

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1968

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1968 г.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Е. Михайлов. Тектонические движения и складчатость геосинклинальных областей	3
А. Н. Казаков. Микроструктурная ориентировка минералов в складках различных типов	12
Л. Н. Куклей. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки	25
А. Л. Ставцев. О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Верхоянье	38
Т. В. Молчанова. Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной окраины Колымского срединного массива	47
Э. Н. Лишневский. О строении поверхности фундамента Нижнезейской впадины	62

Краткие сообщения

Б. Д. Полетаев, В. Н. Розенберг, В. И. Яцук. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба	72
В. Д. Вознесенский, А. А. Духовский. О строении поверхности докембрийского метаморфического комплекса в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан)	75
С. П. Вальбе. Изображение формаций на тектонических картах складчатых сооружений	80
В. Г. Гладков. Поперечный кливаж пород правобережья р. Аги (Забайкалье)	83
Т. С. Замалетдинов, В. Л. Клишевич, А. В. Яговкин. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане	86
Е. Н. Алтухов. Некоторые черты истории тектонического развития структур юго-западного обрамления Сибирской платформы в докембрии	92

Критика и дискуссии

П. М. Хренов. Некоторые замечания к Тектонической карте Евразии и монографии «Тектоника Евразии»	98
---	----

Хроника

А. А. Богданов. Совещание подкомиссии по Тектонической карте мира в Монтевидео (19—23 октября 1967 г.) по поводу создания Международной тектонической карты Южной Америки и принятые им решения	107
А. А. Богданов. Совещание рабочей группы Редакционного комитета Тектонической карты Европы (Фрейберг, 4—9 марта, 1968 г.)	109

CONTENTS

A. E. Mikhailov. Tectonic movements and folding in geosynclinal areas	3
A. N. Kazakov. Microtextural mineral orientation in different types of folds	12
L. N. Kukley. On the repeated tectonic deformations of the White Sea gneisses revealed during the study of the Rikolatvin fold's internal structure	25
A. L. Stavtsev. On some relationships of magmatism and ore mineralization with the tectonics of eastern Aldan shield and southern Verkhoyan'e	38
T. V. Molchanova. Structural position of Mesozoic granites in the western periphery of the Kolyma median mass	47
E. N. Lishnevsky. On the structure of the basement surface within the Lower Zeya depression	62

Short Communications

B. D. Poletaev, V. N. Rozenberg and V. I. Yatsuk. New evidence of the structure of the north-eastern end of the Russian platform and the adjoining part of the Pre-Urals marginal trough	72
V. D. Voznesensky and A. A. Dukhovskiy. On the structure of the surface of the Precambrian metamorphic complex in the Dzhungaria-Balkhash orogenic system (Central Kazakhstan)	75
S. P. Valbe. Presentation of folded structures on tectonic maps	80
V. G. Gladkov. Transverse cleavage of rocks occurred on the right bank of the Agi River (Trans-Baikal)	83
T. S. Zamaletdinov, V. L. Klishevich and A. V. Yagovkin. Hercynian Tegermach overthrust sheet in the Southern Tien Shan	86
E. N. Altukhov. Some features of Precambrian tectonic history of the south-western margin of the Siberian platform	92

Critique and Discussions

P. M. Khrenov. Some remarks in the Tectonic Map of Eurasia and monograph «The Tectonics of Eurasia»	98
--	----

Current Events

A. A. Bogdanov. A meeting of the Subcommittee for the Tectonic Map of the World in Montevideo (October 19—23, 1967) on the occasion of compiling International Tectonic Map of South America, and the resolutions adopted	107
A. A. Bogdanov. A meeting of the Executive Group of the Editorial Committee for the Tectonic Map of Europe (Phreyberg, March 4—9, 1968)	109

УДК 551.243

А. Е. МИХАЙЛОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И СКЛАДЧАТОСТЬ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ**

На основании изучения складчатых структур геосинклинальных областей автор приходит к выводу, что в их создании основную роль играют горизонтальные и вертикальные движения. В начальную фазу каждого геосинклинального этапа преобладают вертикальные движения и образуется конседиментационная складчатость; в середине этапа горизонтальные движения достигают своего максимума и сопровождаются образованием складчатости общего смятия; в конце этапа основное значение приобретают вертикальные движения, вызывающие формирование глыбовой складчатости.

