ряда вулканов эта система выражена сбросами северо-западного простирания. Амплитуда смещения по ним сравнительно невелика — не более 50—70 м. Направление смещения различно. Здесь возникло несколько небольших грабенов северо-западного простирания, протяженностью до 10 км. К востоку от Карымского озера расположена система сбросов, обращенных опущенным крылом на север. Амплитуда их — до 100 м. Обе системы (и северо-западная, и северо-восточная) по мере удаления от района Карымского озера обычно меняют простирание на субширотное. Учитывая закономерную смену простирания указанных разломов в зависимости от положения относительно меридиональной зоны, контролирующей распределение цепи вулканических аппаратов (резкое изменение простирания с северо-западного на северо-восточное после пересечения меридиональной зоны и появление субширотных сбросов с удалением от участка пересечения разломов), можно, по-видимому, сказать, что все они являются выражением единой динамической системы и связаны друг с другом генетически.

Приведенные данные о структуре описанной крупной вулcano-тектонической депрессии показывают, что известные кальдеры вулкана Карымского, Карымского озера, Академии Наук оказываются лишь элементами, венчающими крупную систему вулcano-тектонических структур (рис. 3).

Интересно остановиться на вопросе о так называемой кальдере Малого Семячика. В. И. Влодавец, выделяя ее, указывал на то, что хорошо сохранилась лишь ее восточная часть, т. е. вулкан Стена. В качестве северо-западного края кальдеры описывался тектонический уступ небольшой амплитуды на северо-западном склоне вулкана. Продолжением этой линии считался оборванный край небольшого конуса. Надо отметить, однако, что описываемый уступ имеет совершенно прямолинейную форму, хотя протяженность его такова, что дугообразность, если она была присуща ему, должна была проявиться. Другой момент, который надо учесть, — лавы М. Семячика подтекают под уступ на северо-востоке (т. е. под уступ вулкана Стена, по В. И. Влодавцу), в то время как рассматриваемый разлом смещает лавы основания вулкана. Все это указывает на то, что рассматриваемая тектоническая линия, являясь проявлением линейной тектоники, не связана со структурой типа кальдеры. Что касается односторонности вулкана, находящегося на продолжении разлома, то никаких признаков происхождения этой черты за счет

срыва по сбросу нет: это обычный лавовый вулканчик с открытым на северо-восток кратером. Соответствующая стенка была, по-видимому, просто снесена взрывом. Наконец, следует обратить внимание на полное отсутствие каких-либо признаков тектонических нарушений, замыкающих «кальдеру» на северо-востоке и юго-западе.

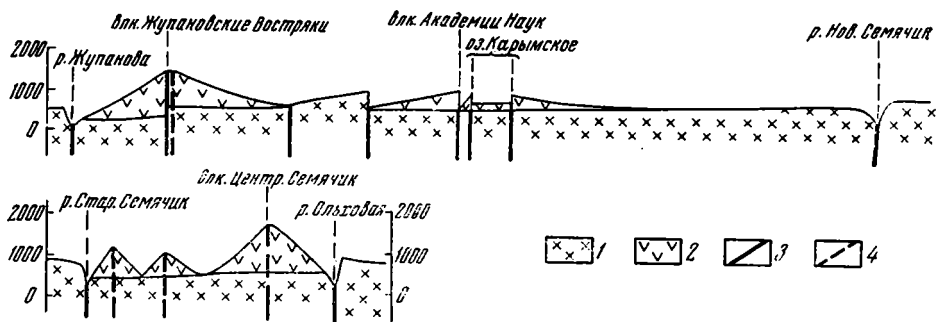


Рис. 3. Разрезы через вулкано-тектонические депрессии Карымско-Семячинского района

1 — лавовое основание; 2 — аккумулятивно-насаженные вулканы; 3 — разломы; 4 — подводные каналы вулканов

Если принять во внимание неизвестный В. И. Влодавцу факт существования огромной депрессии, частью которой является и дугообразный разлом «вулкана» Стена, можно, видимо, уверенно говорить о том, что если кальдера вулкана Малый Семячик и существует, будучи погребена под отложениями более молодых вулканических построек, то она в значительной мере наследует разломы ограничения депрессии. Очевидно также, что сам вулкан Стена является частью огромного лавового комплекса, слагающего возвышенность, лежащую в основании всей Карымской группы.

Более простую форму имеет вулкано-тектоническая депрессия, в которой расположена вулканическая группа Большого Семячика. В. И. Влодавец под названием кальдеры Большого Семячика описывал дугообразный уступ долины р. Старый Семячик в самом верховье (Влодавец, 1958). Разлом этот, по его мнению, имеет форму дуги открытой на юго-запад и юг. Другая половина кальдеры проходит через вулкан Бурлящий. Восточными и юго-восточными стенками кальдеры являются восточные обрывы северного и южного кратеров вулкана Центральный Семячик. Другие границы кальдеры неясны. Общий диаметр гипотетической структуры оказывается равным примерно 6 км.

Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет существенно изменить эти представления. Оно отчетливо показало, что вулкано-тектоническое опускание захватывает всю территорию между речья Ольховой и Старого Семячика и имеет диаметр 25 км. По левому берегу р. Ольховой и правому берегу Старого Семячика проходят тектонические уступы, по которым плато опущено к центральной части депрессии. Амплитуда опускания, судя по смещению горизонтов плато, составляет 320—400 м. В северо-северо-западной части кольцевая структура осложнена секущим разломом субмеридионального простираения. Этот разлом представляет собой сброс с опущенным восточным крылом. Амплитуда опускания достигает 200 м. На участке, примыкающем к опущенному крылу этого разлома, кольцевой тектонический уступ выражен слабо и в значительной мере замаскирован плащом пирокластических отложений. Рассмотрение гипсометрических отметок поверхности лавовых плато с внешней стороны депрессии показывает, что по мере приближения к кольцевому разлому они неуклонно возрастают.

Таким образом, получается общая картина, сходная с той, которую мы наблюдали в предыдущем случае. Здесь также наблюдается реликт огромной, сложенной лавами возвышенности, вершина которой обрушена по кольцевому разлому, а в пределах образовавшейся депрессии располагаются многочисленные более поздние вулканические аппараты. Интересно, что вулканы группы Большого Семьячика располагаются по широкому полукольцу, повторяющему внешние контуры депрессии, и, по-видимому, трассируют ослабленную зону, параллельную разломам ее ограничения.

Судя по тому, что наблюдается подтекание лав вулканов, расположенных в депрессии, под тектонический уступ, и здесь, как и в пределах уже рассмотренной структуры, вулканические аппараты образовались после окончания движений по разломам ограничения депрессии.

К северу от кольцевой структуры Большого Семьячика устанавливается новая, неизвестная ранее структура кольцевой депрессии в верховье р. Гейзерной. В. И. Влодавец (1958), перечисляя вулкано-тектонические депрессии Восточной Камчатки, упоминает и об этой структуре, но никаких сведений ни о ее положении, ни о строении у него не приводится. Впоследствии о существовании этой структуры попросту забыли; о ней не упоминается даже в таких крупных работах, как «Каталог действующих вулканов Камчатки» (Влодавец, Пийп, 1957), Атлас вулканов СССР (Святловский, 1959) или большая сводная работа А. Е. Святловского (1960) по новейшей тектонике и вулканизму Камчатки.

Наблюдаемая здесь картина во всех деталях напоминает все характерные черты двух уже описанных структур. Гипсометрические отметки поверхности сложенного эффузивами плато несколько возрастают — от обычного уровня 800 м до 960 м в районе верховий рек Шумная и Гейзерная. На участке, полукольцом охваченном долинами рек, плато обрушено по кольцевому разлому. Разлом выражен в рельефе в виде тектонических уступов, проходящих по правому берегу Шумной и левому берегу Гейзерной. Амплитуда смещения составляет 100—150 м. Диаметр депрессии, образовавшейся в результате опускания, составляет 3 км. Отдельные опущенные участки запрокинуты, и эффузивы в них имеют падение, обратное тому, которое свойственно им на внешней стороне структуры. В центральной части депрессии располагаются два крупных экстрезивных купола. Депрессия широким полукольцом открыта на северо-запад, где она почти смыкается с открытым на юго-восток полукольцом кальдеры Узон. Характер ограничений рассматриваемой структуры в этом районе и ее взаимоотношения с кальдерой Узон неясны из-за мощного чехла пирокластических образований. Хотя эти две структуры несколько смещены друг относительно друга, не исключено, что они представляют собой элементы единой системы кольцевых депрессий. Некоторым подтверждением этого предположения может служить то, что по южному обрамлению их обеих идет система вытянутых в полугорную дугу сбросов, амплитудой 75 м. Возможно, они представляют собой внешнее ограничение этой единой системы кольцевых структур.

Приведенные данные дают хороший ключ к объяснению закономерностей пространственной локализации многочисленных гейзеров, выходы которых расположены вдоль дна долины названной их именем реки. Если трассировать линию их выходов, то она полностью повторит контуры дуги тектонического уступа, ограничивающего депрессию. Вероятно, что они используют одну из параллельных ему ослабленных зон.

Кроме описанных систем кольцевых структур, в пределах грабен-синклинали Восточной Камчатки можно наметить еще два участка, имеющие сходное строение. Прежде всего, это район верховья реки Левой Жупановой, где также выявляется пологий лавовый щит размером около 15 км, нарушенный по периферии системой кольцевых разломов незначительной амплитуды. Второй участок — район сопки Кихпиныч,

по северной периферии которой проходит дуговой сброс. По этому сбросу участок, где расположена часть вулкана, опущен на юг не менее чем на 150 м. Далее на север эти структуры непосредственно граничат с известной кальдерой вулкана Крашенинникова.

Таким образом, можно видеть, что на всем участке от низовья р. Жупановой на юге до р. Кроноцкой на севере лавовое плато образует серию крупных по размерам лавовых возвышенностей. Происхождение их неясно. Скорее всего они представляют собой реликты крупных щитовых вулканов. Однако не исключено, что значительную роль в их формировании играли и процессы тектонического поднятия.

Диаметр этих лавовых возвышенностей сопоставим с шириной грабен-синклинали. Можно сказать, что распределение их прямо контролируется контурами этой структуры. На вершинах возвышенностей расположены крупные вулcano-тектонические депрессии, на дне которых аккумулятивно насажены более молодые вулканические аппараты. Пространственное распределение этих аппаратов контролируется уже не контурами грабен-синклинали, а структурой каждой отдельной депрессии или линейной тектоникой более высокого порядка (как в случае линейных рядов вулканов в Карымском районе).

Кроме отмеченных различий, для молодых вулканических построек рассматриваемого района характерен широкий диапазон кислотности слагающих их пород: они дают полный ряд от базальтов до риолитов включительно.

Эти три черты — закономерности пространственного распределения относительно молодых вулканических аппаратов, наличие крупных вулcano-тектонических депрессий и развитие полного ряда пород от базальтов до риолитов — резко противопоставляют рассматриваемый район другим участкам грабен-синклинали Восточной Камчатки. К северу от реки Кроноцкой вулканы Гамченской группы, включая и примыкающую к ним Кроноцкую сопку, располагаются грубо линейно, образуя крупные ряды, параллельные общему простиранию контролирующей их структуры грабен-синклинали. Основной формой вулканических аппаратов здесь являются стратовулканы, состав вулканических продуктов которых колеблется от базальтов до андезитов, причем базальты и андезито-базальты резко преобладают. Кольцевые структуры здесь отсутствуют. Аналогичная картина наблюдается и к югу от р. Жупановой, где располагается два линейных ряда вулканов, ориентированных в общем северо-западном направлении параллельно южному ограничению грабен-синклинали (Эрлих, 1965). Это вулканы Авачинского и Жупановского рядов. Состав вулканических продуктов здесь также отвечает базальтам и андезито-базальтам, а наиболее кислые разновидности соответствуют андезитам. Кольцевые структуры отсутствуют.

Резко различны по составу и продукты современной деятельности вулканов центрального участка грабен-синклинали, где Карымский вулкан дает лавы дацитового состава, и вулканов Авачинской группы — Авачинской и Корякской сопки, — продукты недавних извержений которых отвечают базальтам и андезито-базальтам.

Рассмотрение истории развития Авачинско-Жупановского и Кроноцко-Гамченского районов показывает, что они также прошли через стадию развития крупных лавовых щитовых построек с кольцевыми депрессиями в вершинной части. Так, на периферии Авачинской группы, в пределах хребта Ивулк, С. Е. Апрельков (1966) описал реликты крупных щитовых вулканов, возраст которых в целом соответствует возрасту плато-образований, слагающих щитовые вулканы центральной части грабен-синклинали. Здесь также развиты кольцевые структуры оседания, имеются проявления кислого вулканизма. Базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм, связанный с вулканическими аппаратами Авачинской группы, начинается после завершения развития этих щитовых вул-

канов. Сходные щитовые вулканические аппараты с кольцевыми структурами оседания дешифрируются и на юго-восточном обрамлении Жупановской группы вулканов. Судя по данным А. Е. Шанцера, А. И. Чебаевой и А. Р. Гептнера (1966), аналогичную эволюцию претерпевает и вулканизм Кроноцко-Гамченского района.

Можно говорить, следовательно, о том, что описанные различия вулканизма разных частей грабен-синклинали Восточной Камчатки связаны с тем, что они развивались несколько асинхронно. В то время как на центральном участке грабен-синклинали еще не закончен вулканизм предыдущего цикла, северная и южная части структуры уже охвачены новым циклом развития.

Интересно отметить, что в районе вулкана Крашенинникова, расположенного близ северной границы центрального участка структуры, наиболее молодой вулканизм связан с линейной зоной шлаковых конусов, дающих массовые излияния базальтов. Шлаковые конусы этой зоны пересекают кольцевую структуру кальдеры вулкана. По-видимому, это свидетельствует о том, что данный район центрального участка уже захвачен процессами, связанными с началом нового вулканического цикла.

Причина асинхронного развития вулканических циклов в различных частях грабен-синклинали связана с различной степенью тектонической активности в их пределах. Отчетливо выражены даже чисто формальные различия структуры на этих участках. На северном и южном участках грабен-синклинали является двусторонней структурой, оба ограничения которой отчетливо выражены в виде растущих поднятий, зачастую ограниченных зонами разломов с активными смещениями. На центральном участке грабен-синклинали открыта на восток, где прямо сливается с континентальным склоном, а разлом западного ограничения, по-видимому, достаточно давно закончил свое развитие; смещение по нему почти не выражается в рельефе, а на значительных по протяженности участках, в частности у вулкана Унана, он залит молодыми лавами. По-видимому, момент прекращения активных смещений по разлому соответствует концу развития вулканизма щитовых вулканов основания и заложению на их вершинах вулcano-тектонических депрессий.

Обратимся ко второму из рассматриваемых районов — Ключевской группе вулканов. Первое, что обращает на себя внимание при рассмотрении гипсометрического положения лавовых комплексов ее основания — это большая депрессия в южной части вулканической группы. Плато, находящееся в районе Хапичинского дола и Асхачного увала на абсолютных отметках около 1000 м, оборвано сбросами значительной амплитуды. Разломы выражены в виде тектонических уступов, которые в сочетании образуют широкое, разомкнутое на север полукольцо. В пределах депрессии лавовые комплексы, слагающие эти высоты, опущены на 400—700 м и выходят на абсолютных отметках 300—600 м. Выходы их располагаются вдоль речных долин по периферии структуры; всю центральную часть ее занимают молодые базальтовые потоки, связанные с многочисленными шлаковыми конусами зоны реального вулканизма к югу от Толбачика. Общая криволинейная форма уступов со всей очевидностью указывает на то, что образование разломов, породивших их, связано не с нормальной блоковой тектоникой, а с вулcano-тектоническим опусканием. Крупные размеры структуры, диаметр которой охватывает почти весь поперечник Ключевской группы, и ее кажущаяся разомкнутость дали основание Б. И. Пийпу (1956) говорить о том, что вся Ключевская группа располагается в пределах колоссального вулcano-тектонического оседания. Этой предполагаемой структуре, придавалось очень большое генетическое значение, так как именно с ней связывалось смещение к востоку фронта поднятия Восточного хребта, которое, по Б. И. Пийпу, определило в конечном итоге локализацию Ключевской группы вулканов именно в этом районе Камчатской депрессии.

Надо указать, однако, на недостоверность такого предположения. Само по себе получение колоссального тектонического эффекта в результате одноактного воздействия такой вулcano-тектонической формы на активно развивающуюся структуру хребта представляется крайне маловероятным. Против такого предположения убедительно свидетельствует и отсутствие в северной части Ключевской группы каких-либо указаний на замыкание этой структуры, отсутствие здесь каких-либо разломов, сходных с описанными выше по возрасту или генезису.

Остановимся специально на вопросе о характере северного окончания рассматриваемой депрессии. С севера ее замыкают вулканические группы Малой и Большой Удиных сопок и массив Толбачинских сопок, состоящий из двух вулканов: Плоского и Острого Толбачиков (рис. 4). Все эти группы в целом вытянуты в северо-западном направлении, что уже неоднократно отмечалось (Пийп, 1956). Характерной чертой строения, общей для всех этих вулканов, является асимметрия гипсометрических отметок их основания. Так, однотипные по составу и возрасту комплексы вулканов Большая и Малая Удина на северном и северо-восточном склонах перекрывают лавы фундамента на отметках около 1000 м, т. е. таких же, что и отмеченные на Хапичинском долу и Асхачном увале, в то время как на южном и юго-западном склонах они перекрывают лавовые комплексы фундамента на отметках 600 м, т. е. таких, которые характерны для дна депрессии. Аналогично ведут себя и нижние горизонты лав Толбачинского массива, прослеживаемые в восточной части вулкана Плоский Толбачик. Причина подобной асимметрии станет понятной, если учесть, что к вулкану Малая Удина с востока примыкает тектонический уступ северо-западного простираения, по которому лавовые комплексы фундамента смещены как раз на ту же амплитуду. Ясно, что сравнительно молодые постройки вулканов, входящих в группу Удинских и восточной части Толбачинских сопок, располагаются на тектоническом уступе северо-западного простираения, который они маскируют своими лавами (рис. 5). Наличие вдоль рассматриваемой линии смещения значительной амплитуды подтверждается и данными аэромагнитной съемки Л. А. Ривоша. В частности, на картах изодинам ΔT четко читается зона повышенных градиентов, ориентированная в северо-западном направлении вдоль южного подножия Удиных сопок.

Иная картина наблюдается к северу от вулканов Острый и Плоский Толбачики. Здесь вдоль правого борта р. Студеной за серией крупных тектонических нарушений, совпадающих с долиной реки, располагается уступ, известный под названием Бараньих скал. В тектоническом обрыве высотой более 300 м вскрыт лавовый комплекс, падающий под очень пологим углом (Эрлих, Ермаков, 1964) на север, где он смыкается с мегаплагиофировыми лавами основания соседнего массива Плоских сопок. Соотношения этого комплекса с моренами, характер залегания и состав лав такие же, как и у лав, слагающих основание Ключевских вулканов в районе Удиных сопок и на Асхачном увале.

Разломы, идущие по долине и правому борту долины реки, представляют собой крупноамплитудные (до 700 м) сбросы, по которым опущено южное крыло. Характерно, что они имеют форму пологой дуги, разомкнутой на юг. Амплитуда их меняется по простираению, затухая к западу. На востоке тектонические уступы погребены под лавами молодых излияний многочисленных шлаковых конусов верховья р. Студеной. По всей совокупности признаков можно считать разломы долины р. Студеной элементами системы разломов обрамления рассматриваемой депрессии.

Вся структура, следовательно, представляется в виде открытого на запад овала, протягивающегося от северной оконечности Асхачного увала к Хапичинскому долу, далее под Удиными сопками и, наконец, замыкающегося системой разломов правого борта долины р. Студеной.

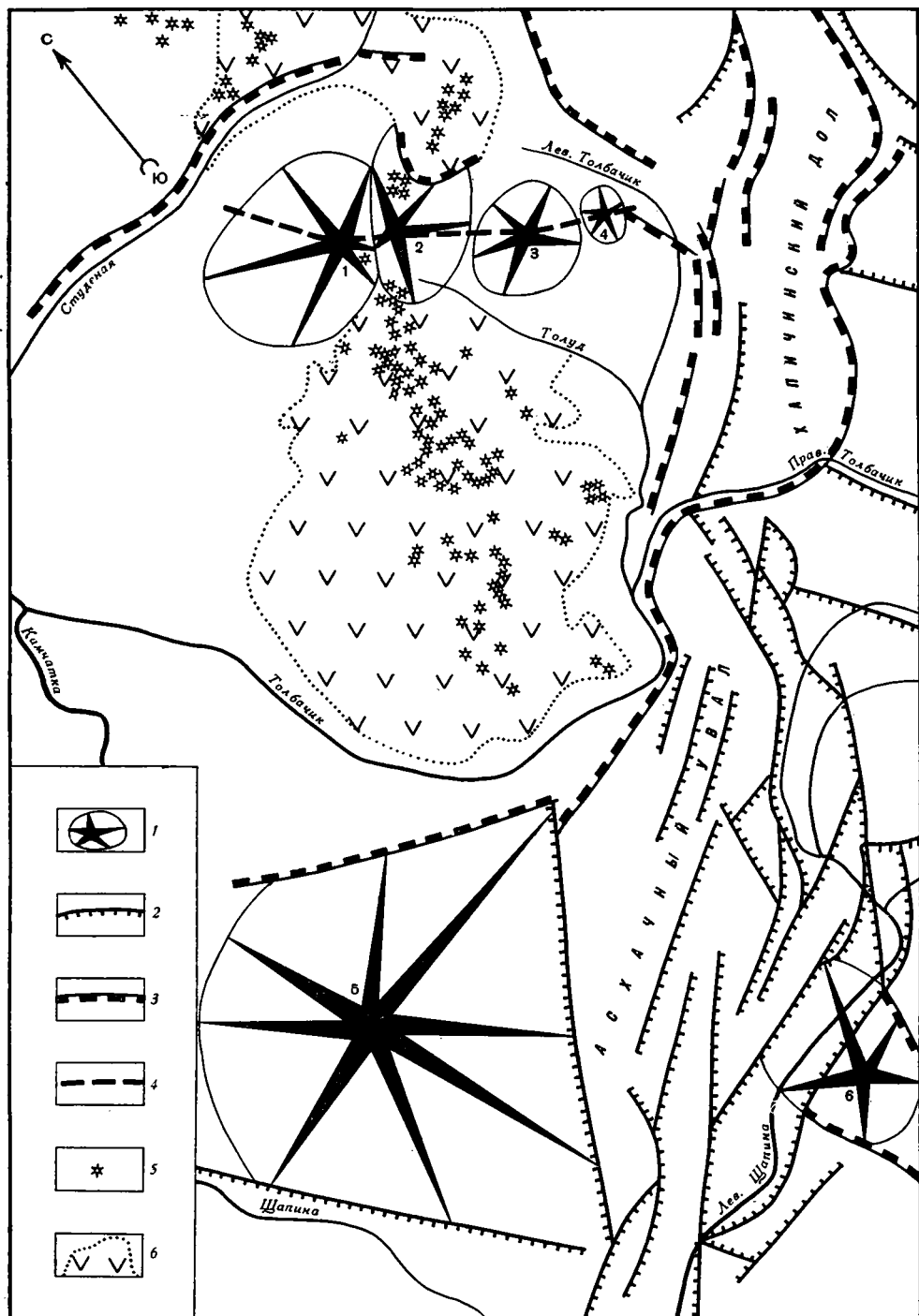


Рис. 4. Вулкано-тектоника южной части Ключевской группы вулканов

1— вулканы; 2— разломы; 3— сбросы; ограничивающие вулкано-тектонические депрессии; 4—предполагаемые разломы фундамента, контролирующие вулканические группы; 5— шлаковые конусы; 6— поле широкого развития молодых лавовых потоков. 1—6— вулканы: 1— Острый Толбачик; 2— Плоский Толбачик; 3— Большая Удина; 4— Малая Удина; 5— Кинчокла; 6— Кизимен

Депрессия ограничена в общем одновозрастными лавовыми комплексами, падающими под пологими углами по периклинали от депрессии. В западной части — от горы Кинчокла до р. Студеной — структура разомкнута. Весьма возможно, что на этом участке тектонические уступы залиты мощными покровами базальтовых лав новейших излияний.

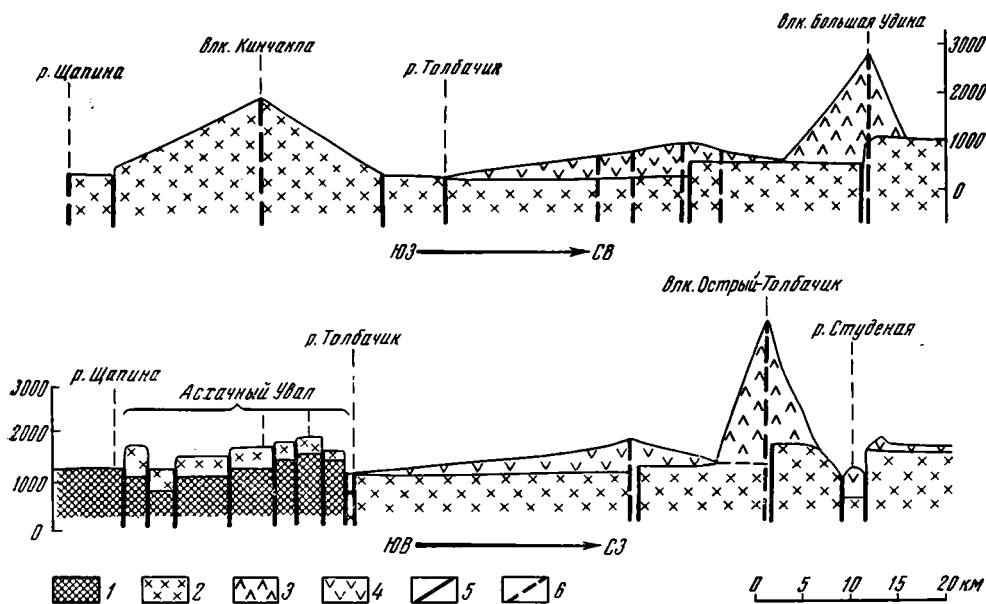


Рис. 5. Разрезы через вулканотектоническую депрессию южной части Ключевской группы вулканов

1 — складчатые комплексы фундамента; 2 — лавовые основания и одновозрастные ему вулканические постройки; 3 — аккумулятивно насаженные вулканы; 4 — молодые лавовые потоки; 5 — разломы; 6 — подводящие каналы вулканов

Можно, таким образом, заключить, что мы имеем дело с крупной вулканотектонической депрессией, сформировавшейся на огромном вулкане, близком, по-видимому, к щитовому типу. Время образования депрессии предшествует формированию Удиных и Толбачинских сопков.

Представление о том, что лавовый щит основания Ключевской группы вулканов представляет собой не результат геологически одноактных трещинных излияний, а является следствием сравнительно длительного развития вулкана щитового типа, хорошо объясняет ряд особенностей слагающих его лав, в частности появление в верхних горизонтах разреза андезитов с резко повышенной щелочностью. Суммарное содержание щелочей в них достигает 7,5%, в то время как обычное содержание суммы щелочей в эффузивах Ключевской группы составляет 4,5%. Такие породы отмечены автором и В. А. Ермаковым в верхах разреза плато, вскрытого в обрыве на р. Студеной, К. М. Тимербаевой, автором и В. А. Ермаковым в верхних горизонтах разреза плато, залегающего в основании группы Удинских вулканов. Такие «щелочные» андезиты представляют собой естественный конечный результат дифференциации длительно развивающегося магматического очага.

Таким образом, и в районе Ключевской группы вулканов наблюдается та же закономерная смена типов вулканизма и соответствующих ему вулканоструктур: после завершения развития крупного щитового вулкана и образования колоссальной по размеру вулканотектонической депрессии начинается вулканизм центрального типа.

Наконец, коротко остановимся на примере аналогичной структуры, расположенной в третьей вулканической зоне Камчатки — в зоне Срединного хребта. Еще К. И. Богданович отмечал здесь область развития крупных кольцевых структур — район Ичинского вулкана (Bogdanowitch, 1904). Помимо достаточно ясно выраженной кальдеры, он указывал на «внешнюю сомму», которая широким полукольцом окружает всю эту вулканическую группу по правобережью р. Быстрой (Хайрюзовой). Действительно, широко развитые в этом районе вулканические плато, сложенные базальтами и андезито-базальтами, оборваны разломами амплитудой около 700 м, система которых ограничивает депрессию, вытянутую в общем северо-восточном направлении. Размеры этой структуры — 30×60 км. На юге она начинается за вулканической группой вулкана Южный Черпук, пересекает среднее течение р. Кетачан, идет по правобережью р. Бабаев и далее по правобережью р. Быстрой и верховью р. Вторая Белоголовая. Кроме Ичинского вулкана в пределах этой огромной депрессии расположены такие крупные вулканические сооружения, как Большой и Малый Паялааны, Северный и Южный Черпуки, многочисленные экструзии и небольшие лавовые вулканы. Разломы южного ограничения депрессии в целом ориентированы в северо-западном направлении и приурочены к диагональной зоне, протягивающейся от р. Кирганик к западному побережью Камчатки (рис. 6).

Известно, что в период голоцена для района Ичинского вулкана были характерны излияния относительно кислых лав, которыми завершается формирование единого вулканического центра, непрерывно развивающегося с нижнечетвертичного времени. В то же время для других районов Срединного хребта типичны массовые недифференцированные ареальные излияния базальтов, совершенно не связанных с развитием вулканических центров нижне-среднечетвертичного времени (Эрлих, 1960). Оба типа вулканизма развиваются геологически одновременно — в течение голоценового времени, причем последние следы вулканической деятельности в виде фумарол наблюдаются на Ичинском вулкане и поныне. Характер распределения вулканов в обоих случаях существенно различен. В то время как вулканизм Ичинского района не связан с линейной тектоникой и вулканы локализуются здесь по периферии крупного центра, каким является вулкан Ичинский, для всех районов ареального базальтового вулканизма, развитого на остальной площади вулканической зоны Срединного хребта, характерна четкая линейная ориентировка вулканов и шлаковых конусов. Молодые сбросы, связанные с линейной блоковой тектоникой, здесь — обычное явление. Наряду с этим в период, предшествовавший проявлению ареального базальтового вулканизма, т. е. в нижне- и среднечетвертичное время, характер вулканических процессов на всей территории вулканической зоны был почти однотипен. Таким образом, и здесь, как и в пределах Восточной вулканической зоны, различия в характере голоценового вулканизма связаны с асинхронностью развития вулканизма в различных частях вулканической зоны, с тем что районы крупнейших центральных вулканических очагов, развивавшихся в сравнительно стабильной тектонической обстановке, оказываются более длительно живущими и продолжают развиваться, в то время как другие части вулканической зоны уже вовлечены в новый вулканический и, по-видимому, тектонический цикл развития.

Подводя общие итоги, надо отметить, что описанные структуры крупных вулканотектонических депрессий отличаются от кальдер нормального типа. Ближе всего они напоминают по морфологии гигантские кальдеры А. Штюбеля (Stubel, 1901). Это сразу заставляет вспомнить схему развития вулканизма Камчатки, предложенную К. И. Богдановичем (Bogdanowitsch, 1904), по мнению которого в начальной период плиоцен-четвертичного вулканического цикла сформировались

крупные щитовые вулканы, а в дальнейшем развитие вулканизма протекало в пределах гигантских кальдер на их вершине. Если принять во внимание внесенные временем изменения в датировку отдельных этапов развития вулканизма и дополнительно учесть четко намечающуюся цикличность развития вулканических и тектонических процессов, принци-

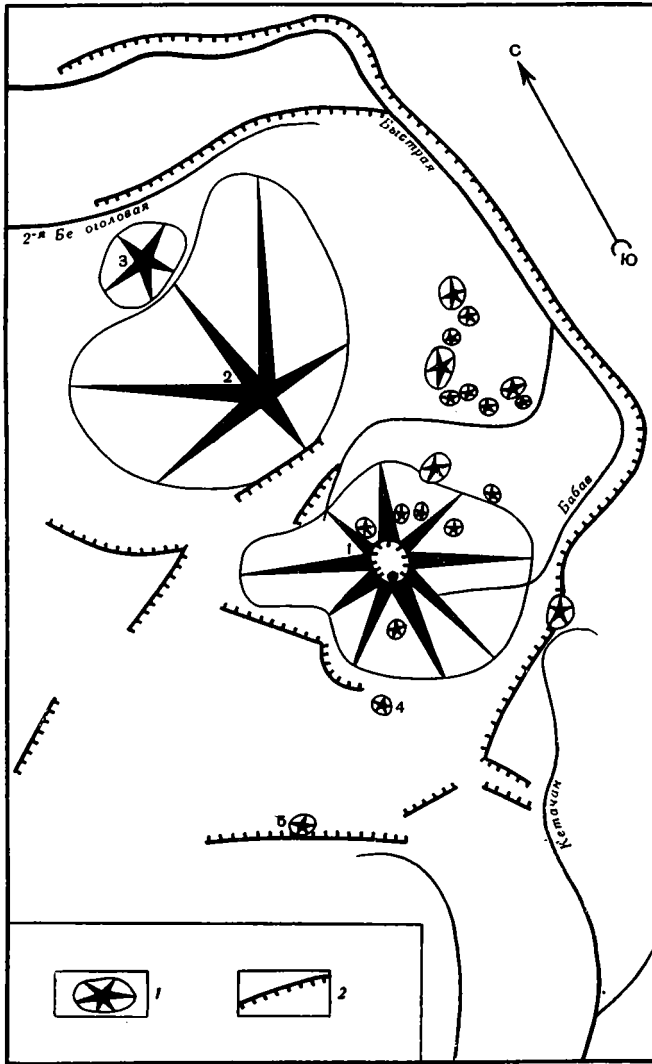


Рис. 6. Вулканотектонические структуры района Ичинского вулкана

1 — вулканы; 2 — сбросы, ограничивающие вулканотектонические депрессии. 1-6 — вулканы: 1 — Ичинский; 2 — Большой Паялпан; 3 — Этопань; 4 — Северный Черпук; 5 — Южный Черпук

пиальная основа этой схемы в новом виде может быть использована для объяснения многих важных черт развития вулканических явлений и пространственной локализации вулканических аппаратов. Находит хорошее разрешение и противоречие между воззрениями К. И. Богдановича и точкой зрения А. Н. Заварицкого (1937, 1955), отрицавшего наличие самостоятельных длительно развивающихся вулканических центров и указывавшего на связь вулканов с линиями региональных разломов. Из приведенных примеров следует, что на определенных стадиях развития вулканического процесса такая связь бывает утрачена для значи-

тельных групп крупных вулканических аппаратов, развитие которых связано с вулкано-тектоническими депрессиями описанного типа. Наконец, находит объяснение смущавший многих авторов (Влодавец, 1941; Горшков, Набоко, 1962) факт одновременного развития в пределах одной и той же вулканической зоны вулканов, дающих резко отличные по кислотности вулканические продукты.

Интересно отметить, что специфические вулкано-тектонические формы и связанный с ними вулканизм появляются в период, когда общая эволюция вулканического процесса в пределах Камчатки достигает стадии максимальной локализации вулканических центров и наибольшей степени дифференцированности вулканических продуктов.

Непосредственно после образования описанных структур начинается этап нового массового поступления недифференцированного базальтового материала, связанного с ареальным вулканизмом. Это позволяет говорить о том, что формирование вулкано-тектонических депрессий приурочено к конечным фазам вулканического цикла.

Образование сходных гигантских кольцевых структур на фоне линейной вулканической зоны описано и для похожей вулканической области — Новой Зеландии. Здесь на фоне линейного грабена, контролирующего вулканическую зону Таупо, располагаются крупнейшие кольцевые структуры, объединяющие большие группы вулканических аппаратов. Таковы кольцевой комплекс Мокаи (диаметр около 35 миль), кальдера Харохаро (диаметр 18 миль), кальдера Роторуа (диаметр 12 миль) (Nealy, 1964).

И здесь, как и на Камчатке, вулканизм в пределах таких центров характеризуется особой длительностью развития, и с ним связаны наиболее дифференцированные вулканические продукты. Развитие этих центров проходит параллельно с ареальным базальтовым вулканизмом и деятельностью линейно расположенных андезитовых стратовулканов.

Характерные черты развития вулканизма в пределах описанных типов структур позволяют ставить вопрос о том, что питание вулканических аппаратов здесь связано с крупными современными интрузиями, и они являются, таким образом, отражением современного вулкано-плутонического процесса, в противоположность ареальному вулканизму и линейным рядам стратовулканов, питание которых осуществляется за счет непосредственного поступления материала из верхней мантии. Подтверждением этого заключения является и сам факт расположения аппаратов в пределах вулкано-тектонических депрессий, образование которых всеми исследователями связывается с различными формами динамического воздействия неглубоко залегающих магматических масс.

Вопрос о форме такого рода интрузий в настоящее время остается открытым. Однако вне зависимости от морфологии их верхних горизонтов в целом, по-видимому учитывая сохранение их вулканическими продуктами общих особенностей, характерных для провинции вообще, можно говорить о том, что мы имеем дело с внедрениями в кору вещества верхней мантии в форме крупных штоков с последующим их устойчивым существованием.

Литература

- А пр е л к о в С. Е. Геология позднеэоценовых и четвертичных вулканов хр. Ивулк на Камчатке. В кн. «Проблемы вулканизма». Материалы II Всес. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- В л о д а в е ц В. И. О кайнозойском вулканизме на Камчатке. Бюл. Камчатской вулканол. станции, № 3, 1941.
- В л о д а в е ц В. И. Вулканы Карымской группы. Тр. Камчатской вулканол. станции, вып. 3, М.—Л., 1947.
- В л о д а в е ц В. И. Вулканы и вулканические образования Семячинского района. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 15, 1958.
- В л о д а в е ц В. И., П и й п Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки, Бюл. Камчатской вулканол. станции, № 25, 1957.

- Горшков Г. С., Набоко С. И. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги. В кн. «Вопросы вулканизма», Тр. I Всес. вулканол. совещ. Изд-во АН СССР, 1962.
- Заварицкий А. Н. Линейное расположение вулканов Камчатки. В кн. Тезисы докладов на XVII Международном геол. конгрессе, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1937.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. лабор. вулканол. АН СССР, вып. 10, 1955.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. и в прошлом. Тр. лабор. вулканол., вып. 11, 1956.
- Святловский А. Е. Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки. Автореф. диссерт., М., 1960.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хр. Тумрек и некоторых других районов Камчатки. В кн. «Вулканогенные формации Камчатки», Изд-во «Наука», 1966.
- Эрлих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1960.
- Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. Геотектоника, № 1, 1965.
- Эрлих Э. Н., Ермаков Б. А. Структура и эволюция четвертичного вулканизма Ключевой группы вулканов. В кн. «Проблемы вулканизма», Мат-лы II Всес. вулканол. совещ., Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Bogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Peterm. Geogr. Mitt. N 59, 1904.
- Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic zone, New Zealand. N. Z. J. geol. geoph., v. 7, N 1, 1964.
- Stubel A. Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Leipzig, 1901.

Институт вулканологии
СО АН СССР
Петропавловск-Камчатский

Статья поступила
6 апреля 1965 г.

E. N. ERLICH

NEW DATA ON VOLCANOTECTONIC STRUCTURES OF KAMCHATKA AND PROBLEMS OF QUATERNARY VOLCANIC ACTIVITY

A new type of volcanic structures is described. It represents large ring depressions first tens of kilometres in diameter. These volcanic structures are located at the summits of the shield-like structures that form the foundation of the recent volcanic belt. Groups of volcanic apparatuses are situated within the depressions. The distribution of the shield-like structures of the foundation is controlled by boundaries of the graben-syncline within which the volcanic belt occurs. At the same time volcanoes within the depressions are controlled either by arcuate faults parallel to the edges of these depressions or by block structural features of the higher order. Owing to the fact that the depressions described are essentially different from the usual calderas, they are suggested to be termed as supervolcanic structures. Problems of cyclic volcanic processes and of types of volcanic activity have been discussed in view of their dependence upon the structural position of volcanoes.

Institute of Volcanology, Siberian
Division of the USSR Academy
of Sciences, Petropavlovsk Kamchatskiy.

УДК 551.251. + 551.24

Б. Я. ХОРЕВА

**ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА
И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ
В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ¹**

В последние годы проблема регионального метаморфизма привлекает широкий круг исследователей.

Новые аспекты проблемы регионального метаморфизма намечаются в двух направлениях: во-первых, в области глубинной геологии и региональной геотектоники и, во-вторых, в металлогении.

Получаемые по данным глубинного сейсмического зондирования горизонтальные границы раздела глубинных зон Земли находятся в несоответствии со сложным тектоническим строением верхних горизонтов коры. Это несоответствие многие исследователи пытаются объяснить тем, что горизонтальные границы раздела глубинных зон не являются результатом тектонических движений, а представляют собой отражение вертикальной метаморфической зональности, возникающей в связи с процессами регионального метаморфизма.

Металлогенические аспекты проблемы регионального метаморфизма выдвигаются Н. Г. Судовиковым (1955, 1960) с позиций мобилизации рудоносных растворов в результате высокотемпературной дегидратации геосинклинальных отложений при региональном метаморфизме.

Вместе с тем основные геологические вопросы процессов регионального метаморфизма не решены. Главными из них являются следующие: 1) время проявления регионального метаморфизма в пределах геосинклинального цикла; 2) соотношение во времени и пространстве процессов регионального метаморфизма и магматизма; 3) характер связи процессов регионального метаморфизма с тектоническими движениями; 4) причины регионального подъема геоизотерм, обуславливающего процессы метаморфогенного минералообразования.

В результате глубокого эрозионного среза складчатых областей докембрийского возраста в них обнажены на значительных площадях метаморфические породы высокой степени метаморфизма. Это послужило основанием для господствующего представления о том, что процессы высокотемпературного регионального метаморфизма характерны только для докембрийского этапа развития Земли.

Намеченная еще на заре геологических исследований эмпирическая закономерность — чем древнее порода, тем она более метаморфизована — была использована в дальнейшем без анализа процессов метаморфизма. Основываясь на том, что большим площадным распространением пользуются метаморфические породы в складчатых областях докембрийского возраста, долгое время почти повсеместно метаморфические комплексы, сложенные не только гнейсами и кристаллическими сланцами, но и микрокристаллическими сланцами, относились к докембрию, а степень метаморфизма безоговорочно принимали как критерий возраста породы.

¹ Имеются в виду подвижные пояса постархейского возраста.

В результате развернувшихся в последнее десятилетие комплексных геологических исследований на территории СССР, и в особенности в складчатых областях последокембрийского возраста, в метаморфических комплексах, относимых ранее к докембрию, были обнаружены органические остатки, позволяющие датировать содержащие их отложения как значительно более молодые. Эти данные прежде всего свидетельствуют о том, что процессы регионального метаморфизма, в том числе и высокотемпературного, вообще характерны для складчатых областей. Вместе с тем, как это показано ниже, несомненно наблюдается эволюция процессов регионального метаморфизма во времени, и в раннем докембрии эти процессы имеют свою специфику.

Намечающаяся сейчас тенденция полностью игнорировать процессы метаморфизма при решении вопроса о возрасте метаморфических комплексов, базирующаяся на упомянутых выше находках органических остатков, должна быть признана неправильной в такой же мере, как и отнесение всех метаморфических пород к докембрию.

Выяснение роли и места процессов регионального метаморфизма среди других геологических процессов требует разработки геолого-петрологических основ проблемы регионального метаморфизма. Основное же внимание петрологов до сих пор направлено на разработку физико-химических основ проблемы регионального метаморфизма. В этом направлении, благодаря классическим работам зарубежных петрологов (Eskola, 1920, 1939; Файф, 1962; Тернер, 1951, 1961; Ферхуген, 1961), а также советских петрологов (Коржинский, 1957; Николаев, 1957; Соболев, 1964 и др.), достигнуты большие результаты. Парагенетический фациальный анализ метаморфических пород дает представление только лишь об одной стороне процесса регионального метаморфизма, а именно о термодинамических условиях этого процесса. Вместе с тем сходные термодинамические условия, определяющие образование однотипных парагенетических минеральных ассоциаций метаморфических пород, могут возникать в результате различных геологических и петрологических процессов в различных геотектонических условиях. Иначе говоря, в различных метаморфических комплексах¹ могут встречаться одинаковые фации метаморфизма, являющиеся показателем одинаковых термодинамических условий процесса метаморфизма.

Вопрос о связи регионального метаморфизма с геосинклинальным развитием подвижных поясов впервые был поставлен Н. Г. Судовиковым (1963). По представлениям этого исследователя «главной причиной регионального метаморфизма являются тектонические движения, приводящие в результате развития подвижных поясов к погружению на разную глубину накопленных и дислоцированных геосинклинальных осадочных и вулканических образований. Метаморфизм этих образований происходит параллельно с тектоническими движениями в процессе последовательного перехода пород в зоны с возрастающими значениями давления и температуры». (Судовиков, стр. 9, 1964).

Н. Г. Судовиков отрицает непосредственную связь процессов регионального метаморфизма с магматизмом. Процессы регионального метаморфизма в отличие от других типов метаморфизма он считает полностью независимыми от действия магмы и, более того, образование расплавов рассматривает как результат процесса регионального метаморфизма, происходящего под действием высокой температуры и давления. Таким образом, согласно Н. Г. Судовикову, наблюдающиеся в природе проявления регионального метаморфизма во всех случаях являются показателем

¹ Под метаморфическим комплексом мы понимаем закономерную природную петрогенетическую ассоциацию метаморфических пород различного возраста, принадлежащую различным фациям метаморфизма и возникающую на определенной стадии геологического развития данной структурно-формационной зоны в результате процессов регионального метаморфизма.

погружения метаморфизованных толщ на соответствующую глубину, где создаются условия температуры и давления, отвечающие данной метаморфической фации.

С этих позиций трудно объяснить процессы прогрессивного регионального метаморфизма, характеризующиеся четко выраженной метаморфической зональностью, наблюдающейся, например, в районе Шотландского Нагорья. Для областей проявления метаморфической зональности характерна смена фаций метаморфизма на коротком расстоянии в пределах одного стратиграфического подразделения от низкотемпературных до высокотемпературных. Это невозможно связать с погружением осадков на различную глубину, учитывая небольшие мощности толщ, в пределах которых нередко наблюдается резкая смена фаций метаморфизма. Кроме того, границы фаций метаморфизма или изограды метаморфизма в таких областях, как правило, секут складчатые структуры и стратиграфические границы. Процессы прогрессивного регионального метаморфизма, характеризующиеся резкой сменой фаций метаморфизма, которая отражает резкие колебания термодинамических условий на относительно небольшом участке земной коры, гораздо легче себе представить не погружением осадков на различную глубину, а подъемом геонотерм, связанным с перемещением в верхние горизонты коры высоко нагретых масс вещества. Постоянная пространственная ассоциация зон прогрессивного регионального метаморфизма с мигматитовыми образованиями и гранитоидами, слагающими центральные части областей проявления метаморфической зональности, послужила основанием для некоторых исследователей считать, что процессы регионального метаморфизма связаны с подъемом магматических масс. К таким исследователям следует отнести Д. С. Коржинского (1952), В. С. Соболева (1957), Н. П. Семененко (1963), которые отрицают процессы регионального метаморфизма во время погружения геосинклинальных осадков. Так, например, согласно Н. П. Семененко (1963), процессы регионального метаморфизма «связаны не с моментами опускания и прогиба того или иного участка подвижной зоны, а с этапами воздымания и преобразования геосинклинали в складчатую область...» и «...в периоды подъема горных масс и проявления высоких давлений происходит мощное дифференциальное перемещение — течение и метаморфическая переработка горных пород, которые осуществляются одновременно с перемещением магматических масс и растворов. Магматические массы, поднимаясь на разную высоту, создают в одном горизонтальном срезе разные условия «глубинности» (Семененко, 1963, стр. 34).

Наблюдения над контактными ореолами интрузий показали, что сопровождающие их так называемые краевые гнейсы и мигматиты ограничиваются в своем распространении только узкой зоной контакта с интрузиями. В областях же проявления прогрессивного регионального метаморфизма развиты не инъекционные мигматиты, а метасоматические мигматиты и гранитоиды метасоматического происхождения. Магматические интрузии же обычно прорывают уже сформировавшиеся мигматитовые и метаморфические комплексы. Следовательно, процессы регионального метаморфизма, какими бы причинами они не вызывались, во всех случаях предшествуют процессам гранитоидного интрузивного магматизма, а следовательно, не могут вызываться этими процессами.

Имеющийся в настоящее время фактический материал убеждает нас в том, что процессы регионального метаморфизма проявляются как в геосинклинальную стадию развития подвижной области, т. е. в период погружения, седиментации и складчатости геосинклинальных отложений, так и в период восходящих движений, с которыми связан подъем дислоцированных и уже регионально метаморфизованных геосинклинальных толщ, но не в генетической связи с магматическими интрузиями.

Факторы, причины и характер регионального метаморфизма, проявляющегося на различных стадиях развития подвижной области, а следова-

тельно, в различных тектонических условиях,— различны, что дает основание говорить о различных типах регионального метаморфизма.

Первое высказывание о наличии двух типов регионального метаморфизма в подвижных областях земной коры мы находим в работах Г. Г. Рида (Read, 1957).

Анализируя осадочно-вулканогенные образования, возникающие в период прогибания геосинклинального бассейна, Г. Г. Рид приходит к заключению, что степень метаморфизма их довольно слабая, но выдержанная повсюду и не превышает фации зеленых сланцев. Этот тип регионального метаморфизма Г. Г. Рид предлагает выделять под названием «орогенического метаморфизма», генетически связанного с орогенезом (т. е. со складчатостью). Продуктами орогенического метаморфизма являются филлиты, широко распространенные в подвижных поясах. В областях развития орогенического метаморфизма распространены послеметаморфические граниты, окруженные ореолами термально-измененных пород. Области же, сложенные высокометаморфизованными породами, почти повсеместно ассоциируются с мигматитами и гранитоидами, образующимися в результате гранитизации. Последние обычно слагают центральные участки областей проявления высокотемпературного метаморфизма.

Образование высокометаморфизованных пород, включая мигматиты, Г. Г. Рид связывает с метаморфизмом, который предлагает называть «плутоническим метаморфизмом».

Таким образом, по представлениям Г. Г. Рида, региональный метаморфизм складывается из орогенического метаморфизма, т. е. метаморфизма, проявляющегося на ранней стадии развития геосинклинального комплекса, и плутонического метаморфизма, связанного с подъемом фронта гранитизации, захватывающего как кристаллическое основание, так и геосинклинальный комплекс. Г. Г. Рид выдвигает предположение о симатическом происхождении гранитизирующего материала.

Косвенные высказывания о наличии двух типов регионального метаморфизма мы находим в работах В. А. Николаева (1957₂), который выделял собственно региональный метаморфизм и регионально-контактный метаморфизм. Регионально-контактным метаморфизмом В. А. Николаев называл метаморфизм, проявляющийся под влиянием магматических интрузий, но в отличие от нормального контактового метаморфизма распространяющийся на значительно большей площади и приводящий к образованию метаморфических пород, сходных по составу и структуре с метаморфическими породами, образующимися в результате процессов высокотемпературного регионального метаморфизма.

А. А. Маракушев (1965) выделяет две группы метаморфических формаций. Формации группы А объединяют метаморфические и метасоматические породы, возникшие в эпоху погружения и ранних этапов складчатости подвижных поясов. В период прогрессивного метаморфизма пород этой формации имеют место процессы натрового метасоматоза. Характерна пространственная связь с гипербазитовым интрузивным магматизмом. Формации группы Б объединяют метаморфические и метасоматические породы, возникшие в период восходящих движений подвижных зон и характеризуются привносом калия и кремния. Эти формации пространственно связаны с гранитоидным магматизмом.

Из краткой характеристики существующих в настоящее время противоречивых представлений на природу и время проявления регионального метаморфизма следует, что одной из главных геолого-петрологических проблем регионального метаморфизма является проблема причинной зависимости во времени и пространстве процессов регионального метаморфизма с процессами тектогенеза, гранитизации и интрузивного магматизма.

При составлении карты проявлений регионального метаморфизма на территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000, автором был проанализиро-

ван громадный фактический материал по метаморфическим породам территории СССР, позволяющий наметить некоторые новые эмпирические закономерности в распределении метаморфических пород, образующихся при процессах регионального метаморфизма. Основные результаты этой работы и являются содержанием данной статьи.

Под региональным метаморфизмом мы будем понимать процессы минералообразования, связанные с преобразованием твердой породы под влиянием регионального подъема температуры и давления, захватывающего различные по размеру участки земной коры и вызываемого не местной (локальной) причиной, а глубинными геологическими процессами, происходящими в подвижных поясах земной коры. Процессы метаморфизма в отличие от процессов метасоматоза протекают при участии небольшого количества растворов и, следовательно, не сопровождаются полным растворением породы.

Анализ фактического материала по метаморфическим комплексам территории СССР полностью подтверждает представления Г. Г. Рида о наличии двух типов регионального метаморфизма, проявляющихся на различных стадиях развития подвижного пояса и вызываемых различными причинами.

1. Региональный метаморфизм первого типа примерно соответствует орогеническому метаморфизму Г. Г. Рида и представляет собой региональный метаморфизм геосинклинальной стадии развития подвижного пояса. Для этого типа метаморфизма может быть предложен термин «региональный динамо-геотермический метаморфизм», который подчеркивает зависимость метаморфизма от величины геотермического градиента и динамического фактора.

2. Региональный метаморфизм второго типа соответствует плутоническому метаморфизму Г. Г. Рида и представляет собой региональный метаморфизм постинверсионной стадии развития подвижного пояса. За этим типом регионального метаморфизма можно сохранить термин «региональный плутонический метаморфизм», который подчеркивает зависимость метаморфизма от подъема плутонических продуктов или продуктов глубинного происхождения в виде высокотемпературных растворов.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПЕРВОГО ТИПА

Этот тип регионального метаморфизма начинает проявляться на ранней стадии развития подвижного пояса в период прогибания геосинклинальной области и погружения осадков на различную глубину и завершается в период общей инверсии и складчатости накопленных осадков.

Основными факторами регионального метаморфизма первого типа являются температура, определяемая средней величиной геотермического градиента, гидростатическое давление, определяемое глубиной погружения осадков, и одностороннее давление, возникающее в процессе складкообразующих тектонических движений. Средняя величина геотермического градиента зависит прежде всего от термического режима Земли в целом, на данной стадии ее развития (например в течение одного мегацикла). Но величина геотермического градиента меняется в зависимости от тектонического режима развития данного участка земной коры. Так, например, во внутренних частях геосинклинальной системы, т. е. в областях максимального прогибания (эвгеосинклиналь), геотермический градиент выше, чем во внешней (миогеосинклинальной) части геосинклинальной системы, что определяет относительно более высокую степень регионального метаморфизма первого типа в наиболее мобильных участках земной коры.

В истории развития каждого метаморфического комплекса следует различать два этапа: этап становления и этап тектоно-плутонической

активизации, которые в совокупности определяют полиметаморфический характер любого метаморфического комплекса. Этап становления метаморфического комплекса включает непосредственно процесс регионального метаморфизма осадочно-вулканогенных отложений, в результате которого возникают закономерные парагенетические ассоциации метаморфических пород, занимающие определенное геологическое положение и отвечающие определенной стадии геосинклинального цикла развития подвижного пояса.

К этапу тектоно-плутонической активизации метаморфического комплекса относятся все процессы плутонического и тектонического преобразования метаморфических пород данного метаморфического комплекса, относящиеся к другому геосинклинальному циклу развития подвижного пояса.

Этап становления метаморфического комплекса может протекать в условиях подъема температуры (прогрессивная стадия процесса метаморфизма) и в условиях падающей температуры (регрессивная стадия метаморфизма).

Процессы регрессивного минералообразования, характеризующие этап становления метаморфического комплекса, не отделены тектоническими перестройками от стадии прогрессивного минералообразования, что резко отличает эти регрессивные изменения от диафтореза, который всегда сопровождается структурной переработкой породы.

Все процессы контактового метаморфизма, связанные с гранитоидным интрузивным магматизмом, как правило наложенные на метаморфические комплексы, не относятся к этапу становления данного метаморфического комплекса. Для этапа становления метаморфических комплексов, образующихся в результате процессов регионального метаморфизма первого типа, характерна равномерная перекристаллизация осадочно-вулканогенных пород с образованием минеральных ассоциаций, как правило типичных для одной фации метаморфизма в пределах всего метаморфического комплекса. Эта особенность позволяет определять метаморфические комплексы этого типа как монофациальные. Наблюдаемая в этих комплексах фациальная изменчивость, как правило, связана с процессами преобразования этого комплекса, не относящимися к этапу его становления. К процессам преобразования относятся следующие: контактовый метаморфизм, диафторез, процессы кремнекалиевого и натриевого метасоматоза и ультраметаморфизм, который включает процессы региональной мигматизации, гранитизации, селективного плавления и реоморфизма.

Монофациальные метаморфические комплексы отвечают понятию «метаморфическая серия» как стратиграфическому подразделению, так как границы распространения пород, метаморфизованных в одной фации метаморфизма, всегда совпадают со стратиграфическими подразделениями.

Равномерная перекристаллизация пород в рассматриваемом типе метаморфических комплексов определяется длительностью процесса метаморфизма и устойчивостью термодинамических условий на протяжении всего этапа становления метаморфического комплекса. Характерной особенностью рассматриваемых комплексов является также повсеместное совпадение кристаллизационной сланцеватости со слоистостью или послонным кливажом. Это свидетельствует о том, что начальные стадии регионального метаморфизма близки по времени к процессам седиментации.