Горизонтальные движения земной коры предлагается делить на планетарные, подкоровые, коровые и приповерхностные.

Роль тектонических движений в складкообразовании общеизвестна. Однако относительное значение отдельных видов движений остается далеко не ясным. Слабо разработан вопрос о связи различных типов складчатости с этапами развития геосинклинальных областей. Такое положение, по мнению автора, создалось главным образом потому, что до настоящего времени существует очень много неясного в наших представлениях о природе тектонических движений и их систематике.

Несколько общих замечаний по этому поводу высказано во второй части настоящей работы.

I

Складчатость представляет собой одно из основных свойств геосинклинальных областей. Она нередко рассматривается с позиций общих гипотез зарождения и развития геосинклиналей (Белоусов, 1962; Кропоткин, 1963, 1964; Хаин, 1954, 1964). Возможен и более узкий подход к этому явлению. Образование складок, направление действующих при этом сил и движений может устанавливаться лишь для верхней части земной коры, непосредственно доступной для наблюдений. В этом случае мы столкнемся главным образом с поверхностной складчатостью (Михайлов, 1966₂). Среди последней в геосинклинальных областях распространены преимущественно складки общего смятия и глыбовые складки.

Складчатость общего смятия (регионального сдавливания) образует основные складчатые пояса байкальского и более позднего возраста. В соответствии с многократно приводившимися в литературе данными (Михайлов, 1966₂; Хаин, 1964) она возникает под воздействием горизонтально действующих сил при перемещении деформирующихся масс горных пород в направлении, поперечном к простиранию складчатых систем.

Нами было высказано предположение (Михайлов, 1966₁) об образовании складок общего смятия в главные фазы геосинклинального развития.

Глыбовая складчатость (складчатость облекания, отраженная складчатость) свойственна преимущественно заключительным фазам развития геосинклинальных областей. Она широко распространена в межгорных впадинах и на срединных массивах. Создается этот тип складок вертикальными перемещениями, отдельных блоков нижних структурных этажей вдоль расколов. В западной части Центрального Казахстана (Богданов, 1959) относительные вертикальные смещения блоков, имеющих длину до 100—120 км и ширину от 10 до 25 км, достигают 3 и в отдельных случаях 5 км.

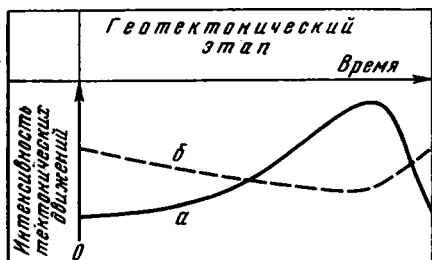


Рис. 1. График относительного значения горизонтальных (а) и вертикальных (б) тектонических движений в складкообразовании для одного геотектонического этапа геосинклинальной стадии развития земной коры

П. Н. Кропоткин (1963, 1964) основное значение в образовании глыбовой складчатости придает сжатию, растяжению и волнообразным изгибам фундамента. В геосинклинальных областях вертикальные движения могут быть вызваны восстановлением изостатического равновесия, нарушающегося горизонтальными движениями главных

фаз геосинклинального развития, а также реакциями на перемещения магматических расплавов в верхние зоны земной коры при интрузивных и эффузивных процессах.

Вертикальными движениями начала и конца геотектонических этапов создается конседиментационная складчатость.

Таким образом, основные виды складчатости в геосинклинальных областях вызываются либо горизонтальными, либо вертикальными движениями. Оба вида тектонических движений непрерывно проявляются в верхних зонах земной коры, хотя и с неодинаковой интенсивностью. Возникновение и развитие складчатых структур отражает их сложную интерференцию во времени и пространстве. В отдельные этапы формирования складчатых комплексов ведущими оказываются либо горизонтальные, либо вертикальные перемещения.