В период окончательного формирования складчатых структур происходит синтетектоническая перекристаллизация пород и окончательное завершение этапа становления метаморфического комплекса.

Все существующие схемы фаций регионального метаморфизма начинают рассмотрение этого процесса только с образования мусковит-хло-

ритовых кристаллических сланцев, характеризующихся полной перекристаллизацией первичных пород и, следовательно, относящихся к типичным метаморфическим образованиям.

При изучении геосинклинальных комплексов различного возраста мы столкнулись с необходимостью выделения переходных стадий между диагенезом и региональным метаморфизмом фации зеленых сланцев, которые должны характеризоваться своими минеральными парагенезисами, позволяющими выделять самостоятельные фации метаморфизма.

Минералого-петрографическое изучение минеральных ассоциаций начальных стадий метаморфизма осадочно-вулканогенных пород еще находится на крайне низком уровне. Поэтому выделение переходных стадий метаморфизма в самостоятельные фации метаморфизма выдвигается нами только в качестве постановки вопроса.

Необходимость выделения таких ассоциаций в самостоятельные фации диктуется прежде всего геологическими данными, свидетельствующими о том, что ассоциации начальных стадий регионального метаморфизма слагают самостоятельные метаморфические комплексы, занимающие определенное геотектоническое положение.

Как известно, диагенез осадков заключается в изменении текстуры и состава, происходящих при низких температурах сразу же после отложения осадков.

Как показали исследования Вильямса, Тернера и Гильберта (1957) имеют место и другие диагенетические реакции, которые совершаются спустя долгое время после отложения осадков и называются поздним диагенезом. «Некоторые из этих реакций происходят после захоронения осадка или даже во время его деформации. Если они совершаются на большей глубине от поверхности, тогда диагенез переходит в метаморфизм» (Williams, Turner, Gilbert, 1955, стр. 263).

А. Г. Коссовская (1962) процессы, охарактеризованные выше как поздний или глубинный диагенез, определяет под названием регионального эпигенеза. При процессах регионального эпигенеза порода сохраняет облик осадочной породы, незначительным изменениям подвергается только цемент.

Следующая стадия изменения осадочных пород именуется А. Г. Коссовской метагенезом или начальным метаморфизмом. Она выделяет две зоны, характеризующие стадии метагенеза. В первой зоне наблюдается перекристаллизация как цемента, так и обломочного материала. Во второй зоне первичные обломочные структуры утрачиваются полностью, наблюдается сегрегация хлорито-слюдистых минералов, обособляющихся в отдельные прожилки и крупные лепидобласты. Наиболее чувствителен к этим изменениям слюдястый минерал.

Для стадии эпигенеза характерен гидрослюдистый диоктаэдрический минерал, который на поздней стадии метагенеза замещается мусковитом, что фиксируется по возрастанию количества K_2O и уменьшению содержания воды.

Исследования А. Г. Коссовской производились на материале платформенных отложений. Даже в этих условиях происходит последовательный процесс видоизменения осадочных пород с образованием мусковит-хлоритовой ассоциации под действием вертикальной нагрузки, температуры и стресса, что, естественно, в геосинклинальных условиях осуществляется более интенсивно. Мусковит-хлоритовую ассоциацию, образующуюся еще в условиях начального метаморфизма осадочных пород, А. Г. Коссовская (1962) предлагает не включать в категорию метаморфических, а к метаморфическим относить только биотит-хлоритовую ассоциацию.

Нам представляется, что к региональному метаморфизму первого типа, являющемуся длительным процессом преобразования геосинклинальных осадочно-вулканогенных отложений, необходимо относить все

процессы преобразования, начинающиеся сразу же после образования осадочной породы.

На основании изучения метаморфических комплексов, образующихся в результате регионального метаморфизма первого типа, можно наметить следующие стадии этого процесса.

1. Стадия начального регионального метаморфизма, отвечающая первой зоне метагенеза А. К. Коссовской (1962).

2. Филлитовая стадия регионального метаморфизма, отвечающая второй зоне метагенеза А. Г. Коссовской¹.

3. Стадия регионального метаморфизма фации зеленых сланцев (мусковит-хлоритовая, реже биотит-хлоритовая субфации).

4. Стадия регионального метаморфизма амфиболитовой фации.

5. Стадия регионального метаморфизма гранулитовой фации.

В настоящей работе понятие «фация метаморфизма» употребляется согласно определению этого термина, данному основоположником принципа фаций Эскола (Eskola, 1939). Классификация фаций принимается нами в соответствии со схемой фаций Эскола (Eskola, 1939), так как предложенная Тернером и Ферхугеном (1961) схема фаций, в которой эпидот-амфиболитовая фация объединена с фацией зеленых сланцев, нам представляется менее удачной.

Так, в метаморфизованных вулканогенных породах ассоциации, сложенные актинолитом, альбитом и эпидотом относятся к фации зеленых сланцев, а ассоциации, сложенные обыкновенной роговой обманкой, альбитом и эпидотом, относятся к эпидот-амфиболитовой фации.

В метаморфизованных пелитовых породах показателем низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев является ассоциация мусковит-хлорит, которая отвечает хлоритовой зоне Тилли (Tilly, 1925).

Амфиболитовая фация, по Эскола, характеризуется ассоциацией плагиоклаз (олигоклаз — андезин) — обыкновенная роговая обманка в метаморфизованных вулканогенных породах и плагиоклаз (олигоклаз — андезин) — альмандин — биотит в пелитовых породах.

Соответственно гранулитовая фация, по Эскола, охватывает совокупность регионально-метаморфизованных пород, характеризующихся ассоциациями кианит (или силлиманит) — гранат вместо слюд и диопсид — гиперстен вместо амфиболов. Гранат представлен альмандин-пиропом, вместо бедного пироповой молекулой граната амфиболитовой фации.

В работах Эскола мы не находим фациальной характеристики метаморфических образований, занимающих промежуточное положение между хлорит-мусковитовой субфацией фации зеленых сланцев регионального метаморфизма и диагенетическими изменениями.

Первые попытки подразделения хлоритовой зоны метаморфизма, характеризующей хлорит-мусковитовую субфацию фации зеленых сланцев, мы находим в работах Тернера и Хаттона (см. Тернер, 1951), которые выделили четыре подзоны продвигающегося метаморфизма.

В специфических породах вулканогенного состава, по данным Кумбса (Coombs, 1954), развивается минеральная ассоциация, промежуточная между фацией зеленых сланцев и эпигенетическими преобразованиями. Эта фация названа цеолитовой и характеризуется ассоциацией цеолит — альбит — адуляр — кварц. Переход между этой фацией и фацией зеленых сланцев отмечается развитием клиноцоизита — эпидота вместо известковых цеолитов и белой слюды с хлоритом вместо глинистых минералов и селадонита.

По-видимому, такое же промежуточное положение между эпигенетическими изменениями и мусковит-хлоритовой субфацией фации зеле-

¹ На схеме (рисунок) комплексы, метаморфизованные на уровне первых двух стадий, объединены вместе.

ных сланцев занимает серицит-хлоритовая ассоциация, характерная для филлитовой стадии изменения пелитовых осадков.

Филлитовые монофациальные метаморфические комплексы, характерные для складчатых областей позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста, обычно слагают самостоятельные структурные этажи, отделенные несогласиями от метаморфических комплексов, характеризующихся мусковит-хлоритовой субфацией фации зеленых сланцев. Характерная для филлитов светлая слюда — серицит — представляет собой калиевую слюду с относительно низким отношением K_2O/Al_2O_3 по сравнению с мусковитом фации зеленых сланцев. Кроме того, имеются данные о том, что серицит представляет собой агрегат слюдистых минералов, среди которых может присутствовать гидромусковит, парагонит (Eugster, Joder, 1954), а также более низкотемпературные полиморфные модификации мусковита, по сравнению с мусковитом фации зеленых сланцев. Эти данные позволяют поставить вопрос о выделении фации филлитовых серицито-хлоритовых сланцев, требующий, однако, дальнейшего изучения.

Так как степень регионального метаморфизма первого типа в значительной мере является функцией времени проявления метаморфизма, то степень перекристаллизации и структурной переработки осадочной или вулканогенной породы также должна учитываться при выделении фаций регионального метаморфизма этого типа. Постепенное увеличение температуры и давления приводит к постепенному увеличению степени перекристаллизации породы и, соответственно, к возникновению более высокотемпературных минеральных ассоциаций. Играет роль и интенсивность тектонических движений. С этой точки зрения филлитовая ступень метаморфизма, характеризующаяся образованием микрокристаллических сланцев, сохраняющих реликты структур первичных пород, резко отличается от мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, для которых характерно образование низкотемпературных кристаллических сланцев, не сохраняющих реликтов структур первичных пород.

Филлитовая ступень метаморфизма может быть выделена в породах различного состава. Наиболее четко она выделяется в пелитовых породах по составу и структуре слюдистого минерала. В вулканогенных породах к этой ступени следует отнести, по-видимому, некоторые формы «зеленокаменных» изменений, в результате которых еще не образуется типичных для фации зеленых сланцев альбит — апиidot — актинолитовых кристаллических сланцев.

Как показало изучение разновозрастных метаморфических комплексов территории СССР, перечисленные выше стадии регионального метаморфизма, выраженные в определенных фациях метаморфизма, не устанавливаются совместно в пределах одного геосинклинального цикла, а проявляются только в геосинклинальных отложениях, принадлежащих различным циклам. Эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые стадии регионального метаморфизма первого типа являются категориями историческими, отражающими определенные стадии развития подвижных поясов земли в целом.

Анализ метаморфических комплексов щитов и складчатых областей различного возраста позволяет наметить следующую эмпирическую закономерность.

Монофациальные метаморфические комплексы амфиболитовой и гранулитовой фации установлены только в складчатых областях архейского возраста, обнажающихся на щитах или слагающих выступы кристаллического фундамента в складчатых областях постархейского возраста. Монофациальные метаморфические комплексы, метаморфизованные в амфиболитовой фации метаморфизма, представлены исключительно гнейсовыми и амфиболитовыми сериями. Бесполовошпатовые кристал-

лические сланцы с кианитом, андалузитом, ставролитом, силлиманитом для этих серий не характерны.

Для протерозойских складчатых областей характерно образование монофациальных метаморфических комплексов фации зеленых сланцев и филлитовых серицито-хлоритовых сланцев. В палеозойских складчатых областях геосинклинальные осадочно-вулканогенные комплексы палеозойского возраста метаморфизованы не выше фации филлитовых серицито-хлоритовых сланцев. Геосинклинальные осадочно-вулканогенные комплексы позднепалеозойского и мезокайнозойского возраста подверглись, по-видимому, только начальной стадии регионального метаморфизма первого типа (рисунок). Кроме того, в пределах каждого цикла наблюдается изменение фаций регионального метаморфизма первого типа в зависимости от тектонического режима отдельных участков складчатой области.

Приведенная выше эмпирическая закономерность в распределении фаций метаморфизма в метаморфических комплексах, образующихся в результате регионального метаморфизма первого типа, позволяет сделать следующие выводы:

1. Фации регионального метаморфизма первого типа (или динамо-геотермического метаморфизма) являются отражением термодинамического состояния, характеризующего определенные крупные этапы развития, которые могут быть названы мегациклами.

2. В развитии Земли намечаются четыре мегацикла: архейский, протерозойский, палеозойский и мезо-кайнозойский, отличающиеся по фациям регионального метаморфизма первого типа. В пределах каждого мегацикла соответственно можно выделить два цикла, отвечающие эпохам складчатости. В архейском мегацикле — нижнеархейский — алданский и верхнеархейский — становой циклы. В протерозойском мегацикле — карельский и байкальский циклы. В палеозойском мегацикле — каледонский и герцинский циклы. В мезо-кайнозойском мегацикле — киммерийский и альпийский циклы. Геосинклинальные комплексы, отвечающие отдельным циклам, обнаруживают значительно меньше различия в степени метаморфизма.

Длительность мегациклов и циклов убывает от древних к более молодым, что также определяет уменьшение степени регионального динамо-геотермического метаморфизма геосинклинальных отложений во времени.

3. Границы мегациклов характеризуются изменением термического режима, что отражено в изменении фаций метаморфизма, характеризующих метаморфические комплексы разного возраста.

4. Наиболее резкое изменение в термическом режиме Земли устанавливается в раннем докембрии и характеризуется резкой сменой монофациальных метаморфических комплексов амфиболитовой фации монофациальными метаморфическими комплексами мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев без образования промежуточных по термодинамическим условиям фаций. Эта граница, вероятно, и должна быть принята за границу архея и протерозоя.

5. Намечается эволюция регионального метаморфизма первого типа во времени, выраженная в уменьшении степени метаморфизма в направлении от более древних к более молодым комплексам, что свидетельствует об изменении термодинамических условий геосинклинального процесса. Главным фактором в изменении термодинамических условий на различных стадиях развития является уменьшение количества радиоактивного тепла в Земле во времени вследствие распада радиоактивных веществ. Повсеместное развитие высокотемпературных гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в архейских комплексах свидетельствует о высокой температуре процессов регионального метаморфизма и об относительно большем значении величины геотермического градиента, возрастающего с глубиной.

Относительная простота структур крупного плана архейских метаморфических комплексов с развитием одной высокотемпературной фации метаморфизма на значительных площадях также говорит в пользу того, что этот метаморфизм связан с периодом погружения осадков и складчатости их в условиях высоких значений геотермического градиента.

В протерозойских складчатых областях геосинклинальные отложения, как правило, метаморфизованы в фации зеленых сланцев регионального метаморфизма первого типа. Исключение представляют метаморфические комплексы амфиболитовой фации метаморфизма, занимающие спорное стратиграфическое положение и датируемые одними исследователями как нижний протерозой, а другими — как верхний архей. К таким комплексам со спорным возрастом относятся, например метаморфические породы Олекмо-Становой зоны, Бирюсинская серия Восточного Саяна, Чуйская толща Байкало-Патомского нагорья, выступы кристаллического фундамента в нагорье Сангилен, Западном и Центральном Забайкалье. К этой же группе следует отнести гнейсовые метаморфические серии Кокчетавского и Улутауского районов Казахстана, Каратегинский выступ Гисарского хребта и другие выступы гнейсовых толщ в складчатых областях различного возраста.

Сторонники нижнепротерозойского возраста этих толщ базируют свое заключение о возрасте на данных абсолютного возраста. Если учесть, что последний устанавливается исключительно по метаморфическим минералам, то этот возраст указывает лишь на время проявления наиболее поздних метаморфических процессов преобразования толщ, а не на возраст субстрата и регионального метаморфизма этих толщ. Следовательно, абсолютный возраст таких глубоко и неоднократно метаморфизованных комплексов не может быть использован для установления стратиграфического положения толщ, подвергшихся метаморфизму. Что касается структурного положения всех рассмотренных выше метаморфических комплексов, то большинство из них слагает выступы глубокоэродированного, неоднократно гранитизированного кристаллического фундамента в областях протерозойской складчатости, на котором несогласно залегают монофациальные метаморфические комплексы фации зеленых сланцев, датируемые как нижний протерозой (Карельская формация Балтийского щита, Тейская серия Енисейского Кряжа, Дербинская серия Восточного Саяна, Удоканская серия Прибайкалья и др.).

Автор считает, что высокотемпературный неравномерный метаморфизм в этих сериях связан с региональным метаморфизмом второго типа или плутоническим метаморфизмом, наложенным на региональный метаморфизм первого типа.

Приведенные выше особенности регионального метаморфизма первого типа в архейских толщах позволяют сделать вывод о специфических условиях начальной стадии геологической истории Земли.

В связи с этим автору представляется более правильным для установления границы архея и протерозоя использовать не цифры абсолютного возраста, а такие данные:

1. Характер метаморфизма.
2. Наличие амфиболитовой или гранулитовой фаций регионального метаморфизма первого типа, характерных только для архея.
3. Характер распределения фаций метаморфизма в пространстве.
4. Тип складчатых структур крупного плана.

Специфические условия развития Земли в архее отмечали многие исследователи и неоднократно подчеркивались Е. В. Павловским (1953, 1963). Это положение полностью подтверждается с позиции выделения двух типов регионального метаморфизма, согласно которой только архейские комплексы характеризуются проявлением регионального метаморфизма первого типа в высокотемпературных условиях, способствующих образованию минеральных ассоциаций гранулитовой и амфиболи-

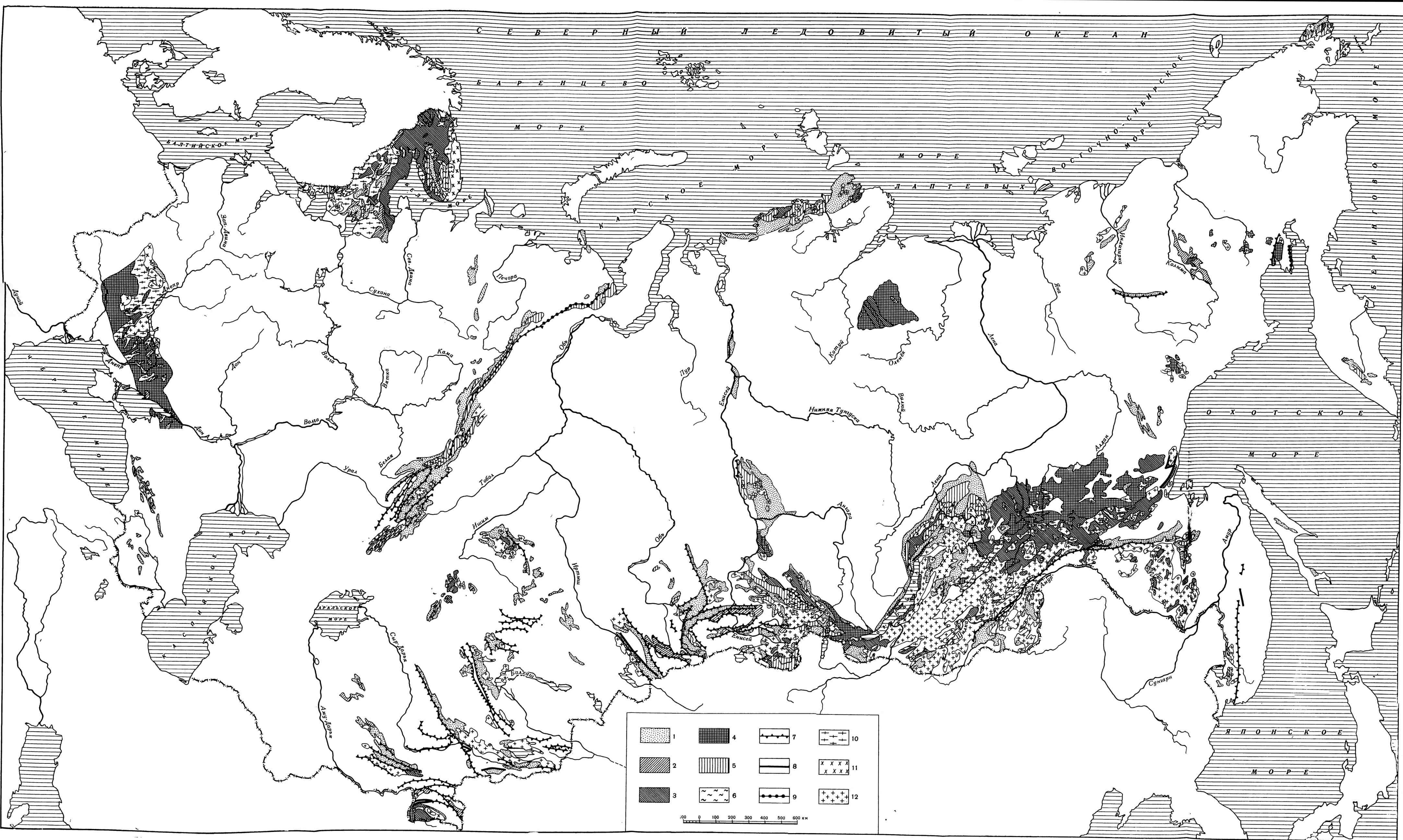


Схема распространения метаморфических комплексов различных типов регионального метаморфизма на Шитах и складчатых областях территории СССР (составила Б. Я. Хорева)

А. Монофациальные метаморфические комплексы, связанные с региональным метаморфизмом проявляющимся в период погружения и складчатости подвижных зон (региональный динамотермический метаморфизм): 1 — монофациальные метаморфические комплексы филлитовой фации и начальной стадии метаморфизма; 2 — монофациальные метаморфические комплексы фации зеленых сланцев; 3 — монофациальные метаморфические комплексы амфиболитовой фации с наложенным ультраметаморфизмом; 4 — монофациальные метаморфические комплексы гранулитовой фации с наложенным повсеместным ультраметаморфизмом. Б. Полифациальные метаморфические комплексы, связанные с региональным метаморфизмом постинверсионной стадии развития подвижных зон или этапом активизации областей завершённой складчатости (региональный плутонический метаморфизм). Полифациальные метаморфические комплексы антиклинальных зон; 5 — полифациальные метаморфические комплексы характеризующиеся метаморфической зональностью с постепенной сменой фации метаморфизма от фации зеленых сланцев через эпидот-амфиболитовую до амфиболитовой фации; 6 — мигматитовые комплексы, пространственно генетически связанные с полифациальными метаморфическими комплексами. Полифациальные метаморфические комплексы зон глубинных разломов (метаморфические пояса); 7 — метаморфические пояса без проявлений высокотемпературного плутонизма со слабо выраженной метаморфической зональностью сложными породами филлитовой фации и фации зеленых сланцев с явлениями окварцевания и низкотемпературного гидротермального метаморфизма (плюс микрокристаллических сланцев); 8 — метаморфические пояса с гранитоидным плутонизмом и кремнекислым метасоматозом с четко выраженной метаморфической зональностью от фации зеленых сланцев через эпидот-амфиболитовую до амфиболитовой фации (пояса слюдяных микрокристаллических и высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов); 9 — метаморфические пояса с плутонизмом основного и ультраосновного состава и натровым метасоматозом. Метаморфическая зональность неотчетливая (пояса лавсонит — глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов и эколитоподобных пород). Генетические типы гранитоидных комплексов: 10 — автохтонные гранитоиды ультраметаморфического происхождения; 11 — параавтохтонные гранитоиды метаморфического происхождения; 12 — аллохтонные гранитоиды магматического происхождения.

товой фаций. Граница архея и протерозоя, как отмечают многие исследователи, является важным рубежом в развитии Земли, к которому приурочены, например, такие крупные события, как начало формирования платформенного чехла древних платформ и заложение геосинклиналей (Косыгин, 1964).

Анализ регионального метаморфизма первого типа архейских складчатых областей позволяет высказать предположение о том, что архейские метаморфические комплексы образуют первичный гранитно-метаморфический слой земной коры, подвергавшийся на протяжении всей последующей истории различным процессам активизации.

Полученные данные по характеру изменений фаций регионального метаморфизма первого типа во времени хорошо согласуются с представлениями Е. А. Любимовой (1952, 1962) об особенностях термической истории Земли. Согласно этим представлениям, тепловой режим, который определяет среднюю величину геотермического градиента, в значительной мере зависит от количества радиоактивных веществ, способных при распаде выделять тепло. Естественно, что количество радиоактивных веществ по мере их распада уменьшается, а следовательно, уменьшается и количество тепла, накапливающегося в Земле. В соответствии с этим мы должны допустить, что в архее количество радиоактивных веществ было максимальным, а следовательно, было максимальным и количество тепла, которое и определяло высокое значение величины геотермического градиента, а следовательно, появление в архее высокотемпературных фаций метаморфизма. В последующие мегациклы развития понижение количества радиогенного тепла обусловило уменьшение значения геотермического градиента и, соответственно, образование низкотемпературных фаций регионального метаморфизма первого типа.

В таблице суммированы все геолого-петрологические особенности регионального метаморфизма первого типа или регионального динамо-геотермического метаморфизма.

На схеме (см. рисунок) показано распределение метаморфических комплексов, образующихся в результате различных типов регионального метаморфизма геосинклинальных осадочно-вулканогенных отложений различного возраста. При сравнении этой карты с тектоническими отчетливо видна зависимость фаций метаморфизма монофациальных метаморфических комплексов от возраста складчатой области.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ВТОРОГО ТИПА

Этот тип регионального метаморфизма соответствует «плутоническому метаморфизму» Г. Г. Рида (1957), «прогрессивному региональному метаморфизму», установленному впервые в Шотландском нагорье Г. Барроу (Baggow, 1893) и регионально-контактовому метаморфизму В. А. Николаева (1957₂).

Характерной особенностью этого типа метаморфизма является наличие метаморфической зональности со сменой фаций метаморфизма на коротком расстоянии и неравномерность проявления метаморфизма как вкрест, так и по простиранию геосинклинальных отложений.

Метаморфическая зональность обычно выражена или в параллельном расположении зон, ограниченных изоградами, простирающимися, как правило, согласно с главными тектоническими структурами, или в концентрическом расположении зон в виде овалов, как бы облегающих участки, сложенные наиболее сильно метаморфизованными породами или мигматитовыми комплексами.

По представлениям Н. Г. Судовикова, «наблюдаемая зональность является результатом неоднородного метаморфизма формаций и отражает процессы преобразования пород в условиях разных глубин» (1964, стр. 275). Н. Г. Судовиков выделяет два типа метаморфической зональ-

ности: первый тип — правильной зональности, характеризующейся постепенными переходами в степени метаморфизма вкост простирания зон от слабометаморфизованных к более сильно метаморфизованным, второй тип — неправильной зональности, характеризующейся резкой сменой фаций метаморфизма по тектоническим границам и неправильным чередованием зон.

Анализ областей проявления метаморфической зональности на территории СССР подтверждает существование намеченных двух типов метаморфической зональности и позволяет установить закономерности их распространения. Правильная метаморфическая зональность обычно наблюдается в необращенных антиклинориях или в купольных структурах, возникающих в геосинклинальных комплексах в результате тектоно-плутонической активизации блоков кристаллического фундамента. Во всех этих структурах зоны метаморфизма, сложенные породами различных фаций, располагаются концентрически вокруг центральной части поднятия, сложенной в зависимости от глубины эрозионного среза гнейсовыми или мигматитовыми комплексами.

Неправильная метаморфическая зональность чаще всего характеризуется линейным расположением зон метаморфизма и приурочена к глубинным разломам.

Типичным примером правильной метаморфической зональности, который приводится во всех учебниках по метаморфизму, являются метаморфизованные образования Шотландского нагорья. Впервые зональность здесь была установлена и изучена Г. Барроу (Barrow, 1893, 1912) в юго-восточной части нагорья. Позже эта зональность изучалась Тилли (Tilley, 1925) и другими.

Зоны характеризуются концентрическим расположением вокруг центральной части, сложенной мигматитами и породами силлиманитовой зоны. Далее к периферии силлиманитовая зона сменяется зоной кианита, затем следуют зоны граната, биотита и хлорита.

Н. Г. Судовиковым метаморфизм пород Шотландского нагорья связывается с геосинклинальным погружением толщ в условиях сильного стресса. Зональное проявление метаморфизма «связывается с погружением отложений в область высоких температур» (1964, стр. 276).

В результате проведения детальных исследований в Шотландском нагорье получен новый материал, позволяющий по-иному трактовать причину метаморфической зональности.

В. К. Кеннеди (Kennedy, 1948) составил карту распространения зон метаморфизма в Шотландском нагорье. Границы зон или изограды, по данным этого исследователя, представляют собой выходы изотермических поверхностей, образующих термальную структуру, имеющую форму простой антиклинали погружающейся к юго-западу. Ось антиклинали параллельна направлению каледонских структур.

Высокотемпературное ядро (силлиманитовая зона) расширяется к северо-востоку, в то время как к юго-западу на погружении последовательно располагаются более низкотемпературные зоны (кианита, граната, биотита, хлорита), которые характеризуют термальную депрессию.

Образование этой крупной термальной антиклинали, по В. К. Кеннеди, (Kennedy, 1948) связано не с поверхностной тектоникой, а определяется структурой основания. В результате гранитизации кристаллического фундамента возникает подвижной гранитовый материал, подъем которого в верхний структурный ярус создает геотермическую аномалию.

Метаморфическая зональность развивается в отложениях позднего докембрия, слагающих ядро антиклинория, и связана с каледонским тектоно-магматическим циклом. Границы зон, как правило, не совпадают со стратиграфическими границами.

Как следует из изложенного выше материала, метаморфизм Шотландского нагорья не связан с периодом погружения геосинклинальных

Геолого-петрологические особенности двух типов регионального метаморфизма подвижных поясов земной коры

Геолого-петрологические особенности типов регионального метаморфизма	Синонимы	Факторы (параметры) метаморфизма	Геотектоническая характеристика	Зависимость от глубины	Соотношение степени метаморфизма (или фации метаморфизма) и возраста	Характер распределения фаций метаморфизма в пространстве	Петроструктурная и петрогенетическая характеристика	Металлогеническая характеристика	Геофизическая характеристика областей проявления регионального метаморфизма	Примеры метаморфических комплексов в складчатых областях различного возраста, образующихся в результате различных типов регионального метаморфизма			
										Архейские складчатые области	Протерозойские складчатые области	Палеозойские складчатые области	Мезо-кайнозойские складчатые области
<p>Региональный метаморфизм I типа Региональный (динамо-геотермический метаморфизм)</p>	<p>1. Региональный метаморфизм 2. Геотермический метаморфизм (метаморфизм нагрузки) 3. Орогенический метаморфизм 4. Региональный динамотермальный метаморфизм</p>	<p>Давление — преимущественно гидростатическое, а также возникающее при складкообразовательных тектонических движениях одностороннее давление. Температура — почти исключительно за счет среднего геотермического градиента, зависящего от термического режима Земли, характеризующего крупные этапы ее развития (мегациклы)</p>	<p>Проявляется длительно в течение всего геосинклинального этапа развития подвижного пояса, включая период погружения и формирования складчатых структур. Области проявления регионального метаморфизма первого типа приурочены к обращенным антиклинориям и к синклинориям, развивающимся на месте участков наибольшего прогибания в пределах геосинклинальной зоны или к выступам фундамента</p>	<p>В этом типе регионального метаморфизма устанавливается непосредственная зависимость степени метаморфизма или фации метаморфизма от глубины погружения геосинклинальных отложений.</p>	<p>Устанавливается зависимость степени метаморфизма от возраста складчатой области, а в пределах последней от возраста данного структурного яруса и от тектонического режима отдельных участков области. В метаморфических комплексах, образующихся в результате регионального метаморфизма первого типа, возраст метаморфизма всегда совпадает со стратиграфическим положением геосинклинальных отложений, подвергшихся метаморфизму. Чем древнее метаморфический комплекс, тем выше фация или степень метаморфизма. Амфиболитовая и гранулитовая фации наблюдаются только в архейских комплексах. В протерозойских геосинклинальных комплексах — не выше фации зеленых сланцев, в палеозойских — фации филлитовых серицито-хлоритовых сланцев, в мезо-кайнозойских — начальный метаморфизм и эпигенез</p>	<p>Характерна равномерная перекристаллизация пород, метаморфизованных в этап становления метаморфического комплекса в одной фации метаморфизма на значительных площадях, что определяет образование монофациальных метаморфических комплексов. Характерно отсутствие четкой метаморфической зональности, выраженной в резкой смене фаций метаморфизма на коротком расстоянии от низкотемпературных к высокотемпературным. Границы фаций нечеткие, всегда совпадают со стратиграфическими границами и наиболее отчетливы при переходе к различным структурным этажам.</p>	<p>1. Преимущественно изохимический тип метаморфизма 2. Кристаллизационная сланцеватость всегда совпадает со слоистостью и послонным квиважом 3. Отсутствие метасоматических и коррозионных структур, а также порфиобластических структур метасоматического происхождения 4. Длительность процесса метаморфизма и устойчивость термодинамических условий определяют достижение полного химического равновесия 5. Послойное развитие метаморфических минералов, повторяющих изгибы смятых в складки пластов 6. Синтектоническая перекристаллизация 7. Процессы гранитизации, а также интрузивного магматизма всегда наложены на процессы регионального метаморфизма первого типа</p>	<p>С первым типом регионального метаморфизма связаны процессы метаморфической дифференциации перекристаллизации и переотложения рудного вещества, накопленного в период седиментации и вулканизма геосинклинальной стадии развития подвижной зоны. Например: 1. Месторождения железистых кварцитов 2. Месторождения медистых песчаников 3. Месторождения марганцовых руд и др.</p>	<p>Характерно преимущественно положительное магнитное поле; гравитационное поле чаще положительное, реже отрицательное</p>	<p>1. Беломорский комплекс Балтийского щита 2. Алданский комплекс Алданского щита 3. Гнейсовая серия Украинского кристаллического массива 4. Гнейсовая серия Анабарского массива 5. Становой комплекс верхнеархейской Олекмо-Становой складчатой зоны</p>	<p>1. Муйская, Удоканская, Патомская и др. серии С.-В. Прибайкалья 3. Сухопитская серия Енисейского кряжа 4. Кувайская серия Восточного Саяна 5. Выступы верхнепротерозойского складчатого основания в Горном Алтае и Зап. Саяне 6. Тукурингская серия Дальнего Востока 7. Уссурийская серия Уссури-Ханкайского массива</p>	<p>1. Кенкольская серия Макбальского антиклинория 2. Нижнепалеозойские метаморфические породы Рудного Алтая 3. Кембрийские отложения Алтае-Саянской области 4. Выступы докембрийских метаморфических пород в каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня</p>	<p>Геосинклинальные осадочные и вулканические комплексы палеозоя и мезозоя в симмерийско-альпийских складчатых областях Памира и Кавказа</p>
<p>Региональный метаморфизм II типа (Региональный плутонический метаморфизм)</p>	<p>1. Прогрессивный региональный метаморфизм 2. Плутонический метаморфизм 3. Регионально-контактный метаморфизм</p>	<p>Давление — стресс, давление газовой и жидкой фазы. Температура — вызываемая подъемом теплового потока, состоящего из высокотемпературных растворов, поднимающихся из глубинных зон земной коры и мантии Концентрация растворов, образующих тепловой поток</p>	<p>Проявляется в течение относительно более короткого промежутка времени. Приурочен к периоду преимущественных восходящих тектонических движений, следующих за общей инверсией геосинклинальной зоны. Проявляется также в зонах активизации областей завершённой складчатости. Приурочен к необращенным антиклинориям, мобилизованным куполам и валам антиклинорного типа, а также к зонам глубинных разломов</p>	<p>Не наблюдается зависимости степени метаморфизма или фации метаморфизма от глубины погружения геосинклинальных отложений. Региональный плутонический метаморфизм, начинаясь в глубинных сечениях в пределах кристаллического фундамента за счет подъема фронта мигматизации и сопровождающего его метаморфизма, захватывает геосинклинальные отложения. Следовательно, зависимость от глубины определяется уровнем подъема мигматитового фронта</p>	<p>Степень метаморфизма не зависит ни от стратиграфического положения, ни от возраста геосинклинальных отложений, подвергшихся метаморфизму. Возраст метаморфизма не совпадает с возрастом геосинклинальных отложений, подвергшихся метаморфизму и, как правило, более молодой. В этом типе регионального метаморфизма могут образовываться различные фации, включая амфиболитовую, но резко отличающуюся от амфиболитовой фации, характеризующей архейские комплексы.</p>	<p>Характерна неравномерная перекристаллизация пород, метаморфизованных даже в пределах одного стратиграфического подразделения в различных фациях, сменяющих друг друга на коротком расстоянии, образуя метаморфическую зональность. Границы фации резкие, представляющие собой изгороды метаморфизма, как правило, не совпадают со стратиграфическими границами и наложены на складчатые структуры. Для этапа становления метаморфического комплекса характерно образование полифациальных метаморфических комплексов.</p>	<p>1. Процессы минералообразования, связанные с этим типом метаморфизма всегда наложены на минеральные ассоциации, возникшие в результате регионального метаморфизма первого типа 2. Наблюдается пространственная и парагенетическая связь с перемещенными плутоническими образованиями гранитоидного состава метаморфогенного происхождения и генетическая и временная связь с процессами гранитизации — фельдшпатизация, кремнекальцевый метасоматоз 3. Широкое развитие порфиобластических структур метасоматического происхождения 4. Процессы регионального метаморфизма II типа предшествуют внедрению гранитных магматических интрузий</p>	<p>Со вторым типом регионального метаморфизма парагенетически и генетически связаны некоторые гидротермальные жильные и метасоматические месторождения полезных ископаемых Так например, непосредственная связь с этим типом метаморфизма устанавливается для некоторых месторождений золота (Маралихинский район Ю. Алтая, Болайбинский район Прибайкалья, район хребта Тукурингра, С.-З. Кызыл-Кумы)</p>	<p>Характерно преимущественно отрицательное магнитное поле и положительное гравитационное поле</p>	<p>Плутонически активизированные выступы архейского кристаллического фундамента в постархейских складчатых областях: 1. Канская и Баруинская глыбы Восточного Саяна 2. Канский и Енисейский метаморфические комплексы Енисейского кряжа 3. Томский массив Кузнецкого Ала-Тау 4. Гнейсовые толщи Центрального Забайкалья 5. Гнейсовые серии Кокчетавского и Улутавского р-нов Казахстана 6. Гнейсо-амфиболитовый комплекс Иртышской зоны смятия 7. Горанская и Шахдаринская серии Ю.-З. Памира</p>	<p>1. Тейская серия Енисейского кряжа 2. Мамская толща Прибайкалья 3. Кейвская серия Кольского полуострова 4. Шилкинская серия Восточного Забайкалья 5. Ладожская формация С.-З. Приладожья</p>	<p>1. Киргизская серия макбальского антиклинория 2. Уфалейский, Сысертский, Салдинский мигматито-гнейсовые комплексы Урала 3. Метаморфические породы гор Кандыктас Казахстана 4. Метаморфические породы Шотландского нагорья 5. Среднепалеозойский метаморфический комплекс Иртышской зоны смятия Алтая 6. Метаморфические породы в зонах глубинных разломов Южного Тянь-Шаня и Сев. Памира</p>	<p>1. Южно-Аличурская серия Ю.-З. Памира 2. Метаморфические породы Ванчского и Язгулемского хребта (Ц. Памир) 3. Музкольский метаморфический комплекс Центрального Памира 4. Метаморфические породы Главного Кавказского хребта</p>

отложений на различную глубину, а объясняется подъемом подвижного гранитного материала в период восходящих движений складчатой области. Метаморфическая зональность проявляется на одном гипсометрическом уровне за счет наличия разности геотермического градиента в пределах геотермической аномалии. По представлениям Г. Г. Рида (Read, 1939), метаморфизм Шотландского нагорья является посттектоническим и связан с плутонической деятельностью.

Аналогичное объяснение метаморфической зональности мы находим в работе Н. Д. Чаттерджи (Chatterjee, 1961), посвященной описанию метаморфических пород района Симплон в Швейцарских и Итальянских Альпах.

По данным этого исследователя, метаморфической перекристаллизации подвергаются триасовые отложения, предварительно смятые в складки и подвергшиеся дислокационному метаморфизму. Перекристаллизация, начавшаяся после надвиговых деформаций одновременно с дифференциальными движениями, в большинстве случаев заканчивается после их завершения.

Зоны метаморфизма, ограниченные в этом районе изоградами метаморфизма секут складчатые структуры и стратиграфические границы.

Н. Д. Чаттерджи полностью соглашается с Г. Г. Ридом и связывает зональный метаморфизм триасовых отложений района Симплон с подъемом фронта гранитизации, т. е. с плутоническим метаморфизмом, которому предшествовал очень слабый «орогенический метаморфизм».

В настоящее время известно много примеров областей проявления метаморфической зональности. Все эти области характеризуются тем, что процессы метаморфизма в них наложены на складчатые структуры и связаны не с погружением толщ на различную глубину, а следовательно, не со средней величиной геотермического градиента, характеризующей данный этап развития, а с геотермическими аномалиями, вызываемыми подъемом тепловых потоков, которые создаются движением вверх высоконагретых масс вещества плутонического происхождения.

Метаморфические комплексы, возникающие в результате регионального метаморфизма второго типа или плутонического метаморфизма, представляют собой полифациальные комплексы, так как сложены породами различных фаций метаморфизма, образующимися в период становления метаморфического комплекса.

Процессы регионального метаморфизма, с которыми связано образование полифациальных метаморфических комплексов, характеризующихся метаморфической зональностью, резко отличаются как по факторам метаморфизма, так и по времени проявления в истории развития подвижного пояса от рассмотренного выше динамо-геотермического или «орогенического» регионального метаморфизма и заслуживают выделения в особый тип регионального метаморфизма, который мы вслед за Ридом предлагаем называть региональным плутоническим метаморфизмом. Отличительные особенности этого типа метаморфизма суммированы в таблице. Распределение полифациальных метаморфических комплексов дано на схеме (рисунок).

Подъем высоконагретого подвижного плутонического материала в верхние горизонты земной коры, создающего тепловой поток, естественно, должен совпадать с периодом восходящих тектонических движений в геосинклинальной зоне, что и определяет приуроченность процессов регионального метаморфизма второго типа к поздне- или постинверсионной стадии развития подвижной области, а в некоторых случаях даже связано с этапом тектонической активизации областей завершённой складчатости.

Тепловые потоки, поднимающиеся в верхние структурные этажи земной коры, могут создаваться подъемом как магматического, так и мигматитового фронтов. Магматический фронт образуется в результате

подъема магматического материала, продвижение которого в верхние горизонты земной коры может происходить различными путями.

Согласно В. С. Питчеру и Г. Г. Риду (Pitcher, Read, 1963), характер и масштабы контактового метаморфизма, вызываемого магматическими интрузиями, находятся в зависимости от механизма проникновения магмы в верхние горизонты земной коры. Указанные исследователи намечают пять способов проникновения магмы в верхние горизонты коры. Большинство из этих способов, обусловленное механическим проникновением магмы по трещинам и разломам, не сопровождается существенным метаморфизмом вмещающих пород. Только при одном способе проникновения магмы, который называется реакционным замещением, возникает широкий зональный ареол метаморфических пород и мигматитов, которые Вегман определил как «краевые», но по парагенетическим ассоциациям очень сходных с метаморфическими породами, образующимися при подъеме мигматитового фронта, обуславливающего процессы регионального метаморфизма второго типа.

Мигматитовый фронт образуется в результате подъема в верхние структурные этажи высоконагретых растворов, мобилизованных в глубинных зонах земной коры и мантии. Продвижение этого фронта и обуславливает процессы плутонического метаморфизма или регионального метаморфизма второго типа. В архейском кристаллическом фундаменте плутонический метаморфизм имеет характер ультраметаморфизма, а в верхних структурных этажах он перерастает в региональный метаморфизм.

Выделение двух типов регионального метаморфизма позволяет выявить взаимосвязь процессов метаморфизма с процессами гранитизации и мигматизации. Во всех монофациальных метаморфических комплексах постархейского возраста, образование которых связано с процессами регионального метаморфизма первого типа, отчетливо видно, что процессы гранитизации и мигматизации не являются следствием регионального метаморфизма первого типа, а связаны с поступлением гранитизирующих растворов из глубинных зон земли. Процессы гранитизации и мигматизации во всех этих комплексах неразрывно связаны во времени и пространстве с процессами регионального метаморфизма второго типа, вызываемого подъемом высоконагретых плутонических продуктов глубинного происхождения.

Исключение представляют архейские метаморфические комплексы. В этих комплексах обычно мигматизация и гранитизация имеют региональный характер и проявляются в совокупности с анатексисом и реоморфизмом. Все эти процессы принято относить к категории ультраметаморфизма.

В архейских метаморфических комплексах мы обычно имеем дело с многоэтапным проявлением процессов ультраметаморфизма, особенно в тех случаях, когда архейские метаморфические комплексы располагаются в складчатых областях постархейского возраста.

Как показало изучение активизированных архейских метаморфических комплексов, обнажающихся в молодых складчатых областях, на примере метаморфических серий юго-западного Памира (Мурина, Хорева, 1965) все процессы ультраметаморфизма, относящиеся к этапу плутонической активизации архейского метаморфического комплекса, также связаны с подъемом фронта гранитизации. Только часть процессов ультраметаморфизма, относящихся к периоду становления архейского метаморфического комплекса, можно рассматривать как дальнейшее развитие процессов высокотемпературного регионального метаморфизма первого типа. Это относится к полосчатым мигматитам кварцево-плагиоклазового состава, образование которых можно объяснить процессами селективного плавления и метаморфической дифференциации гнейсовых толщ.

Образование же микроклиновых гранитов и мигматитов, а также все процессы метасоматической гранитизации обычно наложены на процессы плагимигматизации. Источником этих процессов не являются гранитные расплавы, образующиеся в результате селективного плавления, так как они имеют, как правило, плагигранитный состав и не обнаруживают признаков метасоматического минералообразования.

Таким образом, в архейских метаморфических комплексах можно выделить две генетические категории процессов ультраметаморфизма. Одна из них представляет собой результат дальнейшего развития процессов высокотемпературного регионального метаморфизма первого типа, приводящих к селективному плавлению и метаморфической дифференциации гнейсовых толщ, и характеризуется образованием полосчатых плагноклазовых мигматитов и плагноклазовых гранито-гнейсов.

К этой категории, например, относится образование гранитов I группы беломорского метаморфического комплекса Карелии, изученных Н. Г. Судовиковым (1939), древнестановых гранитов Станового метаморфического комплекса и др.

Механизм процессов ультраметаморфизма этой категории хорошо объясним с позиций, предложенных Н. Г. Судовиковым (1964); эти процессы протекают в закрытой системе и наблюдаются в архейских комплексах, не имея универсального значения.

Другая категория процессов ультраметаморфизма более широко распространена и легче объяснима с позиций, предложенных Г. Г. Ридом (1957), который связывает эти процессы с подъемом высоконагретого гранитизирующего материала из подкоровых слоев Земли, проявляющихся в открытой системе.

Рассматриваемые процессы ультраметаморфизма начинаются с метасоматического замещения растворами, богатыми калием гнейсовых толщ, с образованием микроклиновых мигматитов и микроклиновых гранито-гнейсов. На высоких стадиях гранитизации процессы метасоматоза перерастают в реоморфизм и анатексис с образованием расплавов.

В архейских комплексах эта категория процессов ультраметаморфизма имеет региональный характер, но, кроме того, может проявляться и в геосинклинальных комплексах любого возраста, в результате подъема фронта гранитизации вдоль определенных тектонических зон.

В постархейских геосинклинальных комплексах эти процессы обычно не доходят до образования расплавов *in situ*, ограничиваются образованием метасоматических гранитоидов или мигматитовых комплексов, но сопровождаются процессами регионального метаморфизма, которые мы относим ко второму типу (региональный плутонический метаморфизм).

В постархейских складчатых областях плутонический метаморфизм локализован в определенных структурах, а продвижение магматитового фронта происходит по глубинным разломам.

По данным Е. М. Ананьевой, на Урале намечаются существенные отличия в геофизических полях областей, сложенных магматическими гранитами и «краевыми» гнейсами и мигматитами, с одной стороны, от областей, сложенных гранито-гнейсовыми и полифациальными метаморфическими комплексами, образующимися в результате регионального метаморфизма второго типа, с другой. Так, первые на примере гранитов и «краевых» гнейсов Восточно-Уральского антиклинория дают отрицательные гравитационные аномалии, а вторые (Уфалейский, Сысертский, Салдинский комплексы) дают положительные гравитационные аномалии. Эти данные свидетельствуют о том, что «краевые» гнейсы и мигматиты слагают маломощные экзоконтактные зоны легких гранитных тел, в то время как полифациальные метаморфические комплексы на большую глубину сложены более тяжелыми гнейсовыми образованиями.

Таким образом, процессы регионального метаморфизма второго типа не связаны с подъемом магматических масс, а возникают в результате подъема мигматитового или плутонического фронта.

Плутонический фронт, создаваемый подъемом высоконагретого материала глубинного происхождения, может перемещаться в верхние горизонты земной коры различными путями и мобилизуется в различных зонах коры и мантии. Поскольку плутонический фронт создается главным образом поступлением растворов, с помощью которых переносится тепловая энергия и вещество из глубинных зон Земли, процессы регионального метаморфизма второго типа сопровождаются интенсивными процессами метасоматоза, в отличие от преимущественно изохимического процесса регионального метаморфизма первого типа.

При подъеме плутонического фронта вдоль зон глубинных разломов образуются метаморфические пояса, сложенные полифациальными метаморфическими комплексами.

Намечается два петрогенетических типа метаморфических поясов: метаморфические пояса сиалического профиля, сопровождающиеся процессами кремнекалиевого метасоматоза, и метаморфические пояса фемического профиля, сопровождающиеся процессами натрового метасоматоза.

Метаморфические породы поясов сиалического профиля обычно развиваются за счет миогеосинклинальных отложений, характеризуются образованием высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов и сопровождаются гранито-гнейсовыми формациями метаморфогенного происхождения.

Классическим примером метаморфического пояса сиалического профиля является палеозойский Иртышско-Маркакульский метаморфический пояс, приуроченный к Иртышской зоне смятия Алтая, детально изученный автором (Хорева, 1963).

Метаморфические породы поясов фемического профиля обычно развиваются за счет эвгеосинклинальных отложений и характеризуются образованием лавсонит-глаукофановых сланцев, жадеитовых и эклогитоподобных пород, гранатовых амфиболитов и сопровождаются гипербазитовыми и периодотито-габбровыми формациями.

Классическим примером метаморфического пояса фемического профиля является палеозойский метаморфический пояс, приуроченный к Главному Уральскому глубинному разлому, детально изученный Ю. Е. Молдавцевым (1962).

К аналогичному выводу о существовании двух типов метаморфических поясов независимо от автора пришел А. Миасиро (Miyashiro, 1961) на основании изучения метаморфических поясов Японии и других районов Тихого океана. По данным этого исследователя, вдоль побережья Японских островов, а также на их продолжении в других частях Тихого океана выделяется два типа метаморфических поясов: внутренний, расположенный на континенте, и наружный, расположенный со стороны океана.

Внутренний пояс сложен метаморфическими породами андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового парагенезисов, образованных в результате метаморфизма осадочных пород. Характерно присутствие большого количества гранитного материала.

Наружный пояс сложен метаморфическими породами жадеит-глаукофанового парагенезиса, характеризующегося высоким давлением и образованием в основном в результате метаморфизма базитовых вулканических пород и, реже, осадочных пород. В наружном метаморфическом поясе наблюдается внедрение большого количества габбровых и ультраосновных пород (в основном серпентинитовых). Гранитоидные породы отсутствуют.

Анализируя тектоническое положение метаморфических поясов Японии, Миасиро приходит к выводу о том, что «внутренний метаморфический пояс был образован в геосинклинальном бассейне, который закладывался на сиалическом основании, а наружный метаморфический пояс был образован в геосинклинальном бассейне, основанием для которого явилось дно океана за пределами континента» (Miyashiro, 1961). Внутренние метаморфические пояса образуются при более высокой температуре и меньшем давлении, чем наружные. Более низкая температура в наружном поясе объясняется отсутствием сиалических пород, с которыми связано большое количество радиогенного тепла, переносимого гранитными интрузиями.

Измерения потока тепла на дне океана показало, что во впадинах объем потока тепла гораздо меньше, чем в других частях земной поверхности.

Все метаморфические пояса имеют центральную ось, вдоль которой наблюдается кульминация метаморфизма.

Во внутренних метаморфических поясах к оси приурочено образование мигматитов.

Термальная структура метаморфических поясов обуславливалась региональным восхождением изоготермических поверхностей.

Таким образом, тип метаморфического пояса связывается А. Миасиро с типом коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Намеченные два типа регионального метаморфизма, выделение которых основано на петрогенетическом и историко-геологическом анализе процессов регионального метаморфизма, позволяет по новому подойти к решению таких дискуссионных вопросов, как соотношение процессов регионального метаморфизма с процессами тектогенеза, гранитизации и магматизма.

Четко намечается эволюция процессов регионального метаморфизма во времени и пространстве, являющаяся отражением направленного, необратимого развития Земли.

Проблема источников тепла, определяющего метаморфизм пород, решается по-разному в зависимости от типов регионального метаморфизма.

При процессах регионального метаморфизма первого типа или регионального динамо-геотермического метаморфизма, по-видимому, главным источником тепла является радиогенное тепло, образующееся при распаде радиоактивных веществ, что и определяет равномерный метаморфизм геосинклинальных отложений. Уменьшение количества радиоактивных веществ в процессе развития Земли по мере их распада определяет уменьшение количества радиогенного тепла, уменьшение степени регионального метаморфизма первого типа.

При процессах регионального метаморфизма второго типа или плутонического метаморфизма главным источником тепла, по-видимому, является тепло, образующееся в мантии и земной коре в результате экзотермических реакций.

Мобилизация этой энергии не зависит от возраста и происходит на протяжении всей истории развития Земли, но распространяется не равномерно, а в виде тепловых потоков, поднимающихся по глубинным разломам на определенных стадиях их развития.

Литература

Вильямс Х., Тернер Ф., Гильберт Ч. Петрография. Изд-во иностр. лит., 1957.
Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР. Геология и геофизика, № 4, 1965.

- Косыгин Ю. А. Объяснительная записка к карте докембрийской тектоники Сибири. Новосибирск, 1964.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1952.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Изд-во АН СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Любимова Е. А. Влияние радиоактивного распада на тепловой режим Земли. Изв. АН СССР. Сер. геофиз. № 2, 1952.
- Любимова Е. А. Об источниках внутреннего тепла Земли. «Вопросы космогонии», т. VIII, 1962.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Автореферат на соискание ученой степени доктора геолого-минералог. наук, 1965.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1962.
- Мурина Г. А., Хорева Б. Я., Шеголев Н. Д. Этапы становления и активизации метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1965.
- Николаев В. А. О применении термодинамики к некоторым петрологическим процессам. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 86, № 2, 1957.
- Николаев В. А. Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах подвижных поясов земной коры. Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Материалы совещания по проблеме тектоники в Москве. 1963.
- Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, Киев, 1963.
- Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 86, № 2, 1957.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. Геология и геофизика, № 1, 1961.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. (Гранитизация пород Беломорья). Тр. Ленингр. геол. упр., Госгеолиздат, вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. Тр. петрографического совещания в апреле 1953 г. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, 1955.
- Судовиков Н. Г. Условия эндогенного рудообразования в докембрии. Сб. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых». Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и геосинклинальное развитие. Вопросы магматизма и метаморфизма. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1951.
- Тернер Ф. Дж. Пересмотр метаморфических фаций. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
- Тернер Ф. Дж. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Файф У., Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Госгеолтехиздат, 1963.
- Barrow G. On an intrusion of muscovite-biotite-gneiss in the south-eastern Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. Quart. J. Geol. Soc., V. 49, 1893.
- Barrow G. The Geology of the Lower Deeside and the Southern Highland Border. Proc. Geol. Assoc., V. 23, 1912.
- Chatterjee N. D. The alpine metamorphism in the simplon area, Switzerland and Italy. Geol. Rundschau, V. 51, H. 1, 1961.
- Coombs D. S. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. Roy. Soc. New Zealand Trans. 82, pt. 1, 1954.
- Eskola P. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr. p. 143—194, 1920.
- Eskola P. Die metamorphen Gesteine. p. 263—407 in Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine, Springer, Berlin, 1939.
- Eugster H. P., Joder H. S. Synthesis and stability of the phlogopites. (Abstract). Amer. Mineral. 39, 1954.
- Kennedy W. Q. On the Significance of Thermal structure on the Scottish Highlands. Geol. Magaz., v. LXXXV, No. 4, 1948.

Miyashiro A. Evolution metamorphic belts. *J. Petrology*, № 1, 1961.

Pitcher and H. H. Read. Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of the granites of Donegal, Ireland. *J. Geol.*, v. 71, № 3, 1963.

Read H. H. The granite controversy. Thomas Murby Co. London, 1957.

Tilley C. E. A preliminary study of metamorphic zones in the Southern Highlands of Scotland. *Geol. Soc. Quart. J. London*, p. 100—112, 1925.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
25 октября 1965 г.

В. Я. КНОРЕВА

TYPES OF REGIONAL METAMORPHISM AND THE TECTONIC CONDITIONS OF THEIR APPEARANCE IN MOBILE BELTS

Processes of regional metamorphism, alike those of sedimentation and magmatic activity, change their features at various phases of the geological structural development. It is suggested that there are two types of regional metamorphism caused by various factors and restricted to different phases of the geosynclinal cycle.

1. Regional metamorphism occurring during subsidence and subsequent folding is termed by author as that of a dynamogeothermal type. It is a synfolded type of metamorphism. Isochemical mineral formation is the major characteristics, metasomatic processes being of a minor importance. The established metamorphic complexes occur over a vast territory and are represented by mineral associations of a single metamorphic facies, and the author qualifies them as monofacial metamorphism complexes.

2. Regional metamorphism, manifested in areas where the inversion or tectonic activation took place, is regional plutonic, according to the author. It is a type of postfolding metamorphism that is associated with the geothermal anomalies owing their appearance to the raising of very mobile and highly heated masses of deeply originated material (migmatization front). Polyfacial metamorphic complexes are related to this type of regional metamorphism. The metasomatic processes are widespread.

The monofacial metamorphic complexes are restricted to synclinaloriums and inverted anticlinoria, while polyfacial metamorphic complexes are confined to noninverted anticlinoria, domes, and ramparts of an anticlinorium type as well as to zones of deep-seated faults.