На рис. 1 приведен график относительного значения горизонтальных и вертикальных движений в складкообразовании для одного геотектонического этапа геосинклинальной стадии развития земной коры.

На его горизонтальной оси указано время; по вертикальной — интенсивность тектонических движений. Одна из двух кривых отражает складчатость, обусловленную горизонтальными движениями, вторая — вертикальными.

Показателем горизонтальных движений является создаваемая ими линейная складчатость общего смятия, а вертикальных — глыбовая складчатость с ее многочисленными разновидностями. Форма кривых на графике зависит от изменения напряженности складкообразования во времени, а последняя связана, по нашему мнению, прямым отношением с интенсивностью тектонических движений.

Расположение кривых относительно друг друга условно. Придать им количественную оценку чрезвычайно трудно. Амплитуды вертикальных движений для самых общих построений могут быть получены обычным путем, исходя из мощностей пород, накопившихся за определенный промежуток времени в компенсированных прогибах. Сложнее установить какие-либо количественные показатели для горизонтальных движений. Нам представляется, что для таких частных структурных элементов земной коры, как геосинклинали основой одного из возможных вариантов расчета являются размеры линейного сокращения площади распространения, испытываемые породами при образовании линейной складчатости. Но и в этом случае, при сопоставлении цифровых данных,

характеризующих горизонтальные и вертикальные перемещения, мы будем испытывать большие трудности, так как векторы движений направлены перпендикулярно друг к другу.

Тектонические движения в геосинклинальных областях на протяжении одного геотектонического этапа развиваются весьма различно. В на-

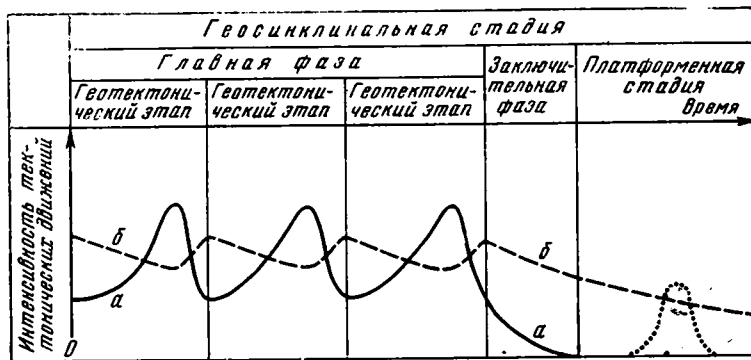


Рис. 2. График относительного значения горизонтальных (*а*) и вертикальных (*б*) тектонических движений в складкообразовании в геосинклинальную и платформенную стадии развития земной коры

чале этапа проявляются главным образом вертикальные движения при незначительных горизонтальных перемещениях. В это время образуются конседиментационные складки, превращающиеся обычно впоследствии в другие виды складчатости.

В дальнейшем происходит нарастание интенсивности горизонтальных движений и постепенное затухание вертикальных. В середине второй половины геотектонического этапа горизонтальные движения достигают своего максимума, а вертикальные имеют самую низкую активность. В этот интервал образуются линейные пояса складок общего смятия, а вертикальные движения являются главным образом следствием утолщения земной коры, возникающим при образовании складок.

В конце этапа, сразу же после основных фаз складчатости горизонтальные движения замедляются и основное значение в образовании складчатости приобретают вертикальные перемещения. Последние вызывают формирование глыбовой складчатости, весьма характерной для заключительных ступеней развития геотектонических этапов.

График, изображенный на рис. 1, может быть не только построен для одного геотектонического этапа, но и распространен на все время развития геосинклинальной и на платформенную стадии (рис. 2). Геосинклинальная стадия на новом графике разделена на главную и заключительную фазы развития (Муратов, 1964); в первой из них выделены отдельные геотектонические этапы. В главную фазу горизонтальные движения в процессах складкообразования являются основными (Михайлов, 1966). Однако в конце каждого из геотектонических этапов активность горизонтальных движений снижается и пластические деформации в это время совершаются главным образом под воздействием вертикальных перемещений. Именно этими положительными движениями обусловлено появление региональных несогласий между разновозрастными складчатыми комплексами.