All-Union Geological Research Institute,
Leningrad

УДК 551.24(571.5)

К. Б. ИЛЬИН

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ КОРЕИ

(обзор тектонических схем различных авторов)

Как уже указывалось в геологической литературе (Геология Кореи, 1960, 1964; Григорьев, Грошин, Пак Сен Ук, 1960; Ильин, 1962 и др.) Корейский полуостров представляет собой сложное геологическое сооружение, расположенное на восточной окраине Китайской платформы и неоднократно затронутое процессами складкообразования, блоковых подвижек, магматизма, особенно в период активизации в мезозое и кайнозое. Геологическое изучение полуострова производилось в течение длительного времени многими, в том числе и русскими, геологами и географами. Особенно интенсивные исследования Кореи были проведены в течение последнего десятилетия, причем осуществлялись они большой группой молодых корейских геологов при участии советских специалистов. В результате этих работ уже довольно определенно установлены основные особенности строения Кореи.

Попытки составить тектоническую схему Корейского п-ова или использовать тектоническую схему для обзорных металлогенических построений в последние годы делали многие геологи. Автор (Ильин, 1962) также опубликовал тектоническую схему, основанную на анализе геологических материалов, полученных до 1959 г. В этой же статье (Ильин, 1962) были критически рассмотрены имевшиеся в то время в распоряжении автора тектонические схемы В. М. Синицина, опубликованные в 1948 и 1955 г.; Хуан Цзы-циня, изданная в 1952 г.; Н. С. Шатского и др., подготовленная в 1953 г.; составленная в 1958 г. схема Е. Е. Захарова, и другие. В докладе на Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса были критически разобраны (Ильин, 1960) тектонические схемы Кореи, приведенные в докладе Г. Б. Удинцева, в работе Т. Кобаяси (1959), в книге «Геология Кореи» (1960, 1964) и представленная в 1959 г. И. Г. Магакьяном.

В статье, посвященной вопросам металлогенического районирования Северной Кореи (Ильин, 1963), была дана уточненная тектоническая схема Кореи (рис. 1, Е). Схема была составлена на основе дополнительного анализа литературных данных и результатов полевых наблюдений, проведенных летом 1961 г. Кроме этих схем, в литературе есть еще ряд тектонических схем Кореи, опубликованных в последнее время или составленных ранее, но не анализированных автором. Настоящая статья написана с целью дополнительного анализа схем тектоники Кореи и выяснения основных нерешенных вопросов тектоники этой страны, на которые необходимо обратить особое внимание при дальнейшем геологическом изучении ее территории.

Т. Кобаяси (1959) составил свою схему в 1953 г., причем, как он сам отметил, основы ее были заложены им еще в 1933 г. Как видно на рис. 1, А, Т. Кобаяси в свое время в Корее выделил все основные тектонические структуры, которые в том или ином виде нашли отражение на последующих схемах С. И. Грошина (Григорьев, Грошин, Пак Сен Ук,

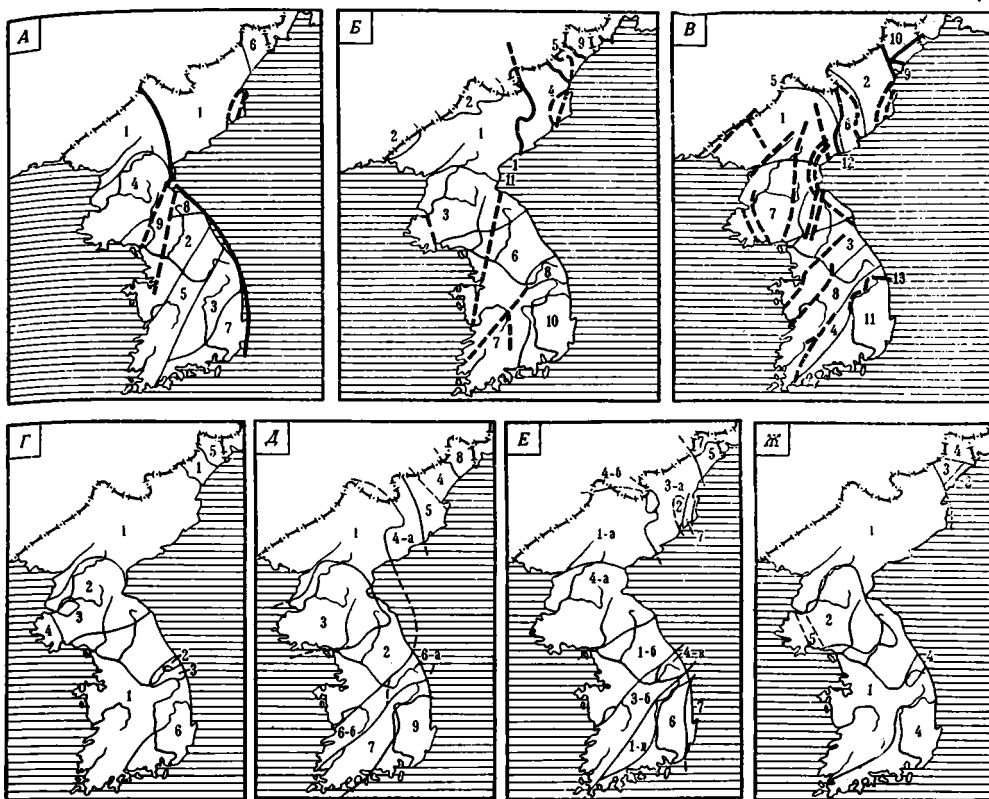


Рис. 1. Тектоническое районирование Кореи

А. По Т. Кобаяси (1959). 1 — массив Ляо-Кяма; 2 — массив Кенги; 3 — массив Ренсе; 4 — Пхеннамская геосинклиналь; 5 — Очхонская геосинклиналь; 6 — область Туман-Суйфун; 7 — Цусимская впадина; 8 — главные разломы; 9 — Сеул-Вонсанский рифт.

Б. По С. И. Грошину (Григорьев, Грошин, Пак Сен Ук, 1960). 1 — Северо-Корейский кристаллический массив Китайской платформы. Подвижные области платформы: 2 — область Тайцзыхе; 3 — область Пхеннан; 4 — верхнепротерозойская геосинклиналь Кокуре (зона миогеосинклинали); 5 — верхнепротерозойская геосинклиналь Кокуре (зона эвгеосинклинали); 6 — верхнепротерозойская геосинклиналь Катази (зона миогеосинклинали); 7 — верхнепротерозойская геосинклиналь Катази (зона эвгеосинклинали); 8 — подвижная область Очхон (верхнепротерозойская); 9 — Хверенская верхнепалеозойская геосинклиналь; 10 — Цусимский бассейн; 11 — главнейшие глубинные разломы.

В. По В. Л. Масайтису (Геология Кореи, 1960, 1964). Кристаллический фундамент восточной части Китайской платформы — массивы: 1 — Нанним; 2 — Кванмо; 3 — Кенги; 4 — Собек. Осадочный чехол платформы (внутриплатформенные прогибы, выполненные осадочными формациями среднего протерозоя, синяя, нижнего палеозоя и верхнего палеозоя): 5 — Амнокканский; 6 — Хесан-Ивонский; 7 — Пхеннамский; 8 — Очхонский. Наложенные геосинклинальные зоны: 9 — область верхнепротерозойской складчатости (Чхонджинская геосинклинальная зона); 10 — область верхнепалеозойской складчатости (Туманганский прогиб); 11 — область мезозойской складчатости (Нактонский предгорный прогиб); 12 — краевые (структурные) швы; 13 — главные разломы, связанные с этапом активизации в мезозое.

Г. По тектонической карте Китая масштаба 1:4 000 000 (1962). Область досинийской складчатости со следами мезозойских движений, более интенсивных в южной и восточной частях: 1 — досинийские метаморфические и древние магматические породы; 2 — нижний структурный ярус (синий — средний ордовик); 3 — средний структурный ярус (девон — нижний карбон); 4 — верхний структурный ярус (средний карбон — триас). Область палеозойской складчатости: 5 — нижний структурный ярус (палеозой). Область кайнозойской складчатости: 6 — нижний структурный ярус (кайнозой).

Д. По П. Н. Кропоткину и Ро Су Вону. Архейское ядро Кореи: 1 — поднятие Нанним; 2 — Пхеннамский прогиб; 3 — поднятие Кенги; 4 — протерозойская складчатая зона геосинклинали Кокуре (в том числе Хесан-Ивонский прогиб — 4а); 5 — Кимческий массив и грабен Кильджу-Менчхон; 6 — Очхонская зона (6а — метаморфизованная часть, 6б — метаморфизованная часть); 7 — Токьюсанский массив; 8 — Туманско-Суйфунская позднегерцинская — раннемезозойская складчатая геосинклинальная зона; 9 — Цусимский прогиб (Нактонг).

Е. По К. Б. Ильну. Кристаллический фундамент платформы, переработанный мезозойскими движениями: 1а — массив Нанним; 1б — массив Кенги; 1в — массив Собек; 2 — выступ кристаллического фундамента в пределах протерозойской геосинклинали; зона протерозойской геосинклинали: 3а — Хесан-Ивонский прогиб; 3б — Очхонский прогиб. Платформенные прогибы: 4а — Пхеннамский; 4б — Амнокканский; 4в — Очхонский; 5 — верхнепалеозойский (Чхонджинский) прогиб; 6 — Нактонский мезозойский краевой прогиб; 7 — главнейшие мезо-кайнозойские прогибы и грабены.

Ж. По А. М. Смирнову (1963). 1 — поверхностное и неглубокое залегание фундамента Китайской платформы; 2 — глубокое залегание фундамента под платформенным чехлом или осадками кайнозойских наложенных впадин; 3 — герцинские первичные геосинклинальные складчатые зоны; 4 — мезозойские остаточные-геосинклинальные и связанные с ними складчатые зоны прогибов негеосинклинального типа; 5 — мезозойские внутриплатформенные прогибы.

1960), В. Л. Масайтиса (Геология Кореи, 1960, 1964), автора (Ильин, 1960, 1962) и П. Н. Кропоткина. Однако Т. Кобаяси, по-видимому, неправильно показал крупный разлом вдоль восточного побережья Кореи и в северной ее половине. Как можно видеть на схеме тектонического районирования, предлагаемой автором (рис. 1, Е), такого разлома не установлено. Неоправданно большое внимание Т. Кобаяси уделил и так называемому Сеул-Вонсанскому рифту (рис. 1, А, 9). В действительности этот рифт является одной из деталей сложной структуры полуострова и не столь четко выражен, как это показано на схеме Т. Кобаяси. П. Н. Кропоткин считает этот рифт не вполне оформившимся. Как представляется автору, Т. Кобаяси сделал ошибку, совершенно не показав на своей схеме протерозойскую Хесан-Ивонскую геосинклинали и назвав Пхеннамский прогиб геосинклиналью. Все более поздние исследования позволяют отнести Пхеннамский прогиб к типу платформенных структур — платформенных прогибов или синеклиз с довольно длительной и сложной историей развития. Все эти дефекты схемы Т. Кобаяси были повторены без анализа Д. Галлахером и Чон Чан Хи в 1956 г. (Ильин, 1962). Особенности тектоники Пхеннамского прогиба освещены в появившейся в последнее время статье В. Д. Стеркина (1963).

В 1960 г. вышла небольшая статья В. М. Григорьева, С. И. Groшина и Пак Сен Ука, в которой приведена тектоническая схема Кореи, составленная С. И. Groшиным в 1958 г. Эта схема составлена С. И. Groшиным с учетом японских материалов, своих наблюдений и материалов, полученных при геологических съемках 1956—1958 гг. (рис. 1, Б). Несмотря на то, что она ближе подходит к правильному пониманию тектоники, в этой схеме есть ошибочные положения и неправильное использование тектонических терминов. Так, на северо-востоке Кореи С. И. Groшин выделил верхнепротерозойскую геосинклинали Кокуре, подразделив ее на зону миогеосинклинали и зону эвгеосинклинали. Само по себе выделение геосинклинали правильно и обосновано геолого-съемочными работами 1956—1958 гг. (Путинцев, Синицкий, 1959), но разделение геосинклинали на две зоны не подтверждено. Зона эвгеосинклинали, выделенная С. И. Groшиным (рис. 1, Б, 5), сейчас считается частью протерозойской геосинклинали и рассматривается в качестве активизированного массива Кванмо. С. И. Groшин неправильно отнес к зоне миогеосинклинали докембрийский массив Кенги (рис. 1, Б, 6), а к зоне эвгеосинклинали — массив Собек (рис. 1, Б, 7). Эти структуры не следует включать в состав верхнепротерозойской геосинклинали. Скорее их следует отнести к выступам кристаллических пород, являющимся аналогами Северо-Корейского кристаллического массива (массива Нанним), что хорошо аргументировано в «Геологии Кореи» (1960, 1964). Не следовало бы, по-видимому, называть подвижными областями платформенные прогибы в пределах полуострова (рис. 1, Б, 2, 3, 8), так как такая терминология невольно приводит к путанице. Е. Т. Шаталов и др. (1963), например, под подвижными областями или древними платформами понимают крупные структурные единицы в целом. Платформенные прогибы являются только их частью.

Выделяя на своей схеме главнейшие глубинные разломы, С. И. Groшин использовал последние данные для северной части полуострова, но для центральной и южной частей взял старые данные, слабо отражающие действительное положение вещей. Схема С. И. Groшина была взята за основу редакцией Тектонической карты Евразии в масштабе 1 : 5 000 000 при составлении макета тектонической карты Кореи.

Первая из подробных опубликованных тектонических схем Кореи, наиболее близкая к правильному отображению тектоники Кореи, была составлена В. Л. Масайтисом в 1960 г. Эта схема опубликована в работе «Геология Кореи» (1960, 1964), а также в сборнике материалов ВСЕГЕИ (Масайтис, 1963). На схеме В. Л. Масайтиса показаны не только основ-

ные тектонические структуры, но и более мелкие структуры второго и третьего порядка, а также многочисленные разломы различного характера (рис. 1, В). Однако и эта схема, с нашей точки зрения, содержит спорные положения. Не следовало бы, вероятно, относить к осадочному чехлу платформы (к внутриплатформенным прогибам) Хесан-Ивонский и Окчхонский прогибы. На основании имеющихся данных и общего тектонического анализа, видимо, правильнее оба эти наложенные прогиба считать частью единой протерозойской геосинклинали, причленившейся к платформе после завершения складчатости. Этот вывод уже сделан П. Н. Кропоткиным на основе анализа обширного материала по геологии и тектонике Кореи. Древний массив Кванмо (рис. 1, В, 2) по последним данным следует считать частью протерозойской геосинклинали, переработанной в верхнепалеозойско-мезозойское время в период активизации платформы и причленившихся к ней протерозойских структур. Едва ли правильно выделять область верхнепротерозойской складчатости (Чхонджинскую геосинклинальную зону) в северо-восточной части полуострова (рис. 1, В, 9). Видимо, лучше эту зону выделять как часть области верхнепалеозойской складчатости — как выступ ее фундамента.

На изданной в 1962 г. тектонической карте Китая (в масштабе 1 : 4 000 000) тектоническое районирование Кореи дано в весьма обобщенном виде, применительно ко всей территории Китайской платформы. На этой карте не отражены некоторые важнейшие тектонические структуры Кореи. Практически вся территория Кореи (за исключением юго-востока и крайнего северо-востока) отнесена на карте (рис. 1, Г) к области досинийской складчатости со следами мезозойских движений. В составе области выделены четыре структурных яруса без характеристики (на карте) особенностей этих ярусов. Поскольку в нижний структурный этаж включены все досинийские метаморфические и магматические породы, то на этой карте пропали две области протерозойской складчатости (Хесан-Ивонская и Окчхонская), что не способствует правильному пониманию истории геологического и металлогенического развития. Кроме упомянутых структур, на тектонической карте Китая выделены среднепалеозойские и мезозойские гранитоиды, мезозойские и кайнозойские внутриконтинентальные сбросовые депрессии, ограниченные разломами, а также поля кайнозойских основных излившихся пород и главные направления складок. Разломы на карте вообще не показаны, хотя для Кореи они имеют очень большое значение.

Примерно так же как и авторы тектонической карты Китая, поступил и А. М. Смирнов (1963), который дал несколько упрощенную схему тектоники Корейского полуострова, не показав зону протерозойской геосинклинали (рис. 1, Ж). Хесан-Ивонский и Окчхонский прогибы на этой схеме отсутствуют, хотя на палеотектонических схемах А. М. Смирнова вся история тектонического развития платформы разобрана детально и в основном правильно. Из дефектов этой схемы отметим, что на ней неправильно показано местоположение на северо-востоке Кореи участка глубокого залегания фундамента (видимо, имелся в виду Кильчжу-Менчхонский грабен, расположенный значительно южнее), а также наличие в пределах Окчхонского наложенного синийско-палеозойского прогиба мезозойского остаточного-геосинклинального прогиба.

В 1961 г. П. Н. Кропоткин и Ро Су Вон, а позднее и автор статьи составили новые тектонические схемы Кореи, которые были основаны на обобщении материалов, полученных осенью 1961 г. (рис. 1, Д и 1, Е). Схему П. Н. Кропоткина и Ро Су Вона следует считать наиболее правильной и позволяющей получить обоснованные исходные данные для изучения и оценки металлогении Кореи. П. Н. Кропоткин и Ро Сун Вон выделили структурные этажи в пределах всех тектонических единиц, детально расчленили по возрасту интрузивные породы, показали много-

численные разломы и все выступы пород древнего фундамента, все грабены и прогибы, заполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Выделяя Хесан-Ивонский прогиб (протерозойскую геосинклиналь) и Окчхонский прогиб (зону) и считая оба этих прогиба частью единой геосинклинали, замкнувшейся и причленившейся в послепротерозойское время к древнему архейскому ядру Кореи, П. Н. Кропоткин и Ро Сун Вон высказывают предположение в пользу байкальского возраста складчатости в этих зонах.

Автору представляется более правильным выделять два прогиба — Амнокканский и Окчхонский (рис. 1, *Е* — 4б, в), которые, по характеру развития и особенностям отложений, залегающих со значительно более пологими углами наклона, чем протерозойские отложения, параллелизуются с Пхеннамским прогибом (синеклизой) и относятся к образованиям наложенных структур. Исходя из этого, предполагается, что замыкание Хесан-Ивонской и Окчхонской геосинклиналей (частей единой геосинклинали) произошло раньше — до синия (рифья), хотя не следует полностью отказываться от возможности и иного решения вопроса.

Второй вопрос, на котором также следовало бы остановиться, — это возраст основной массы гранитоидов Кореи, относимых к танчхонскому комплексу и считавшихся раньше юрскими. П. Н. Кропоткин и Ро Су Вон полагают, что эти гранитоиды должны были образоваться в триасе, что в значительной мере изменяет представления о металлогенических эпохах Кореи. Следует отметить, что вопрос о возрасте гранитоидов, или части гранитоидов, относимых к танчхонскому комплексу, до сих пор окончательно не решен, так как основывается только на данных определений абсолютного возраста.

На схемах П. Н. Кропоткина и Ро Су Вона (рис. 1, *Д*) и автора (рис. 1, *Е*) выделена новая для тектонического районирования Кореи структура — Кимчекский массив или выступ. Границы этого выступа на обеих схемах проводятся несколько различно. Вопрос об этих границах следует считать второстепенным, так как в обоих случаях границы выступа на севере проведены условно, ибо они скрыты под сплошным покровом кайнозойских эффузивов. Необходимость же выделения Кимчекского массива обоснована результатами наблюдений 1961 г. и особенно исследований А. А. Маракушева (Ильин и др., 1962; Ильин, 1963).

На тектонической схеме автора (Ильин, 1963), кроме структур, показанных на рис. 1, *Е*, нанесены также все основные выступы кристаллического фундамента в пределах платформенных прогибов (как и на схемах В. Л. Масайтиса, П. Н. Кропоткина и Ро Су Вона), но схемы расположения разломов и интрузивных массивов даны отдельно с учетом уточненных данных.

В настоящее время в пределах Корейского п-ова целесообразно выделять следующие тектонические единицы (без учета некоторых различий в деталях изображения этих структур у различных авторов).

Кристаллический фундамент платформы, переработанный мезозойскими движениями: 1а — массив Нанним, 1б — массив Кенги, 1в — массив Собек. 2 — Выступ кристаллического фундамента (Кимчекский и др.), в пределах геосинклиналей и среди платформенного чехла (на рис. 1, *Е* выступы среди платформенного чехла не показаны); Зону протерозойской геосинклинали: 3а — Хесан-Ивонский прогиб, 3б — Окчхонский прогиб; Платформенные прогибы: 4а — Пхеннамский, 4б — Амнокканский, 4в — Окчхонский. 5 — Верхнепалеозойскую геосинклиналь (Чхонджинский прогиб); 6 — Нактонский мезозойский краевой прогиб; 7 — Мезозойские-кайнозойские прогибы и грабены (на рис. 1 — *Е* показаны главнейшие).

Подробная характеристика перечисленных структур здесь не приводится в связи с тем, что в русском переводе «Геологии Кореи» (1964) они все описаны. Различия заключаются в иной трактовке тектоническо-

го положения и возраста некоторых структур. Об этих различиях говорилось выше.

Дискуссионным может считаться вопрос о возрасте протерозойского складчатого обрамления платформы и о времени замыкания геосинклинали (верхнепротерозойское или послесинийское время), а также вопрос о раннемезозойских гранитоидах (танчхонский комплекс). Автор считает, однако, что наличие в пределах области протерозойской складчатости наложенных платформенных прогибов (Амноканского и Окчхонского) и интрузий протерозойского возраста (ивонский комплекс), перекрытых отложениями наложенных прогибов, свидетельствует о замыкании и протерозойской геосинклинали именно в протерозое. Если принять во внимание последние решения Междуведомственной комиссии по абсолютному возрасту и секции докембрия Стратиграфического комитета (март 1963 г.), согласно которым граница архея и нижнего протерозоя устанавливается в 2700 млн. лет, то весь кристаллический массив окажется протерозойским, а время существования Хесан-Ивонской и Окчхонской геосинклиналей — верхнепротерозойским или рифейским.

Литература

- Геология Кореи. Изд-во АН КНДР, Пхеньян, 1960 (кор. яз.). Перевод с корейского под ред. В. Л. Масайтиса. Изд-во «Недра», 1964.
- Григорьев В. М., Грошин С. И., Пак Сен Ук. Основные черты геологического строения Кореи. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 1, 1960.
- Ильин К. Б. Тектоническое районирование Кореи и закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. Мат-лы к Первой Всес. конфер. по геол. и металлог. Тихоокеанского рудного пояса, т. 1, Владивосток, 1960.
- Ильин К. Б. Тектоническое районирование Кореи и закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. Сов. геол., № 5, 1962.
- Ильин К. Б. К вопросу о металлогеническом районировании Северной Кореи. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 100, 1963.
- Ильин К. Б., Масайтис В. Л., Путинцев В. К., Синицкий С. Е. О докембрии северо-восточной Кореи. Сов. геол., № 9, 1962.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 100, 1963.
- Путинцев В. К., Синицкий С. Е. К стратиграфии докембрийских образований Северной Кореи. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1959.
- Синицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.
- Стеркин В. Д. Некоторые черты тектоники центральной и северной частей Пхеннамского прогиба (Корея). Сов. геол., № 4, 1963.
- Тектоническая карта Китая, масштаб 1:4 000 000. Госгеолтехиздат, 1962.
- Шаталов Е. Т. и др. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Статья поступила
23 марта 1965 г.

К. В. ИЛЫН

ON THE TECTONIC ZONATION OF COREA (A Review of Tectonic Diagrams of Different Authors)

Tectonic diagrams of Corea compiled and reproduced in the papers of T. Kobayashi, S. J. Groshin, V. L. Masaytis, A. M. Smirnov, and other geologists in a length of years are reviewed. Simultaneously P. N. Kropotkin's and Ro Su Von's diagram is discussed. The author arrives at a conclusion that this diagram is a most true representation of the Corean tectonics. On the basis of analysis of all data available, a new improved tectonic diagram of Corea is suggested.

All-Union Geological Research Institute,
Leningrad

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.8 : 528.94 (71)

С. В. ЧЕРНООК

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА КАНАДСКОГО ШИТА¹
1 : 5 000 000

Тектоническая карта Канадского щита представляет собой часть большой работы, проводимой канадскими геологами по изучению и анализу тектонического строения своей страны. Тектоническая карта всей Канады составляется комитетом, в который входят представители геологической ассоциации Канады, общества нефтяников штата Альберта и геологической службы Канады. Вся работа проводится под руководством К. Х. Стоквелла, который является также основным автором карты Канадского щита и о-вов Арктического бассейна.

Первые итоги работы над картой Канады были опубликованы в виде статей, в которых изложены основные принципы и методика составления карт Аппалачского р-на Канады² и Канадского щита³. К Международному геологическому конгрессу в Нью-Дели было закончено составление карты Канадского щита и почти закончены карты Аппалачского р-на и о-вов Арктического бассейна.

В виде авторского макета, подготовленного в масштабе 1 : 33 333 333, карта Канадского щита демонстрировалась на заседаниях Подкомиссии по тектонической карте мира. В докладе, прочитанном на конгрессе от имени Комитета тектонической карты Канады, К. Х. Стоквелл доложил о результатах работы и дал подробный анализ структуры щита⁴.

Тектоническая карта Канадского щита составлена Комитетом тектонической карты Канады, в который входят Горный департамент Онтарио, Департамент природных ресурсов Квебека и Геологическая служба Канады, под председательством К. Х. Стоквелла (Геологическая служба Канады). Издана Геологической службой Канады в 1965 г.

Карта издана на одном листе на очень схематичной географической основе, отпечатанной черным цветом и включающей изображение береговой линии, отдельных городов и небольшого числа названий крупных заливов и озер. Названия тектонических структур отсутствуют. Кроме легенды, на полях карты дано краткое описание содержания и таблица, отражающая возрастные соотношения различных толщ докембрия и соответствующих им эпох складчатостей.

На карте выделены четыре складчатые области: гренвилльская, эльсонская, гудзонская и кеноранская. Первые три складчатости относятся к протерозою и по времени отвечают трем эрам, выделенным канадскими геологами в протерозое для Канадского щита. Наиболее древняя кеноранская складчатость относится к верхнему архею.

¹ Geological Survey of Canada, Department of mines and technical Surveys, MAP 4—1965. Tectonic Map of the Canadian Shield, Scale 1 : 5 000 000. Prepared by the Tectonic Map of Canada Committee comprising representatives of the Ontario Department of Mines, the Quebec Department of Natural Resources, and the Geological Survey of Canada, under the chairmanship of C. H. Stockwell of the Geological Survey of Canada. Published, 1965.

² A Preliminary Tectonic Map of the Canadian Appalachian Region Based on Age of Folding. By E. R. W. Neale, J. Beland R. R. Potter and W. H. Pooll (Annual General Meeting, Quebec City, March, 1961). (Transactions, Volume LXIV, 1961, pp. 405—412).

³ A Tectonic map of the Canadian Shield C. H. Stockwell, F. R. S. C. The Royal Society of Canada Special publications, № 4, Edited by John S. Stevenson. Published by the University of Toronto press in Co-operation with The Royal Society of Canada, 1962.

⁴ International Geological Congress, Twenty-second Session, New Delhi, India, 1964. Commission of the Geological map of the World, Sub-Commission of the Tectonic Map of the World. Tectonic map of the Canadian Shield (Descriptive Notes) by C. H. Stockwell, Geological Survey of Canada, on behalf of the Tectonic Map of Canada Committee, Ottawa, Canada. September, 1964.

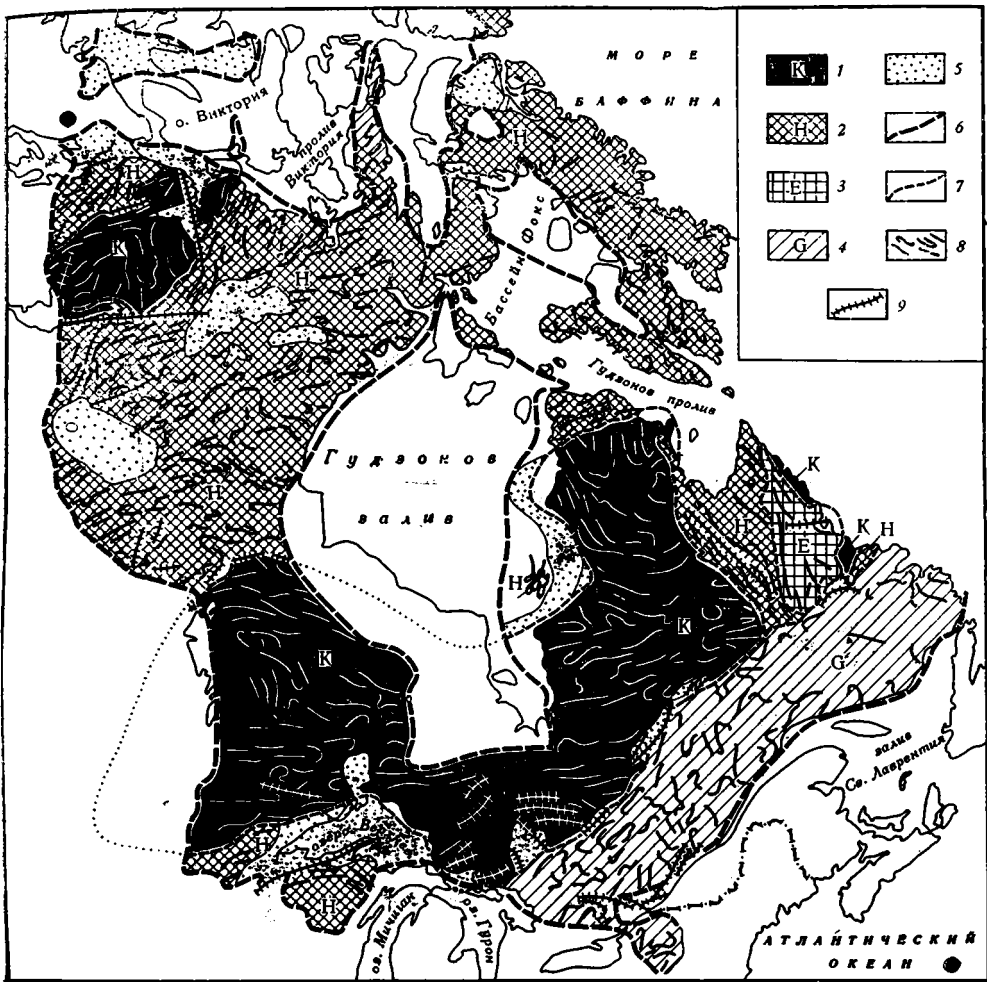


Рис. 1. Тектоническая карта Канадского щита (по К. Х. Стоквеллу)

Складчатые области: 1 — кеноранская, 2 — гудзонская, 3 — эльсонская, 4 — гренивильская, 5 — платформенный чехол, сложенный ненарушенными и слабонарушенными докембрийскими породами различного возраста, 6 — граница Канадского щита, 7 — границы складчатостей, 8 — простирания гнейсовых и сланцевых структур, 9 — разрывные нарушения

Таким образом, в основу легенды положен возрастной принцип, так широко применяемый при составлении тектонических карт у нас в СССР.

Напомним, что очень близка по стилю к картам СССР так же первая тектоническая карта Канады масштаба 1 : 3 801 600, изданная еще в 1950 г. под ред. Дункана Р. Дерри¹, хотя она составлялась одновременно с первой тектонической картой Советского Союза и независимо от нее. На карте выделены крупные складчатые комплексы, интрузивные породы, складчатые и разрывные структуры.

Новая тектоническая карта Канады (и карта Канадского щита, как ее составная часть) является дальнейшим приложением и развитием этого принципа. В основу ее составления положена методика, разработанная при создании тектонических карт СССР и получившая наиболее полное развитие при работе над Международной тектонической картой Европы масштаба 1 : 2 500 000. В статье, освещающей вопросы методики составления Аппалачского района, приводятся 2 основные причины, побудившие Тектонический комитет карты Канады положить в основу легенды возраст складчатости: 1) метод позволяет дать наиболее объективную и ясную картину тектонического строения и тектонической истории; 2) тектоническая карта Канады должна входить в карту Мира, которая будет составляться также на этой основе.

¹ Tectonic map of Canada 1 : 3 801 600. Project Committee: D. R. Derry (chairman), T. A. Link, J. Stevenson, I. T. Wilson. Prepared by the Geological Association of Canada with the support of the Geological Society of America, 1950.

eon	era	sub-era	orogeny
			600
proterozoic	hadrynian		MM 880
	helikian	neohelikian	grenville, M 945
		palaeohelikian	MM 1280 elsonian, M 1370
	aphebian		MM 1640 hudsonian, M 1735
archaeon			MM 2390 kenoran, M 2490

M—средний возраст складчатости в млн. лет; MM—средний возраст минус стандартное отклонение, определение по калию-аргону орогенных слюд.

Тектоническое районирование Канадского щита проведено в соответствии с возрастом завершающей складчатости для каждого района и отражает смену периодов отложения осадков и горообразования, охватывающих огромные промежутки времени.

Длительность развития, вовлечение в складчатость огромных площадей и особые условия накопления осадочного материала, не связанные с геосинклинальным прогибанием, канадские геологи относят к особенностям тектонической истории щита, отличающейся от истории развития более молодых геосинклинальных складчатых областей.

В объяснительной записке к карте Канадского щита делается предположение, что такое развитие может быть связано с глубокими движениями земной коры или подкоровыми движениями.

Легенда карты отличается стройностью и логичностью построения и достаточно сложна. Расположение всего материала дается в строгом хронологическом порядке от более молодых комплексов к более древним. Основная часть легенды посвящена анализу выделенных складчатых областей.

Характеристика каждого складчатого комплекса начинается с синорогенных гранитных интрузий и переработанных доорогенных гранитов. Особым индексом выделены несогласно залегающие граниты, относящиеся к данной складчатости. Интрузии основного состава даются с подразделением их на габбро и анортозиты. Выделяются также щелочные сиениты.

Ниже дается характеристика осадочных и вулканогенных пород, слагающих данный складчатый комплекс, с выделением в нем древних переработанных массивов. Особым знаком показаны гнейсы и гранито-гнейсы; часто они даются в комплексе с гранитными интрузиями.

Непосредственно над каждым складчатым комплексом под самостоятельным заголовком в легенде выделяются ненарушенные и слабонарушенные породы, не затронутые данной складчатостью.

На карте выделено 2 типа платформенных отложений. К первым отнесены слабодислоцированные породы, образующие своеобразные асимметричные краевые прогибы с пологопадающими слоями, располагающиеся на границе двух разновозрастных складчатых зон. Они названы здесь краевыми моноклиналями.

Ко второму типу отнесен фактически горизонтально залегающий платформенный чехол, встречающийся в виде останцов с неправильными очертаниями самой различной величины или выполняющий более обширные прогибы. Сложен чехол осадочными и вулканогенными породами обычно континентального происхождения. Оба типа платформенных образований отложились со значительным угловым несогласием на более древнем стабилизированном фундаменте.

Каждой складчатости на карте присвоен свой цвет и индекс: G — гренвилльская (желтый цвет); E — эльсонская (оранжевый); H — гудзонская (светло-коричневый); K — кеноранская (розовый).

Эти цвета присвоены всем интрузивным, осадочным и вулканогенным породам, помещенным под заголовком данной складчатости, а также участкам платформенного чехла в зависимости от возраста фундамента, на котором он непосредственно залегает. Таким образом, каждая складчатая область и ее чехол имеют, в сущности, свою собственную легенду.

На карте применена сложная система индексов, которые несут здесь большую смысловую нагрузку, являясь единственным ключом для расшифровки всего содержания, вложенного в изображение каждой складчатости. Индексом сопровождается каждый контур.

Как уже говорилось, одна прописная буква использована для обозначения складчатости. Двумя прописными буквами выделяются древние переработанные комплексы. Так, например, индекс «HK» обозначает, что кеноранские комплексы переработаны

гудзонскую эпоху; GKп — архейские осадочные и вулканогенные гнейсы, захваченные кенорской складчатостью и переработанные в гренвилевскую эпоху; GKг — гранитные интрузии кеноранского возраста, переработанные гренвилевской складчатостью, и т. д.

Цвет присваивается по наиболее молодой складчатости и указывает время последней переработки. Таким образом, осадочные и интрузивные породы одного возраста показаны на карте разным цветом, в зависимости от того, переработаны они или нет.

Строчные буквы используются в основном для обозначения общего петрографического состава.

Например: Gg — гранитные интрузии гренвилевского возраста; Eb, Ea — основные интрузии эльсонского возраста: Eb — габбро, Ea — анортозиты; Kc — платформенный чехол (cover) на кеноранском фундаменте и т. д.

Строчная буква «и» применена для обозначения пород, возраст которых точно не установлен. В таких случаях характеристика древних пород дается только в тексте легенды, а основной индекс и цвет присваивается по последней захватившей их складчатости. Например, «Ни» — эфебские или архейские породы, переработанные гудзонской складчатостью. Каждый знак в легенде сопровождается пояснительным текстом, в котором дается характеристика выделяемых комплексов с указанием петрографического состава и возраста пород.

Особую часть легенды составляет группа посторогенных интрузий: щелочных снитов, габброидных, гранитных пород и других более поздних образований. Из них наиболее молодым постордовикским отложениям и интрузиям присвоен свой цвет (голубой) и индекс. Остальные интрузии изображены цветом и индексом того складчатого комплекса или чехла, который они прорывают. Особым штриховым знаком (темно-серые линии) показаны дайки габбро и диабазов, которые отображают системы трещин в фундаменте.

Легенда карты дополняется системой штриховых знаков, с помощью которых более полно отображаются структурные особенности выделяемых комплексов.

Красными линиями разного рисунка даны простирания в гнейсовых и сланцевых структурах, простирания напластования в слабометаморфизованных породах и линии положительных магнитных аномалий. В платформенном чехле магнитные направления, обусловленные структурой фундамента, не показаны.

Разрывные нарушения даны с подразделением их на сбросы и надвиги.

Для изображения складчатых структур предусмотрены знаки синклиналей и антиклиналей, в которых штрихами показано направление наклона осевых поверхностей. Разломы и складки показаны зеленым цветом. Особым знаком черного цвета выделены обширные бассейны.

Как видно из рассмотрения легенды, карта по содержанию очень интересна. Она дает полную и разностороннюю характеристику структуры Канадского щита и по типу может быть отнесена к общим тектоническим картам.

Однако картографическое выполнение карты нельзя признать удачным. Она недостаточно структурна, а бедное красочное оформление затрудняет читаемость и восприятие соотношений выделяемых структурных элементов.

Огромные площади закрашены одним цветом, присвоенным данной складчатости. Различные по составу и возрасту интрузивные тела, древние комплексы, переработанные более молодой складчатостью, зоны гранитизации и метаморфические комплексы, различные по возрасту участки платформенного чехла — все это многообразие содержания, раскрывающее внутреннюю структуру и историю тектонического развития, нивелируется общей краской. Вычитать это можно только при бесконечном сопоставлении индексов с текстом легенды, длительном изучении и анализе характера и рисунка границ, выделяемых комплексов, характера взаимоотношений гранитных интрузий с вмещающими породами, зон тектонических контактов и т. д. На фоне общей невыразительности и бесструктурности четко выделяется только резкое несогласие гренвилевской складчатости, срезающей более древние комплексы почти под прямым углом.

Неудачным представляется также использование зеленой краски для разломов и складок.

Как видно из объяснительной записки к карте, оформление авторского макета было значительно богаче.

Были разработаны оттенки и штриховки — для выделения структурных комплексов внутри одной складчатости; штриховки разного рисунка и цвета — для участков платформенного чехла, в зависимости от возраста фундамента, на котором он залегает, и т. д. Индексы выполняли вспомогательную роль для уточнения многочисленных оттенков и штрихов.

Несмотря на отмеченные недостатки, карта Канадского щита, несомненно, представляет очень большой интерес. Она дает графическое обобщение всех новейших геологических данных и многочисленных определений абсолютного возраста и является частью большой работы, проводимой канадскими геологами по тектоническому картографированию своей страны.

Составляемая Тектоническим комитетом, карта всей Канады входит как составная часть в тектоническую карту Св. Америки, которая подготавливается под руководством д-ра Филиппа Б. Кинга (Геологическая служба США) в рамках Международного геологического конгресса, и в настоящее время близка к завершению. Карта

Северной Америки вместе с тем является материалом для составления Международной тектонической карты мира масштаба 1:15 000 000, работа над которой уже начата Подкомиссией по тектонической карте мира.

Таким образом, Тектоническая карта Канадского щита является одним из звеньев большой международной работы.

Комиссия по международным
тектоническим картам
ОНЗ АН СССР

Статья поступила
10 мая 1966 г.

УДК 551.243.

В. П. АРСЕНТЬЕВ

О ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУРАХ, РАСПОЛОЖЕННЫХ ПО БИСЕКТОРАМ СКЛАДЧАТЫХ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

При анализе геологической структуры складчатых и островных дуг обычно рассматриваются продольные структурные элементы, расположенные параллельно их простиранию (внешняя и внутренняя структурно-фациальные зоны, антиклинории и синклинории, прогибы и поднятия, вулканические пояса, глубинные разломы, пояса аномалий и т. д.). Наряду с этим внимание исследователей издавна привлекают и поперечные структуры самых различных модификаций и размеров. Из ранее выделенных структур этого типа можно напомнить перпендикулярные складчатости Эбера, поперечные ундуляции Бертрана, поперечное опускание и поперечное поднятие Ога, поперечные линии симметрии I и II порядка и оси регенерации Штилле (1964). Крупные глубинные структуры, пересекающие геосинклинали и уходящие в пределы платформы, были описаны Н. С. Шатским (1948). Значение поперечных структур в развитии геосинклинальных поясов отмечают В. М. Синицын (1955), В. Е. Хаин (1964), В. Я. Кошкин (1965) и некоторые другие исследователи, но достаточно полной сводки о таких структурах пока не составлено. Не предложена еще и их классификация. Первым шагом в этом направлении, очевидно, является краткий обзор, сделанный В. Е. Хаиним (1964).

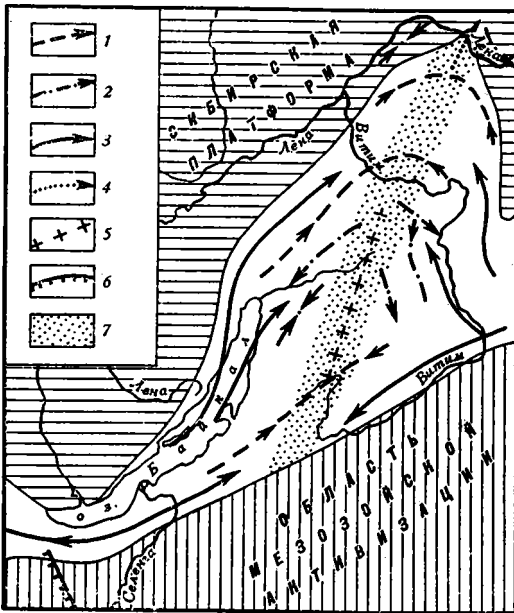


Рис. 1. Схема биссекторной зоны Байкало-Патомской складчатой дуги

Оси прогибов: 1 — позднедокембрийских, 2 — кембрийских; оси поднятий: 3 — позднедокембрийских, 4 — кембрийских (стрелками показаны направления погружения шарниров); 5 — ось Ангарско-Мамаканского и Баргузинского батолитов; 6 — Торейская гравитационная ступень; 7 — Байкало-Патомская биссекторная зона

(рис. 1). К северу ее продолжением является Вилюйский авлакоген (Косыгин и др., 1964), на юге она срезана субширотными мезозойскими структурами Запдно-Забайкальского подвижного пояса. Рассматриваемая биссекторная зона

Исследования в Байкало-Патомской и Саяно-Байкальской складчатых дугах и соответствующие карты позволяют выделить особую группу поперечных глубинных структур, расположенных в линейных зонах по биссектрисе дуг. Если рассматривать объемную модель складчатой дуги, то правильнее будет говорить о ее биссекторе¹. Эти структуры можно объединить под названием биссекторных зон.

Биссекторная зона Байкало-Патомской дуги вытянута в северо-восточном направлении от устья р. Большой Патом до верховьев р. Витим и имеет протяженность более 1000 км

¹ Биссектор — плоскость, проходящая через ребро двугранного угла и делящая его пополам.

расположена по нормали к вершине Байкало-Патомской дуги и разделяет ее складчатые структуры на северо-восточные (байкальские, чуйские) и северо-западные (муйские, жуинские). Ее развитие на различных этапах формирования дуги не было односторонним. В верхнем протерозое на пересечении с ней располагались наиболее широкие и максимально прогнутые участки Бодайбинского внутригеоантисклиналильного и Патомского миогеосинклиналильного прогибов. Верхнепротерозойские отложения Бодайбинского прогиба на крыльях дуги регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, вмещают многочисленные согласные массивы докембрийских гранитоидов и сложно дислоцированы. В пределах биссекторной зоны метаморфизм верхнепротерозойских пород соответствует серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфациям фации зеленых сланцев, складчатость проявлена гораздо слабее, а верхнепротерозойские гранитоиды почти отсутствуют. Следовательно, биссекторная зона, пересекая различные верхнепротерозойские структурно-фациальные зоны Байкало-Патомской дуги, включает их максимально прогнутые участки, в которых наиболее слабо проявились метаморфические и магматические процессы. В западном Забайкалье на продолжении той же зоны к югу отмечается погружение шарниров Хамар-Дабанского и Ципинского антиклинальных поднятий. В нижнем палеозое биссекторная зона Байкало-Патомской дуги была приподнята по отношению к крыльям. Кембрийские прогибы (Березовский, Нюйско-Жербинский, Верхне-Ангарский, Янгудско-Мамаканский и др.) расположены на крыльях дуги, а к биссекторной зоне их шарниры воздымаются. В северной части зоны находится Уринское поднятие, разделяющее Березовский и Нюйско-Жербинский прогибы (Салоп, 1964). Вдоль поперечного поднятия, между Верхне-Ангарским и Янгудско-Мамаканским прогибами расположен крупный Ангаро-Мамаканский батолит нижнепалеозойского возраста. Южнее ей соответствует крупный гравитационный минимум, над которым находятся поля гранитоидов, издавна относимых к верхнепротерозойскому баргузинскому комплексу. Если учесть, что в верхнем протерозое движения по биссектору дуги имели отрицательный знак и массивы верхнепротерозойских гранитоидов расположены преимущественно на ее крыльях, то для гранитоидов, слагающих зону биссектора, более вероятен нижнепалеозойский возраст, когда она являлась поперечным поднятием. С этим предположением хорошо согласуются материалы геологической съемки последних лет, позволяющие некоторую часть баргузинских гранитоидов уверенно датировать нижним палеозоем. На завершающих стадиях развития Байкало-Патомской дуги, особенно во внешнем ее поясе, вдоль биссекторной зоны интенсивно проявились разрывные нарушения, поперечные к простиранию складчатых структур.

Нельзя не учитывать эту зону и при металлогеническом анализе. На пересечении с ней Бодайбинского прогиба расположен Ленский золотоносный район (Металлогенетическая карта СССР, 1960). Установлено, что золотоносные россыпи и их коренные источники локализованы преимущественно на площадях, где метаморфизм пород не превышает фации зеленых сланцев (Буряк, 1965). По мере возрастания метаморфизма к флангам дуги золотое оруденение ослабевает, но зато здесь распространены мусковитоносные, керамические и редкометалльные пегматиты, соответственно залегающие в зонах ставролит-дистеновой, алмадин-силлиманитовой и кордиерит-антофиллитовой субфаций амфиболитовой фации (Великославинский и др., 1963; Мануйлова и др., 1964). Во внутренней части дуги ее металлогенические особенности подчинены иным закономерностям. В частности, золотое оруденение здесь контролируется главным образом ослабленными зонами, обрамляющими жесткие докембрийские массивы.

В Саяно-Байкальской складчатой дуге биссекторная зона выражена иначе, чем в Байкало-Патомском нагорье, что, очевидно, обусловлено различным характером этих дуг. Саяно-Байкальская биссекторная зона протягивается в субмеридиальном направлении от низовьев р. Желтуры через южную оконечность оз. Байкал. По данным П. А. Попова, ей соответствует гравитационный максимум, являющийся как бы продолжением южного выступа Сибирской платформы и пересекающий почти под прямым углом широтные докембрийские структуры хребта Хамар-Дабан. Этот максимум разделяет различные по интенсивности и ориентировке гравитационные поля западного Забайкалья и Восточного Саяна. К востоку он затухает плавно, а с запада до резкой гравитационной ступени, которую можно назвать Торейской (рис. 1), сопряжен с крупным гравитационным минимумом, соответствующим Джидинскому синклинию. Заметим, что последний, имея северо-западное (Саянское) простирание складчатых структур, по типу раннепалеозойского развития, а также по характеру и интенсивности гравитационного поля имеет много общего с каледонскими структурами Восточного Саяна, северо-западной Монголии и Тувы и значительно отличается от Удино-Витимского синклиория в западном Забайкалье. Можно предположить, что Торейская гравитационная ступень является границей областей алтае-саянских и западно-забайкальских каледонид. Резкое увеличение силы тяжести, обусловленное уменьшением мощности земной коры к востоку от этой границы, в области каледонид западного Забайкалья, вероятнее всего, связано с их недоразвитостью и кратковременным существованием.

В определенной связи с Саяно-Байкальской биссекторной зоной находится и региональный метаморфизм в хребте Хамар-Дабан. В пределах зоны докембрийские толщи метаморфизованы до гранулитовой и амфиболитовой фаций. К западу, по простиранию складчатых структур докембрия, степень регионального метаморфизма умень-

шается до эпидот-амфиболитовой фации, а участками даже до фации зеленых сланцев (Никитина, 1959; Шафеев, 1964). Одним из элементов рассматриваемой зоны в пределах Иркутского выступа Сибирской платформы, вероятно, является Ушаковский грабен (Одинцов и др., 1962). Некоторые особенности оси перегиба Саяно-Байкальского пояса были отмечены Н. А. Флоренсовым: «Будучи мысленно продолженной в Иркутский амфитеатр по долине современной р. Ангары, эта ось совпадает с субмеридианальным поднятием докембрийского фундамента...» (Флоренсов, 1960, стр. 173). Н. А. Флоренсов обратил внимание также на развитые в Прикозоголье и в юго-западном Забайкалье поперечные разломы и впадины мезозойского и кайнозойского возраста, связывая их образование с явлениями растяжения на выпуклых крыльях дугообразных сводовых поднятий.

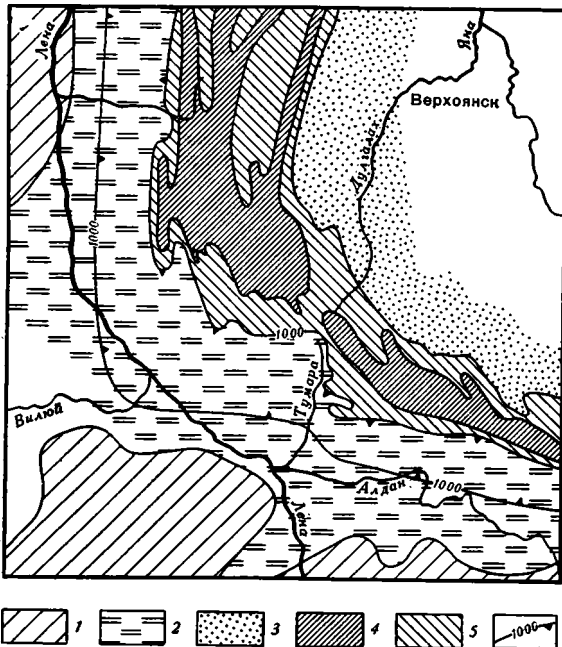


Рис. 2. Палеогеографическая схема участка перегиба Верхоянской геосинклинальной системы в нижнем триасе (по А. В. Вихерту, 1960)

1 — платформенная суша; Предверхо́янский крайевой прогиб; 2 — пестроцветные полупустынные отложения с редкими пачками морских глин. Сартанская геосинклиналь; 3 — сероцветные прибрежно-морские отложения; Западно-Верхо́янская геосинклиналь; 4 — гористый хребет, образованный смятыми в складки породами верхнекарбонных и нижнепермских формаций; 5 — антиклинальные холмы, образованные сминающимися в складки породами верхнепермских формаций и разделенные межхолмовыми и межстровными синклиналями; 6 — изопахиты (треугольники обозначают направления увеличения мощностей)

с этой зоной расположен наиболее широкий участок Армянского вулканического нагорья и вулкан Арарат (Тектоника Европы, 1964). В целом Транскавказская поперечная зона примерно совпадает с осью перегиба альпийских складчатых сооружений, дугообразно обтекающих северо-восточный выступ Африкано-Аравийской платформы. Незначительное отклонение зоны от оси перегиба, вероятно, обусловлено напряжениями, возникшими в результате взаимодействия Африкано-Аравийской и Русской платформ.

Хорошо проявлена биссекторная зона в Верхоянской складчатой дуге. А. В. Вихерт (1960) установил, что на ранней стадии развития дуги (верхний карбон — нижняя пермь) по ее биссектору в геосинклинальном прогибе существовало поперечное поднятие, выраженное сокращенной мощностью осадков. После инверсии прогиба и образования Западно-Верхо́янской геосинклинали (верхняя пермь — нижний триас) это поднятие сменилось поперечным опусканием, временами соединявшим геосинклинальный морской бассейн с Предверхо́янским крайевым прогибом (рис. 2). В меловое время в Верхоянской складчатой дуге преимущественно вдоль биссекторной зоны залегали поперечные разломы, сопровождавшиеся интенсивным дроблением и трещиноватостью пород. К этим разломам приурочены цепочки малых гранитоидных интрузий (рис. 3), с которыми связана сульфидно-касситеритовая, полиметаллическая и вольфрамовая минерализация (Матвеевко, 1960; Рожков, 1960; Металлогеническая карта СССР, 1960).

Биссекторные зоны можно наметить и в других складчатых дугах. С этой точки зрения закономерно субмеридианальное расположение Чулымо-Енисейской и Минусинской впадин по линии перегиба западно-саянских и восточно-саянских складчатых структур (Тектоническая карта СССР, 1956). К типу биссекторных зон, вероятно, можно отнести и выделенную Н. С. Шатским (1948) Транскавказскую зону поперечных поднятий, включающую Ставропольский свод, древнее ядро центрального Кавказа, Дзиркульский массив и наиболее приподнятую часть Закавказского срединного массива. Формирование Транскавказской зоны сопровождалось поперечными разломами, уходящими далеко в пределы Русской платформы, и магматической деятельностью. В Минераловодском районе к этой зоне приурочены малые гипабиссальные интрузии гранитпорфиров; в поднятии Большого Кавказа проявились мощные вспышки наземного вулканизма; южнее, на пересечении

Важное металлогеническое значение имеет биссекторная зона, соответствующая линии перегиба Анд, на которую в свое время обратил внимание Штилле (1964), выделив ее как андийско-атлантическую линию симметрии первого порядка (линия Арика — Гвинея; рис. 4). Э. Зюссе назвал участок перегиба складчатой системы Анд «скупчиванием Арики» (Штилле, 1964). В пределах этой зоны расположен третичный межгорный прогиб Альтиплано. Его слагают континентальные терригенно-вулканогенные

Рис. 3. Некоторые биссекторные элементы в Верхоянской складчатой дуге

1 — Сибирская платформа; 2 — Приверхоанский краевой прогиб; 3 — Верхоянская складчатая дуга; 4 — Колымский срединный массив; 5 — юрские гранитоидные интрузии; 6 — меловые гранитоидные интрузии; 7 — главные разломы; 8 — площадь развития меловых малых гранитоидных интрузий и связанного с ними оловянного и полиметаллического оруденения; 9 — оси поперечных магнитных аномалий

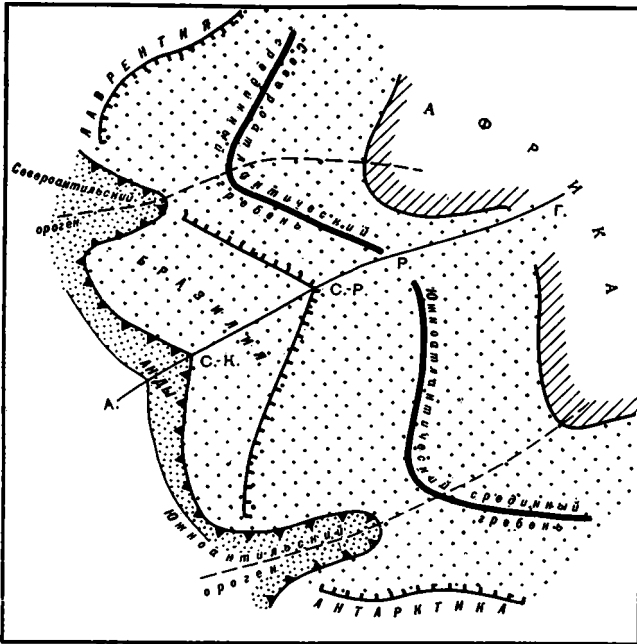
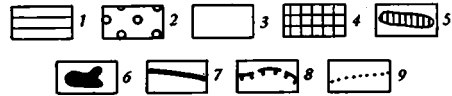
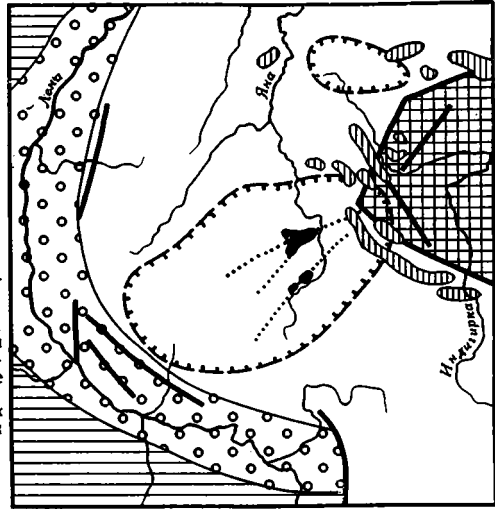


Рис. 4. Элементы поперечной симметрии в пределах американско-атлантического пространства (по Штилле, 1964)

А — угол Арики; С.—К.—угол Санта-Крус; С.—Р.—угол Сан-Роки; Р.—угол Романш; Г.—Гвинейский угол

породы серии Корокоро, прорванные штоками дацитов и кварцевых порфиров, с которыми связаны крупнейшие в мире оловорудные месторождения Центральной Боливии (Кропоткин, Шахварстова, 1965). В отличие от крыльев Андийской складчатой дуги, в зоне ее перегиба «характер металлогении при том же валовом составе минерализации существенно иной; явления зональности отсутствуют, руды сложного состава (Sn—W—Bi с примесью Pb, Zn, Sb, Au, Ag, As); металлы не обособлены не только по зонам и месторождениям, но даже по минералам...» (Магакян, 1960, стр. 15).

Биссекторные зоны можно наметить и в некоторых островных дугах, которые по динамике тектонических движений имеют много сходных черт со складчатыми (Ажгирей, 1960). По данным Ирдли (1960), вдоль биссектора Антилльской островной дуги в обрамляемом ею внутреннем бассейне отмечены гравитационные максимумы. С внешней (атлантической) стороны дуги ее биссектор пересекает одну из наиболее интенсивных отрицательных аномалий. По биссектору Курильской островной дуги расположен Центрально-Курильский современный поперечный прогиб, который ограничен поперечными разломами, совпадающими с проливами Буссоль и Крузенштерна (Горячев, 1963).

В Японской островной дуге биссекторная зона представлена поперечной депрессией Фосса-Магна (Великий Грабен), заполненной слабодислоцированными и спокойно залегающими кайнозойскими отложениями. К этой зоне приурочен также поперечный вулканический пояс Фудзи, названный по наиболее крупному из действующих здесь вулканов — Фудзияма.

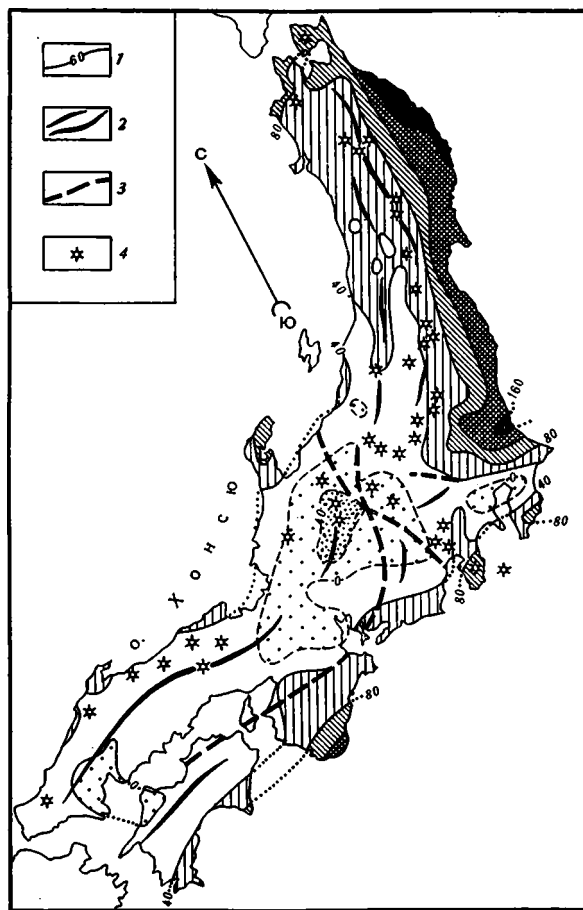


Рис. 5. Схематическая гравитационная карта Японии, составленная Тсубои и др., совмещенная с тектонической картой, составленной Н. С. Шатским и др. (по Б. А. Андрееву, 1965)

1 — изоаномалии; 2 — антиклинории и антиклинали; 3 — тектонические разрывы; 4 — вулканы

а также некоторые другие особенности. Многообразие поперечных структур в биссекторных зонах обусловлено различными факторами, прежде всего степенью пластичности вещества, слагающего дугу, направлением и интенсивностью движений на ее крыльях и соотношениями дуги со смежными участками материковых или океанических платформ. Выделение биссекторных зон в складчатых и островных дугах может иметь известное значение для геотектонического и металлогенического анализа.

Кроме того, для нее характерны кольцеобразные изгибы складчатых структур, горных хребтов и магнитных аномалий. В центральной части острова ей соответствует интенсивный минимум силы тяжести (до $-70, 80$ мг; рис. 5) и наибольшая в Японской дуге (от 38 до 50 км у разных авторов) мощность земной коры (Андреев, 1965; Кропоткин, Шахварстова, 1965).

Из приведенного краткого обзора можно заключить, что биссекторные зоны являются важным поперечным элементом складчатых и островных дуг. Их образование связано с глубинными объемными деформациями земной коры, в которых участвуют как вертикальные, так и горизонтальные напряжения. Среди последних решающее значение, вероятно, имеют продольные. Биссекторные зоны в этом случае соответствуют участкам приложения максимальных сдвигающих или растягивающих сил. Обычно эти зоны имеют длительное развитие, согласующееся с длительностью формирования дуг, и могут быть выражены разнообразными поперечными элементами — поднятиями, опусканиями, грабенами, горстами, зонами разломов, цепочками малых интрузий или батолитами, металлогеническими зонами, вулканическими поясами, магнитными и гравитационными аномалиями. Для биссекторных зон присущи иные, чем на крыльях дуг, фации и мощности осадков, характер складчатости и вулканизма, степень метаморфизма и консолидации, мощность гранитного слоя,

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1960.
- А н д р е е в Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Изд-во «Недра», 1965.
- Б у р я к В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье). Докл. АН СССР, т. 163, № 2, 1965.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А., К о з а к о в А. Н., С о к о л о в Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17, 1963.
- В и х е р т А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающих территорий. Изд-во АН СССР, 1960.
- Г о р я ч е в А. В. Структурно-тектонические районы Камчатки и Курильских островов. Докл. АН СССР, т. 153, № 4, 1963.
- И р д л и А. Тектоническая связь Северной и Южной Америки. В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., 1960.
- К о с ы г и н Ю. А., Б а ш а р и н А. К., В о л о н т е й Г. М., В о т а х О. А., К р а с и л ь н и к о в Б. Н., П а р ф е н о в Л. М. Докембрийская тектоника Сибири. Ред.-изд. отдел СО АН СССР, Новосибирск, 1964.
- К о ш к и н В. Я. Роль продольного сдвигания в образовании тектонических структур земного шара. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1965.
- К р о п о т к и н П. Н., Ш а х в а р с т о в а К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 134, 1965.
- М а г а к ь я н И. Г. Металлогеническая карта мира и некоторые закономерности распределения рудных месторождений в земной коре. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., проблема 20, Вопросы металлогении, Госгеолтехиздат, 1960.
- М а н у й л о в а М. М., В а с ь к о в с к и й Д. П., Г у р у л е в С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. Изд-во «Наука», Л., 1964.
- М а т в е е н к о В. Т. Магмо- и рудоконтролирующие структуры северо-востока СССР. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., проблема 20, Вопросы металлогении, Госгеолтехиздат, 1960.
- М е т а л л о г е н и ч е с к а я карта СССР масштаба 1:5 000 000. Под ред. В. Г. Грушевого, Г. С. Лабазина, А. И. Семенова, П. М. Татарина. Госгеолтехиздат, Л., 1960.
- Н и к и т и н а Л. П. Региональный метаморфизм архейских образований западной части хр. Хамар-Дабан. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1959.
- О д и н ц о в М. М., Т в е р д о х л е б о в В. А., В л а д и м и р о в Б. М., И л ь ю х и н а А. В., К о л е с н и к о в а Т. П., К о н е в А. А. Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 4, 1962.
- Р о ж к о в И. С. Закономерности размещения полезных ископаемых на территории Якутии. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., проблема 20, Вопросы металлогении, Госгеолтехиздат, 1960.
- С а л о п Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. Изд-во «Недра», 1964.
- С и н и ц ы н В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, т. 30, в. 2, 1955.
- Т е к т о н и к а Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000. Изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.
- Т е к т о н и ч е с к а я карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1956.
- Ф л о р е н с о в Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, вып. 19, 1960.
- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Ш а т с к и й Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Ш а ф е е в А. А. Стратиграфия и метаморфизм докембрия юго-западного Прибайкалья. Докл. АН СССР, т. 153, № 3, 1964.
- Ш т и л л е Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.

Бурятское геологическое управление

Статья поступила
24 декабря 1964 г.

В. Л. ЛЕЛЕШУС

БУДИНАЖ В СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Структуры будинажа очень широко распространены в нижнесилурийских отложениях, обнажающих в бассейнах рек Арг, Дукдон, Тагоби-Куль и в других районах Зеравшано-Гиссарской горной области. В более молодых толщах данной области эти структуры встречаются значительно реже. Особенно много будин в основании раннесилурийских «фавозитовых» известняков, где эти известняки переслаиваются с мерге-

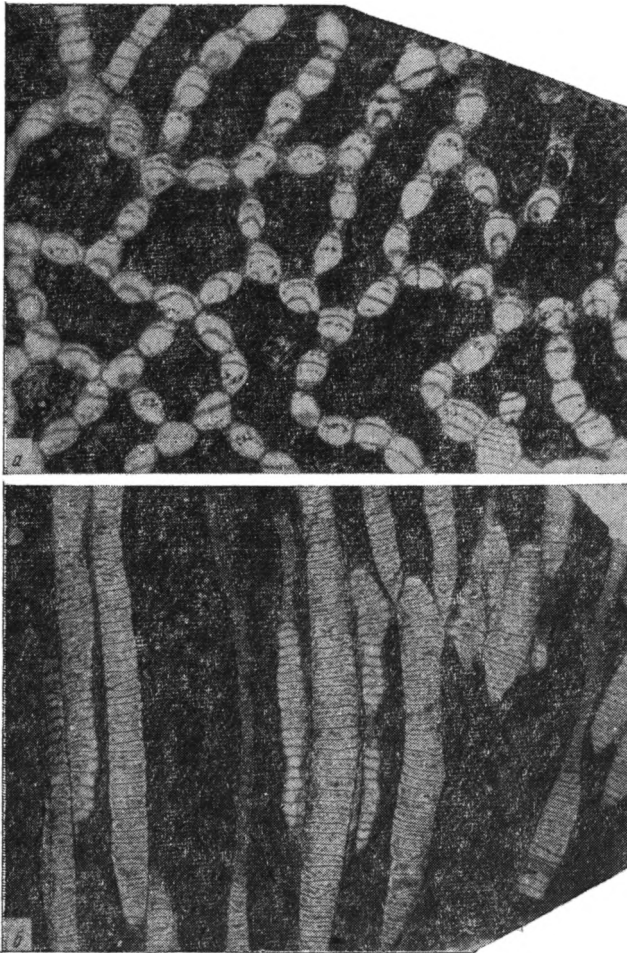


Рис. 1.

а — поперечный срез недеформированной колонии хализитид, относящихся к виду *Catenipora gotlandica* (Yabe). Смежные формы тесно примыкают друг к другу и разделены общей (двойной) стечкой. Срез параллелен плоскости напластования. Верхнеландоверийские отложения горы Даурич. Увеличено в 3 раза; *б* — продольный разрез того же экземпляра (перпендикулярен к плоскости напластования). Увеличено в 3 раза.

листыми сланцами. Раннесилурийский (ландовери-венлокский) возраст этих известняков определяется присутствием в них многочисленных табулят *Palaeofavosites balticus* (Rukhin), *P. paulus* Sok., *P. farbesiformis* Sok., *Multisolenia totuosa* Fritz., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. favosus* (Goldf.), *Catenipora gotlandica* (Yabe), гелиолиитид *Heliolites interstinctus* L., *H. decipiens* (Mc Coy), ругоз *Entelophyllum articulatum*

(Wahl.), *E. rugosum* Smith, брахиопод *Dolerorthis rustica* (Sow.), *Parmorthis neocrassa* Nikif., *Pentamerus longiseptatus* Borisjak и др. Залегают эти будинированные фавозитовые известняки в основном на кварцево-серицитовых сланцах (мощность всей преимущественно сланцевой толщи измеряется сотнями метров, но местами превышает 1 км; возраст ее — средний ордовик-ландовери) и перекрыты очень мощной (до

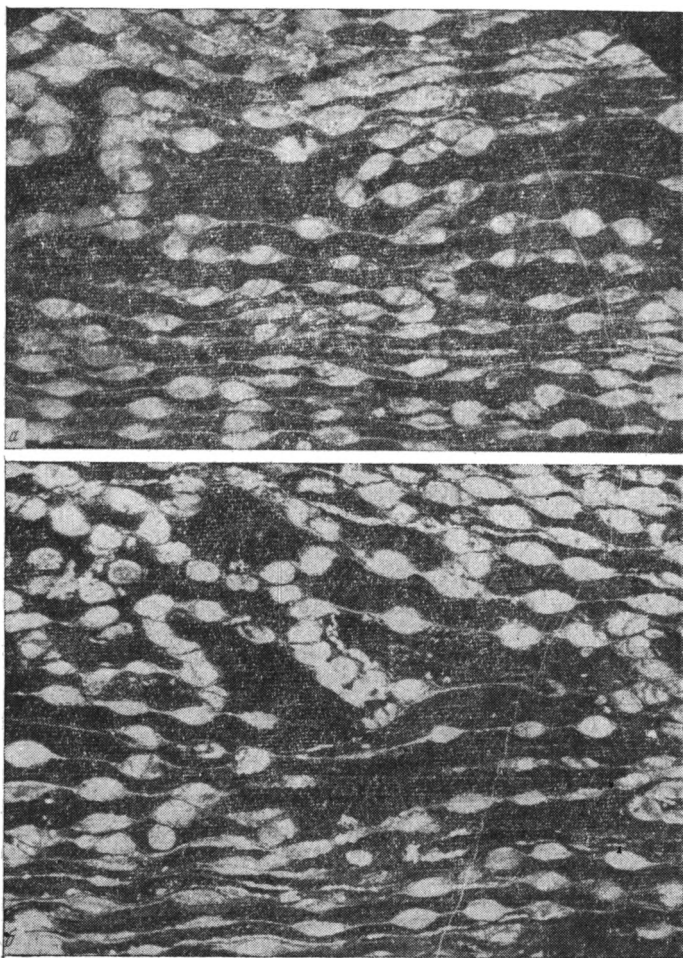


Рис. 2

а, б — поперечные срезы будинированной колонии хализитид, относящихся к тому же виду *Satenipora gotlandica* (Yabe). Кораллиты лишились первоначальных очертаний, превратились в тектонические линзы (будины) и приобрели ориентировку в соответствии с растяжением вмещающих толщ. При растяжении смежные формы отодвинулись друг от друга на различные расстояния, а вся колония в 2—2,5 раза растянулась в направлении общего горизонтального растяжения вмещающих пород. Оба среза ориентированы параллельно плоскости напластования. Наблюдаемая полосчатость имеет тектоническое происхождение. Гиссарский хребет, верховья р. Тагоби-Куль (левый приток р. Ягноб). Силур, верхний ландовери. Увеличено в 3 раза.

1,8 км) серией массивных и грубослонстых известняков и доломитов (внизу). Возраст этой карбонатной серии (по ее стратиграфическому положению и находкам табулят *Favosites fungites* Sok., *Squameofavosites bohemicus* (Pocta), *Pachyfayosites kozlowskii* Sok., *Pyros Tryplasma asiatica* (Nikol), брахиопод *Camarotoechia famula* Barr., *Stropheodonta Costatula* (Varr.) и др.) определяется как лудлоу — ранний девон включительно.

Стратиграфически выше залегают карбонатные и терригенные толщи среднего и верхнего девона, нижнего карбона и верхнего палеозоя, общая мощность которых колеблется от 2,5 до 4 км. Мощность раннесилурийских фавозитовых известняков колеблется от 50 до 500 м. Эти известняки, особенно в нижней части, местами переслаиваются со сланцами или мергелистыми аргиллитами. Мощность переслоев известняков

в среднем колеблется от 2 до 20 см, а мощность сланцев (или мергелистых аргиллитов) от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В этой части нижнесилурийского (ландовери-венлок) разреза очень четко видно, как прослойки известняков во многих местах разорваны и превращены в очень правильные тектонические линзы — будины. Переслаивающиеся с известняками сланцы деформировались более пластично и заполнили возникшие между будинами промежутки (рис. 3, а). В некоторых местах будин так много, что целые пласты (мощностью от 2 до 30 м) состоят из многочисленных послойно расположенных известняковых линз, находящихся среди мергелистых сланцев. Будинные породы такого типа (в Таджикистане) часто называют узловатыми или конгломератовидными известняками.

Толщина будин зависит от первоначальной мощности известняковых прослоек и в среднем колеблется от 2 до 10 см, длина — от 5 до 40 см. Расстояние между будинами одного и того же будинированного слоя колеблется от 10 до 50 см, то есть при образовании будин длина деформированных пачек увеличилась в 1,5—2,5 раза.

Вместе с разлинзованием слоистых известняков деформациям подверглись и органические остатки. Особенно четко деформации выражены у хализитид, кораллиты которых иногда превращены в тектонические линзы (будины) и отодвинуты друг от друга на различные расстояния (рис. 2, а, б).

Будинированные хализитиды наблюдаются в описанных выше карбонатно-сланцевых пачках с будинированными прослойками известняков (рис. 2, 3), но четко выраженный будинаж отмечен только у хализитид, захороненных не в известняках, как обычно, а в прослойках мергелистых сланцев, располагающихся между будинированными известняками. В этих случаях расположенные цепочками четырехугольные кораллиты хализитид, построенные из известнякового материала, но находящиеся среди сланцев (или мергелей), подверглись тектоническому разлинзованию так, что каждый кораллит превратился в отдельную тектоническую линзу и отодвинулся от смежных на различные расстояния, иногда превышающие их диаметр в 2 раза. Кораллиты хализитид, как и отмеченные выше будины известняков, чаще всего не полностью оторваны друг от друга, а растянуты таким образом, что в промежутке, возникшем между смежными будинами, остается очень тонкий остаток той же породы, из которой сложены сами будины. Отсюда следует, что будины могут образоваться и без трещин отрыва.

По сравнению с будинированными прослойками известняков будины хализитид значительно более мелкие и более однородные по величине. Они также располагаются по направлению растяжения пласта, хотя сами будины хализитид залегают не параллельно поверхности напластования, а ориентированы более или менее косо к этой поверхности.

На рис. 1, 2 приводятся изображения двух экземпляров хализитид (из разных и отдаленных друг от друга обнажений), относящихся к виду *Catenipora gotlandica* (Yabe). На рис. 1 изображен недеформированный экземпляр, а на рис. 2 — экземпляр, претерпевший деформацию. Сравнивая эти два экземпляра, легко видеть, что во втором из них вмещающие породы, вместе с цепочками хализитид, растянуты примерно в 2—2,5 раза. Но если таким значительным деформациям подверглись мергелистые сланцы, находящиеся среди известняков, то более однородные сланцевые толщи при тех же тектонических движениях могут быть деформированы гораздо сильнее. Вероятно, и по этой причине в Зеравшано-Гиссарской горной области, как и в других геосинклинальных областях, претерпевших складчатость, иногда обнаруживается очень резкая изменчивость мощностей палеозойских сланцевых толщ.

Описанные будины возникли в результате горизонтального растяжения различных (по механическим свойствам) пород при сильном вертикальном давлении. Наряду со структурами растяжения, среди палеозойских сланцевых толщ Зеравшано-Гиссарской области можно наблюдать и структуры горизонтального сжатия, в которых мощности слоев увеличены. Структуры сжатия сопровождаются мелкими и многочисленными складками.

Наличие в раннесилурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской области множества будин указывает, что эти отложения находились на большой глубине (под мощными толщами лежащих выше пород) и были подвергнуты сильному горизонтальному растяжению¹. На большой глубине и под значительной нагрузкой раннесилурийские

¹ В. В. Белоусов (1949, 1952) и А. А. Сорский (1955) считают, что структуры будинажа возникают в результате вертикального сжатия. Изучение будинажа в силурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области показало, что эти структуры возникли в результате горизонтального тектонического растяжения раннесилурийских пород при большом, но пассивном давлении на них лежащих выше толщ. На это указывает тот факт, что как среди будин известняковых прослоек, так и среди будин хализитид, находящихся в тех же толщах, наблюдается одна и та же ориентировка горизонтального растяжения, в то время как в отношении пласта первые ориентированы параллельно, а вторые — более или менее перпендикулярно. При одном только вертикальном сжатии (перпендикулярном к напластованию) будины хализитид образоваться не могли бы, так как они также имеют более или менее вертикальную ориентировку по отношению к плоскости напластования.

отложения Зеравшано-Гиссарской горной области могли находиться после отложения лежащих выше палеозойских толщ (от лудлоу до верхнего палеозоя включительно), суммарная мощность которых изменяется от 4 до 6 км.

Сильное горизонтальное растяжение раннесилурийских толщ могло произойти в результате крупных горизонтальных движений земной коры. Такие крупные горизонтальные движения для герцинского орогенеза в центральном Таджикистане пока

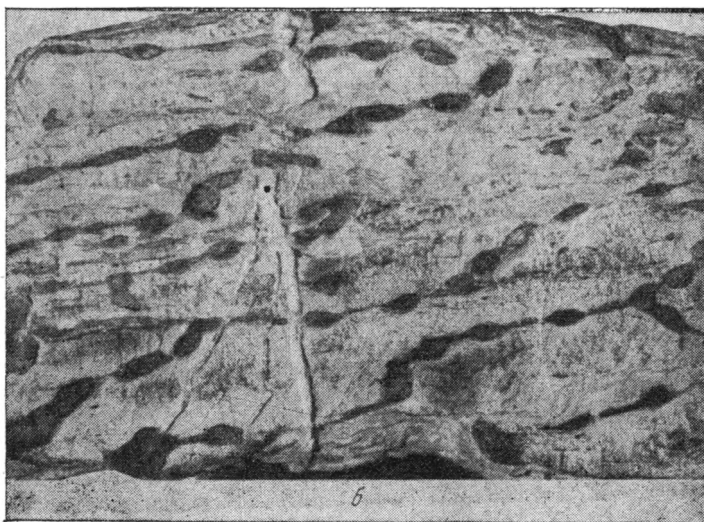
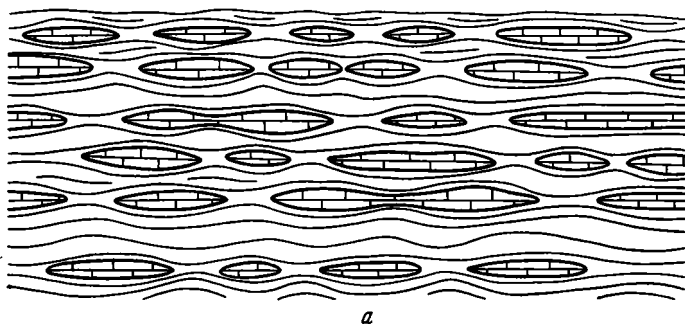


Рис. 3

а — схематический рисунок буднированных раннесилурийских известняков (кирпичики), залегающих среди сланцев (волнистые линии). Срез перпендикулярен плоскости напластования. Левый борт р. Арг. Силур, верхний ландовери — нижний венлок. Уменьшено в 13 раз; *б* — внешний вид мергелистого сланца с буднированными хализитидами. Сфотографирована поверхность образца, параллельная к плоскости напластования. Будины хализитид залегают под крутыми углами к этой плоскости. Гиссарский хребет, верховья р. Тагоби-Куль (левый приток р. Янгоб, восточнее селения Анзоб). Силур, верхний ландовери. Увеличено в 1,5 раза

не установлены. Все или почти все тектонические разрывы герцинского возраста в центральном Таджикистане характеризуются небольшими амплитудами смещений и в основном имеют внутриформационный характер. Эти разрывы сопровождаются довольно частыми гидротермальными изменениями вмещающих пород с окварцеванием и различного масштаба оруденением.

Альпийские разрывы в Зеравшано-Гиссарской горной области развиты очень широко. По ним местами прошли очень крупные горизонтальные смещения пород в виде многочисленных сдвигов и надвигов. Почти все палеозойские и несколько в меньшей степени меловые и третичные (юра и триас в данной области развиты лишь локально) отложения этой территории разбиты на отдельные тектонические блоки (мощность которых от 100 до 2000 м, а протяженность в несколько раз больше), которые залегают под различными углами и нагромождены друг на друга. Буднированные раннесилурийские породы находятся, как правило, в основаниях или в нижних частях блоков, а это с большой долей вероятности указывает, что образование таких блоков и будин — явления взаимно связанные и являются различными выражениями одного и того же геотектонического процесса.

Такие же тектонические блоки, сложенные палеозойскими породами, во многих местах Зеравшано-Гиссарской горной области надвинуты как друг на друга, так и на меловые (в окрестностях селений Зидды, оз. Искандер-Куль, горы Хозрет-Султан и др.) третичные и даже, но значительно реже, на четвертичные отложения. Так, например, на северном склоне Гиссарского хребта в бассейне р. Сарымат (левая составляющая р. Кштут) А. П. Недзвецким и В. П. Тихоновым (1953) установлен крупный надвиг, по которому силурийские породы надвинуты на четвертичные отложения. Силурийские породы сорваны с основания и перемещены на большое расстояние. Установлено, что образование отмеченных тектонических блоков (или во всяком случае смещения по этим блокам) происходило в альпийское время.

Герцинское время образования рассматриваемых тектонических блоков мало вероятно еще и потому, что по контактам между смежными блоками отсутствуют какие-либо проявления гидротермальной минерализации вмещающих пород и обычно наблюдаются крупные горизонтальные смещения, в то время как герцинские разрывы в центральном Таджикистане часто сопровождаются гидротермальными изменениями вмещающих пород и характеризуются отсутствием крупных горизонтальных смещений по ним.

Описанные выше будины скорее всего возникли в альпийское время, непосредственно перед тем (или в начальной стадии того процесса), когда под воздействием горизонтальных тектонических сил, палеозойские отложения отрывались от своего субстрата, разбивались на отдельные блоки, которые перемещались иногда на значительные расстояния и нагромождались друг на друга, образуя современные тектонические структуры южного Тянь-Шаня.

Литература

- Белоусов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. Сов. геология, № 39, 1949.
- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.
- Недзвецкий А. П. и Тихонов В. П. К вопросу о новейших тектонических движениях в Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 89, № 5, 1953.
- Сорский А. А. О тектоническом разлинзовании в осадочных толщах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1955.
- Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии. Тр. лаборатории геологии докембрия, вып. 7, 1957.

Институт геологии
Министерства геологии СССР,
г. Душанбе

Статья поступила
31 июля 1965 г.

УДК 551.243+553.062/067(571.55)

Г. И. КНЯЗЕВ

О ВЛИЯНИИ ДИСЛОКАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГИПОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ (на примере Восточного Забайкалья)

Складчатые, как и глыбовые дислокации, вызванные тангенциальным напряжением, сопровождаются появлением участков с пониженным давлением в замках складок и в основании восходящих блоков.

Пустоты, возникающие в замках складок, частично ликвидируются послойным перераспределением материала, приводящим к выжиманию пластичных слоев в замки складок. Активность послойного перемещения деформируемых пород нарастает с увеличением глубины, в связи с чем пустоты отслоения возникают преимущественно в обстановке близповерхностного и среднеглубинного складкообразования. Влияние такого рода локальных «вакуумов» на движение гидротермальных растворов ранее уже рассматривал А. Г. Бетехтин (1953).

После снятия напряжений, вызвавших деформацию напластований, пониженное давление в замковых частях складок ликвидируется. В толщах, ранее уже претерпевших складчатость, это явление может повторяться при последующих пликтивных дислокациях, но длительное сохранение и многократное возобновление резко пониженного давления в значительных объемах сминаемых в складки толщ мало вероятно. Соответственно не велико, по-видимому, и влияние локальных «вакуумов» на гипогенное рудообразование.

Вероятно, по-иному протекает этот процесс в случае глыбовых дислокаций. Последнее, конечно, также в какой-то мере сопровождается пластичным течением пород в направлении возникающих пространств с пониженным давлением (то есть под горсты), однако крупноамплитудные поднятия блоков земной коры под действием встречных тангенциальных усилий могут обеспечить многократное возобновление обстановки с резко пониженным давлением в больших масштабах.

Объемы пространств с относительно пониженным давлением, возникающим в условиях глыбовых дислокаций, определяются размерами перемещающихся блоков, амплитудами и скоростью их восходящего движения, а также подвижками смежных блоков в направлении освобождающегося пространства.

Нетрудно себе представить, насколько значительными могут быть эти пространства, если в крупноамплитудные восходящие движения будут вовлечены блоки земной коры, измеряющиеся в поперечнике десятками километров, например консолидированные массивы Восточного Забайкалья (1965). Площадь сравнительно небольшого Кутомарского консолидированного массива равняется примерно 10 000 км². Амплитуду его поднятия в юрском периоде, сообразно с глубиной опускания прилегающих к нему юрских впадин, можно оценить по крайней мере несколькими сотнями метров. Если даже принять эту амплитуду равной 10 м, то общий объем пространства с пониженным давлением составит 1 000 000 000 000 м³. Поскольку консолидированные массивы Восточного Забайкалья испытывали преимущественно восходящее движение в течение всего юрского периода, в основании их длительное время доминировал режим пониженного давления.

Разумеется, что пространства, освобождающиеся при подъеме массивов, не могут оставаться открытыми, в особенности на значительных глубинах. Появление полостей в основании восходящих массивов непременно повлечет за собой перемещение в соответствующих масштабах соседних блоков, обрушение, пластическое течение пород, инъекции магмы, ликвидирующие в конечном счете явление «вакуума» (до возобновления восходящего движения блока). Пониженное давление в основании восходящих массивов, надо полагать, способствовало также и отделению обогащенных летучими дериватов магм и гидротерм. В связи с этим можно считать, что в районах, где глыбовые дислокации сопровождались интрузивным и эффузивным магматизмом, создавались особо благоприятные условия для проявления гипогенного оруденения.

В условиях геосинклинального складкообразования синорогенные интрузии магм проникают вдоль плоскостей наименьшего сцепления. Такими могут служить глубинные разломы, поверхности стратиграфических несогласий, плоскости напластования и секущие их разрывные нарушения. Несмотря на высокую напряженность складчатых дислокаций, все эти структурные элементы из-за активного проявления пластического течения пород не могут обеспечить длительное сохранение пониженного давления в значительных пространствах. Кристаллизация магм в этом случае, вероятно, не сопровождается выделением летучих в сколько-нибудь значительных объемах. Понятно, что такая обстановка не способствует возникновению крупных гидротермальных месторождений. В подобных условиях в Восточном Забайкалье происходило внедрение в среднем палеозое крупных конкордантных гранитных массивов, почти стерильных в отношении полезных ископаемых, характерных для гидротермальных процессов.

Иначе эволюционирует, по-видимому, магматический расплав в обстановке глыбовых дислокаций. Гранитоидные магмы, попадающие в сферу влияния пониженного давления в основании восходящих блоков земной коры, теряют свои летучие уже в период внедрения и охлаждения. В ходе рассматриваемого процесса возникнут, с одной стороны, обогащенные летучими компонентами легкоподвижные дериваты магм, а с другой — обедненный ими, высушенный магматический расплав. Внедрение насыщенных летучими компонентами порций магмы приводило к возникновению грейзенизированных, альбитизированных, амазонитовых гранитов (апогранитов), пегматитов, аплитов, а также сопровождающих их жильных образований с редкометалльной минерализацией, столь характерных для киммерийского тектоно-магматического цикла Восточного Забайкалья. Нередко рудоносными оказываются и сами интрузивы. Как и следовало ожидать, инъекции дифференциатов гранитоидных магм, обогащенных летучими, приурочены к консолидированным массивам (и окаймляющим их мобильным поясам), испытывавшим в юре наибольшее поднятие (Агинский, Борщевочный, Шилкинский массивы). Иными словами, амплитуда поднятия консолидированных массивов в какой-то мере сказывалась на металлогенической специализации и степени рудоносности массивов и окружающих их мобильных поясов.

Кристаллизация магмы, обедненной летучими, надо полагать, приведет к образованию иных пород. Различия эти должны проявиться прежде всего в структурных особенностях интрузивных пород, очень чутко реагирующих на содержание летучих. Недостаток последних, как известно, препятствует полной и равномерной раскристаллизации расплава, не способствует образованию пегматитов, аплитов, сводит к минимуму процессы грейзенизации, альбитизации, турмалинизации и другие изменения.

В самом деле, для многих районов Восточного Забайкалья весьма характерны верхнеюрские гипабиссальные и малые интрузивы, сложенные породами порфиrowого, порфиrowидного облика с мелкозернистой, микрозернистой, неполоно раскристаллизованной и литоидной основной массой (гранит-порфиры, порфиры, фельзиты, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, порфириты, сиенит-порфиры и др.). Внедрение

таких пород в период активизации глыбовых дислокаций — явление вполне закономерное.

Принято считать, что гипабиссальные и малые интрузивы соответствуют небольшим глубинам либо приповерхностным горизонтам. Это положение вряд ли имеет универсальное значение, поскольку в обстановке глыбовых дислокаций образование интрузивов гипабиссального облика (из-за потери летучих магмой) допустимо и на средних глубинах. Косвенным подтверждением этого может служить исключительно широкое распространение верхнекиммерийских гипабиссальных и малых интрузивов в различных районах Восточного Забайкалья, характеризующихся заведомо неравномерным постинтрузивным эрозионным срезом. Об этом же свидетельствуют определения относительных превышений выходов рассматриваемых пород на дневную поверхность и оценка примерной глубины эрозионного среза в некоторых рудных районах, а также данные бурения. Совокупность упомянутых признаков позволяет экстраполировать интервал распространения «гипабиссальных» интрузивов по вертикали на 3—5 км и даже глубже.

Словом, гипабиссальные и малые интрузивы отличаются от сходных с ними по составу типичных интрузивов, характерных для геосинклинальных условий не только глубиной внедрения. Отличия их более существенны и вызваны скорее всего неодинаковыми общими геотектоническими условиями развития магматических процессов, обеспечивавшими в одних случаях длительное сохранение летучих в интрузивовавшем магматическом расплаве, а в других — их активное выделение.

Отсюда напрашивается вывод, что уже само по себе нахождение в том или ином районе гипабиссальных и малых интрузивов является показателем активной дистилляции летучих из магматического расплава. Следовательно, районы проявления гипабиссальных и малых интрузивов можно квалифицировать как потенциально рудоносные даже в тех случаях, когда в пределах этих районов еще не найдены рудопроявления. Это справедливо не только для Восточного Забайкалья, но и для сопредельных с ним регионов, испытавших в киммерийский тектогенез складчато-глыбовые дислокации (Западное Забайкалье, Витимо-Олекминская горная страна, Верхнее Приамурье, южная окраина Алданского щита, Восточная Монголия и ряд других).

Под действием возникающей разности давления гидротермальные растворы мигрировали в основания приподнятых блоков. Можно думать, что днища консолидированных массивов, вовлекавшихся в юрском периоде в крупноамплитудные поднятия, служили своего рода «резервуарами» для легколетучих и подвижных дериватов магм, обогащенных полезными компонентами. Отдушинами же для этих резервуаров, куда уходили флюиды, являлись окаймляющие массивы юрские мобильные пояса, где сконцентрированы многочисленные киммерийские гипогенные месторождения (1965).

Литература

- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1953.
- Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.

Институт минеральных ресурсов
г. Днепропетровск

Статья поступила
13 июля 1965 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

А. А. АКСЕНОВ

О БРОШЮРЕ Л. Н. РОЗАНОВА «ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА»

Издательством «Недра» в 1965 г. выпущена брошюра профессора Л. Н. Розанова «Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа», в которой на основании обобщения обширного материала по механике горных пород, полученного по экспериментальным данным, описанным в отечественной и американской литературе, а также личных многолетних исследований автора рассматривается механизм формирования тектонических структур платформенного типа.

Автор брошюры справедливо указывает, что «...среди различных геологических проблем вопрос о формировании тектонических структур является одним из наиболее трудных и малонизученных». Между тем, как известно, изучение причин и механизма образования подобных структур имеет большое не только научное, но и практическое значение в связи с обширными нефте-газопонсковыми работами.

Рассматривая состояние изученности вопроса формирования платформенных структур, Л. Н. Розанов отмечает, что недостатком многих гипотез, связанных с восстановлением истории тектонических движений, является изучение этого процесса в отрыве от литологического состава пород, слагающих эти структуры. При этом приводятся примеры, свидетельствующие о значительных вторичных изменениях физических свойств горных пород и их механической деформации под воздействием процессов складкообразования.

В брошюре описываются интересные примеры по характеру строения отдельных тектонических планов Волго-Уральской области, которые отражают усложнение тектонического строения всей рассматриваемой территории вверх по разрезу. Это усложнение выражается в появлении в верхних горизонтах осадочного чехла большого числа локальных структур, отсутствующих на глубине, и наличии многочисленных мелких куполов и прогибов, осложняющих структурный план верхнего этажа.

Эти особенности строения платформенных структур, по мнению Л. Н. Розанова, не могут быть объяснены с точки зрения их формирования только в результате вертикальных и дифференцированных перемещений блоков фундамента. Л. Н. Розанов считает возможным в платформенных условиях (так же как и в геосинклиналях, но в менее интенсивной форме) существование внутренней перестройки структуры и вторичных изменений мощности внутри осадочной толщи под влиянием относительных вертикальных перемещений отдельных участков земной коры. Без этого допущения, по мнению автора брошюры, не может быть дано удовлетворительное объяснение установленной дисгармоничности в тектоническом строении платформенных поднятий и наличию многочисленных внутрiformационных структур.

Основной объем брошюры отведен описанию физико-механических свойств горных пород, подверженных воздействию различных глубинных факторов. Приводятся многочисленные результаты экспериментальных данных, свидетельствующих о влиянии на горные породы различного литологического состава всестороннего давления и высокой температуры, о роли флюидов и порового давления на механические свойства пород, о механизме пластической деформации известняков, о деформации и перекристаллизации песков и др.

Л. Н. Розанов обращает внимание на значительное увеличение пластичности большинства горных пород с повышением всестороннего давления и температуры. В этом отношении наибольший интерес представляют известняки, которые становятся пластичными даже при относительно небольших всесторонних давлениях (около 1000 кг/см^2) и образуют значительные изменения мощности типа вторичных раздувов и пережимов.

Весьма интересно замечание автора брошюры о том, что в условиях значительного сжатия в земной коре благодаря механическому упрочению предел прочности большинства пород превышает предел их текучести. Поэтому на больших глубинах пластические течения не происходят. В результате этого пластические деформации пород осадочной толщи и, в частности, вторичные изменения мощности известняков отсутствуют на большой глубине и обнаруживаются главным образом в верхних и средних зонах земной коры.

В связи с изложенным возникает вполне правомерный вопрос: в какой степени осадочные терригенно-карбонатные породы, слагающие разрез Волго-Уральской области, в условиях, существующих в недрах этой территории, могут испытывать пластические деформации и образовывать наблюдаемые тектонические структуры? Отвечая на этот вопрос, Л. Н. Розанов указывает, что «...поскольку для образования локаль-

ных структур необходимы относительно небольшие (порядка нескольких десятков метров) по сравнению с величиной общей мощности осадочных отложений (в несколько тысяч метров) вторичные изменения мощности, напряжения, образующиеся в осадочном чехле, вполне достаточны для образования любых локальных структур платформенного типа».

В целом механизм формирования платформенных структур Л. Н. Розановым представляется следующим образом. Поднимающиеся по разломам блоки фундамента оказывают давление на осадочную толщу. Над выступами фундамента образуются сводовые поднятия. Вдоль разломов, разделяющих относительно приподнятые и опущенные участки, в осадочной толще образуются флексуры, которые часто характеризуются уменьшенной мощностью пород или резким ее изменением. Эти изменения, помимо первичных колебаний мощности, обусловлены в значительной степени и вторичным их перераспределением в результате отжимания материала от участков с большим давлением к участкам с меньшим давлением. Это приводит к образованию на поднятых, реже на опущенных, крыльях флексур локальных раздувов мощности пород, представляющих собой длительное поднимающие участки локальных положительных структур, своды которых выше ядра структуры также характеризуются уменьшенной мощностью. Отмечается повсеместная приуроченность локальных поднятий к зонам флексур и, в основном, к их поднятым крыльям. Ниже местных раздувов мощности локальные поднятия обычно не прослеживаются.

Таким образом, наблюдаемая относительно большая сложность строения среднего структурного этажа разреза Л. Н. Розановым рассматривается в качестве следствия особенностей распределения напряжений в земной коре, зависит от времени возникновения разломов фундамента, степени их проникновения в осадочную толщу и ее литологического состава.

Следствием указанных представлений Л. Н. Розанова является вывод о необходимости восстановления условий глубинных зон земной коры, где породы находятся под воздействием относительно высокого всестороннего давления, температуры, растворов, длительного напряжения и других факторов, изменяющих физико-механические свойства пород, для целей познания генезиса технических структур.

Бесспорно, изложенные в брошюре данные по физико-механическим свойствам горных пород и представления Л. Н. Розанова по механизму образования платформенных структур вызывают интерес и заслуживают пристального внимания. Однако наряду с этим следует отметить и ряд спорных моментов, требующих тщательного дальнейшего изучения.

Прежде всего вызывает определенное затруднение возможность использования в практике представления о вторичном перераспределении материала пород под действием напряжений от участков с большим давлением к участкам с меньшим давлением. По-видимому, автору брошюры следовало бы привести конкретные примеры расчета порядка (величин) подобных явлений для определения степени их значения в процессе формирования локальных платформенных структур.

Заметим также дискуссионный характер вопроса о генезисе куполовидных раздувов мощности известняков верхнего девона, установленных в Башкирии, Татарии, Пермской и Волгоградской областях, наличие которых Л. Н. Розанов считает лишь следствием пластических деформаций известняков. Нам представляется, что и рифогенная природа таких раздувов, по данным достаточно тщательных исследований И. А. Антропова (1959), О. М. Мкртчяна (1964), П. А. Карпова (1963) и др., не может быть полностью отвергнута.

Следует согласиться с положением о том, что использование данных колебаний мощности, ее раздувов в ядрах поднятий с целью восстановления истории их формирования может привести к ошибочным выводам. Однако применение метода мощностей с правильным выбором конкретных реперов для палеотектонического анализа, как указывает К. А. Машкович (1961), позволяет вполне успешно использовать подобные построения.

В целом, брошюру Л. Н. Розанова следует рассматривать в качестве первого опыта изучения вопроса генезиса платформенных структур с позиций оценки роли в этом процессе физико-механических свойств горных пород. Безусловно, изложенные в брошюре данные и представления ее автора заслуживают серьезного внимания исследователей и будут с интересом восприняты читателями.

Литература

- Антропов И. А. О рифовых фациях девона Центральной части Волго-Камского края. Изв. Казанского фил. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1959.
- Машкович К. А. Методика поисков и разведки нефти и газа. Гостоптехиздат, 1961.
- Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. Изд-во «Недра», 1964.
- Карпов П. А. К палеогеографии времени образования верхнефранских пористых и кавернозных карбонатных пород Волгоградской области. Докл. АН СССР, т. 149, № 1, 1963.

Волгоградский научно-исследовательский институт нефти и газа

Статья поступила
13 декабря 1965 г.

К ВОПРОСУ О ТЕРМИНЕ «КРОВЛЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ»

В статье И. А. Соловьевой (1965) оспаривается необходимость введения нового понятия «консолидированная кора», так как это понятие, по мнению указанного автора, «не заключает в себе никакого геологического смысла и имеет чисто формальное значение» (стр. 123).

С этим утверждением трудно согласиться, и прежде, чем осветить суть вопроса, напомним о содержании понятия «кровля консолидированной коры» (Строение земной коры..., 1964).

Под «кровлей консолидированной коры» здесь понимается первая сейсмическая граница¹ с высокой скоростью распространения сейсмических волн, превышающей, как правило, 5,5 км/сек. Она является фундаментом для рыхлых осадочных отложений, характеризующихся средними скоростями менее 3,5 км/сек» (стр. 275).

Как это видно из приведенного определения понятия «кровли консолидированной коры», в него вкладывается вполне конкретный, геологический смысл, речь идет, таким образом, о фундаменте рыхлых осадочных отложений. И поверхность этого фундамента, в пределах Охотского моря (Строение земной коры..., 1964), характеризуется диапазоном граничных скоростей от 5,5 до 6,8 км/сек, за исключением южной части профиля 13-М, где в кровле консолидированной коры (фундаменту) отнесены породы с граничной скоростью 5,2 км/сек. Отнесение пород с этой скоростью к «кровле» и вызвало основное возражение И. А. Соловьевой.

Наличие отмеченного диапазона скоростей характеризует «резкую разнородность кровли консолидированной коры», когда «на одних участках кровлей консолидированной коры является «базальтовый» слой, на других — «гранитный» и т. д. (стр. 123—124). Причины же этой «разнородности» объясняются особенностями геологического строения той или иной территории. Так, например, Южно-Охотская впадина развивалась в условиях длительного прогибания с накоплением осадков, в связи с чем здесь породы фундамента оказались более уплотненными по сравнению с северными участками моря, и скорость распространения волн здесь оказалась высокой (6,6—6,8 км/сек).

Можно согласиться с И. А. Соловьевой, что скорость 5,2 км/сек без достаточных обоснований отнесена к кровле консолидированной коры (Строение земной коры..., 1964). Но в то же время нельзя согласиться с утверждением этого автора о том, что включение верхнего комплекса пород «консолидированной коры» со скоростью 5,2 км/сек в осадочный чехол, приведет к исчезновению «Охотской возвышенности». Единственно, что происходит, как это и показано на нашей тектонической схеме Охотского моря (Вартанов и др., 1964), в северной части моря оконтуривается Охотский срединный массив, ограничиваемый со всех сторон прогибами. В этом случае, так называемая «Охотская возвышенность» (Строение земной коры..., 1964) уменьшается в своих размерах и совпадает с местоположением выделяемого нами «Охотского срединного массива» (Вартанов и др., 1964).

Все сказанное позволяет нам утверждать о том, что понятие «кровля консолидированной коры» имеет вполне реальное значение.

Другое дело, понятия «гранитный» и «базальтовый» слои вне связи с местоположением кровли консолидированной коры, фактически они и являются, на наш взгляд, «формальными понятиями».

Литература

- Вартанов С. П., Гагельганц А. А., Левченко В. А., Маловицкий Я. П., Милашин А. П., Шекинский Э. М. и др. Геологические результаты морских геофизических исследований в СССР. Докл. сов. геол. XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 2, 1964.
- Соловьева И. А. О книге «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминской), Геотектоника, № 2, 1965.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану (под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминской). Изд-во «Наука», М., 1964.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт геофизики
Отделение морских геофизических
работ
г. Геленджик

Статья поступила
31 мая 1965 г.

¹ Подошвой «консолидированной коры» обычно считается поверхность Мохоричича.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА», т. 2, 1966 г.

Г. П. Авдейко, Н. Б. Заборовская, М. С. Марков. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны	5	87
Ш. А. Азизбеков, Э. Ш. Шихалибейли. Тектоническое развитие малокавказского сегмента альпийского геосинклинального пояса	6	3
А. А. Али-Заде, И. О. Цимельзон. Глубинное строение Азербайджана	3	51
А. Атанасов, С. Бояджиев, С. Богданов, М. Иорданов, Г. Чешитев. Принципы, методика составления и содержание тектонической карты Народной Республики Болгарии масштаба 1:200 000	6	21
Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе, Г. Ш. Шенгелая, Д. И. Сихарулидзе, К. М. Картвелишвили. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа	3	30
Б. П. Бархатов. Тектоника Памирского сектора альпийского складчатого пояса	6	12
В. Ф. Белый, С. М. Тильман. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса	2	83
В. В. Богацкий. Тектоническая и магматическая неоднородность геосинклинальных прогибов и ее металлогеническое значение	2	63
А. А. Богданов, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратов, В. Е. Хаин. Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании Тектонической карты Европы	2	15
Н. А. Богданов. Строение палеозонд запада Тихоокеанского кольца	2	43
А. А. Габриелян. Тектоническая карта Армянской ССР	4	6
С. И. Гавриков. Палеотектонические карты Северо-Востока СССР для юрского периода	1	46
П. Д. Гамкрелидзе. Основные черты тектонического строения Кавказа	3	3
Р. А. Гафаров. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы	4	81
Г. Р. Гертнер. Тектоника восточных Альп и некоторые предложения к легенде тектонических карт	2	26
Ж. Гогель. Замечания по поводу изменений, вносимых в легенду тектонической карты Европы	2	33
Е. С. Гуткин, Ю. М. Родченко. Тектоника рудных полей Североуральских бокситовых месторождений	4	69
Г. С. Дзоценидзе. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей	3	15
Г. Х. Дикенштейн, Л. П. Полканова. О возрасте и структурных этапах фундамента Устюрта и Южного Приаралья	5	108
Я. Д. Димитриевич, Б. Чирич. Тектоническое развитие Сербско-Македонского массива	5	32
Л. Дюбертре. Краткая характеристика 16-го листа Международной тектонической карты Европы в масштабе 1:2 500 000 и 3-го листа Международной тектонической карты Африки в масштабе 1:5 000 000	4	48
С. М. Зверев, Л. Р. Мерклин. Глубинное строение осадков юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба	5	58
Л. П. Зоненшайн, В. П. Поникаров, А. К. Уфлянд. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями	5	3
К. Б. Ильин. О тектоническом районировании Кореи (обзор тектонических схем различных авторов)	6	84
В. Г. Казьмин. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы	3	72
И. Кетин. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия)	3	61
К. А. Клигин, Е. С. Постельников. Орогенные образования байкалд Восточной Сибири	6	31
В. И. Кнауф. Тектоническое районирование Северной Киргизии (Доклад, прочитанный на выездной сессии Отд. наук о Земле в г. Фрунзе 8 октября 1964 г.)	5	48

С. Е. Колотухина. Тектоническое развитие Бразильского щита	4	92
Л. И. Красный. По поводу выделения «переработанных ядер» и изображения на тектонических картах магматических образований	2	31
Н. А. Крылов. О тектонике платформенного чехла запада Средней Азии	4	112
И. Ю. Лапкин, Э. В. Томашунас. К тектонике юга Европейской части СССР	5	95
М. Лемуан. По поводу сообщений профессора Гертнера и профессоров А. А. Богданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова, В. Е. Хаина	2	34
М. Магел. Основные черты строения Западных Карпат	5	42
М. Манфредини. Тектоническая эволюция переходной зоны между Аbruцкой геоантиклиналью и Умбрийской геосинклиалью (Центральная и Южная Италия)	5	19
М. Маттауэр. Основные черты строения Пиренейской складчатой системы	5	22
Е. Е. Милановский. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа	3	41
А. И. Мушенко. К вопросу об инверсии тектонических движений на Русской платформе	1	22
Э. Б. Наливкина. О фундаменте раннепротерозойских эвгеосинклиналей	2	57
Ц. О. Очиров. Тектоника Бурятии	1	57
В. Д. Парфенов, В. А. Кондратов. Особенности формирования сдвиговых нарушений Карамазара	1	68
Е. И. Паталаха. Механизм смятия в складку мощного покрова нерасчланированных фельзит-порфиров	3	109
К. П. Плюснин. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала	4	57
Л. М. Расцветаев. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой	3	93
Д. К. Рей. Некоторые черты тектоники мезо-кайнозойских складчатых поясов Индии	2	3
А. А. Свиточ, М. В. Андреева. История тектонического развития центральной части Прикаспийской впадины в верхнеплиоценовое и четвертичное время	3	84
В. Н. Соболевская. К вопросу о положении Альпийской складчатой системы восточного обрамления Австралии в «Тихоокеанском кольце» и кольцо Гондваны	5	66
Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы	2	95
Г. А. Твалчрелидзе. Металлогеническая характеристика главных типов геосинклинального развития	4	14
К. Ф. Тяпкин, В. А. Нечаев, В. Д. Харитонов, В. М. Беланов, Г. Е. Козубская, В. Ф. Волкова, Б. Л. Луревич, Ф. Г. Бабчук, М. Г. Распопова. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным	22	72
А. Фор-Мюре, Ю. Шубер. Принципы изображения альпийских складчатых зон на международной тектонической карте Африки в масштабе 1 : 5 000 000	4	24
Б. Я. Хорева. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах	6	64
В. Г. Чахмахчев. Тектоническое положение кварцито-песчаников Прионежья	1	35
С. С. Шульц. О некоторых вопросах легенды тектонической карты Европы	2	32
С. С. Шульц. О разных масштабах планетарной трещиноватости	2	36
Дж. Штёклин. Тектоника Ирана	1	3
Э. Н. Эрлих. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма	6	48

Критика и дискуссии

А. Ф. Адамович, В. Д. Чехович. О книге «Геология Кубы»	1	85
А. А. Аксенов. О брошюре Л. Н. Розанова «Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа»	6	107
Н. А. Беляевский. Рецензия на книгу Т. К. Хуанг, Чанг Ченг-кун, Чанг Чи-менг и Чен Куо-минг «Об эвгеосинклиналях и миогеосинклиналях Китая и их полициклическом развитии»	4	118
Н. А. Крылов, А. И. Летавин. К вопросу об орогенном этапе развития палеозой (по поводу статьи А. А. Моссаковского)	2	122
Л. П. Милашин. К вопросу о термине «кровля консолидированной коры»	6	109
Ю. М. Шейнманн. Еще раз о мобилизме	2	110
Э. Н. Эрлих. Неудовлетворительное решение важной проблемы	1	80

Краткие сообщения

В. И. Арсентьев. О поперечных структурах, расположенных по биссекторам складчатых и островных дуг	6	94
В. С. Архипов, Л. П. Полканова. О дислоцированности пермо-триасовых отложений Устюрта	2	107

А. А. Голов. Основные черты строения озера Индер	3	134
Г. Д. Дементьев. Мощность палеозойского геосинклинального комплекса в Магнитогорском синклиории по геофизическим данным	3	137
А. Л. Книппер. Надвиги и покровы на северо-восточном побережье озера		
Г. И. Князев. О влиянии дислокационных процессов на гипогенное образование (на примере Восточного Забайкалья)	6	104
В. Л. Лелешус. Будинаж в силурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной гряды	6	100
Ю. Г. Моргунов, А. С. Марочкин. Тектоника доюрских образований Северной Осетии (Центральный Кавказ)	5	115
В. Д. Парфенов, С. Р. Жуковский. Некоторые соображения о тектоническом значении находок ультрабазитов в океане	4	112
Севан	3	125
И. М. Сборщиков. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Западного Верхоянья	1	91
Б. А. Соловьев. Особенности солянокупольной тектоники в районе среднего течения р. Урал	3	130
С. В. Черноок. Тектоническая карта Канадского щита в масштабе 1 : 5 000 000	6	90
Ю. М. Шейнман. Некоторые соображения о тектоническом значении находок ультрабазитов в океане	4	109
С. И. Шерман. О новом типе карт тектонической трещиноватости	3	141

Хроника

Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области	1	95
М. С. Нагибина. Выездная сессия Отделения наук о Земле на Дальнем Востоке	2	124
Памяти Сергея Владимировича Обручева	1	99
Памяти Николая Павловича Хераскова	1	102

В № 5 журнала были допущены следующие опечатки:

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
11	18 сл.	углесная	угленосная
14	3 сл.	офилитовую	офиолитовую
30	2 св.	складочных	складчатых
33	4 сл.	Рс	Рс̇
33	2 сл.	G	G. — de — T.
54	2 св.	Трединного	Срединного

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 p , g и q , l и e , l и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (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 — русско-му, 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 разъяснить в подписях. Список подрисовочных 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, имеющих 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, должно быть приложено резюме (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (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

232
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР.
С. 3 УР. 42
КАРАМЫЧОВУ Г. И.
С. 1.1. 000000

**ОБЗОРНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР
МАСШТАБА 1 : 1000000 [НА 6 ЛИСТАХ] С ОБЪЯСНИТЕЛЬНОЙ
ЗАПИСКОЙ, СОСТАВЛЕННАЯ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ
И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ.**

ВЫХОДИТ ИЗ ПЕЧАТИ.

Цена карты с объяснительной запиской 1 р. 80 к. (ориентировочно)

Редактор карты член-корреспондент АН СССР М. Ф. Мирчинк.

Карта отображает строение южной окраины Русской допалеозойской платформы, эпигерцинской платформы Крыма — Предкавказья — Закаспия, альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа и глубоких впадин с субокеаническим строением земной коры — Черноморской и Южно-Каспийской. Основное внимание составителями уделено эпигерцинской платформе, где показаны не только структурные элементы платформенного чехла, но и предпринята попытка отразить основные черты структуры доплатформенных комплексов.

Обзорная тектоническая карта юга Европейской части СССР предназначена для геологов и геофизиков, ведущих поиски и разведку полезных ископаемых и, прежде всего, нефти и газа на территории Крыма, Предкавказья и Закаспия. Она представит интерес для тектонистов, работающих на молодых (эпипалеозойских) платформах.

Заказы на карту принимаются Институтом геологии и разработки горючих ископаемых [Москва, В-71, Ленинский проспект, 29].



41-3/311 р/к