С переходом от главной к заключительной фазе интенсивность горизонтальных движений быстро падает, в то время как вертикальные перемещения затухают медленно, и в заключительную фазу геосинклинального развития последние играют главную роль в формировании складчатых структур.

При платформенном развитии значение горизонтальных движений в складкообразовании снижается до нуля, в то время как вертикальные движения остаются вполне заметными. При платформенном режиме, по нашему мнению, также возможны вспышки горизонтальных движений земной коры, которые могут привести к появлению поясов линейных

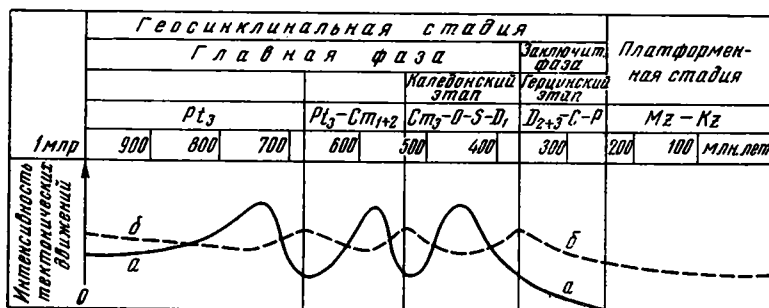


Рис. 3. График относительного значения горизонтальных (а) и вертикальных (б) тектонических движений в складкообразовании в западной части Центрального Казахстана за последний миллиард лет

складок и кислых интрузий в платформенном чехле. На рис. 2 это допущение отражено в виде пика на кривой горизонтальных движений в правой ее части.

Изложенная выше связь между тектоническими движениями и складкообразованием в геосинклинальных областях может быть проиллюстрирована несколькими примерами.

В качестве первого из них приводится палеозойская история западной части Центрального Казахстана. Этот пример удобен в том отношении, что необходимый исходный материал полностью изложен в другой статье автора (Михайлов, 1966₁). Нам остается лишь изобразить все данные в виде графика и сделать к нему самые необходимые пояснения.

Графики на рис. 3 построены для последнего миллиарда лет. В главной фазе геосинклинального развития выделены три геотектонических этапа. В наиболее древний из них, условно относящийся к верхнему протерозою, образовалась сложно дислоцированная карсакпайская (акдымская) серия (Борукаев, 1955; Штрейс, 1960). В следующий этап, охватывающий верхнюю часть верхнего протерозоя, нижний и средний кембрий, возникли не менее сложно деформированные ерменьтауская серия (Борукаев, 1955) и ниже-среднекембрийские толщи. В верхний этап, продолжавшийся от верхнего кембрия до среднего девона, сформировались каледонские структуры.

Заключительная фаза геосинклинального развития охватила интервал времени от среднего девона до конца перми и с началом мезозоя в западной части Центрального Казахстана установился платформенный режим.

Описание складчатых структур различного возраста приведено в упоминавшейся выше работе автора (Михайлов, 1966₁). В главную фазу геосинклинального развития в западной части Центрального Казахстана в процессах складкообразования основное значение имели горизонтальные движения земной коры, обусловившие возникновение линейных складок общего смятия. При этом произошло сокращение площади распространения нижнепалеозойских и более древних отложений, а возникшие разрывы были подчинены пластическим деформациям.

Герцинские структуры заключительной фазы геосинклинального развития сформировались в обстановке, отличной от тектонических условий,

существовавших в главную фазу. Основную роль в это время играли вертикальные движения, вызвавшие глыбовые перемещения каледонского основания и образование складок облегания, глыбовых складок и плавных пологих изгибов в средне- и верхнепалеозойских толщах. Герцинские складки оказались резко наложенными на структуры каледонского фундамента.



Рис. 4. График относительного значения горизонтальных (*а*) и вертикальных (*б*) тектонических движений в складкообразовании в западной части Горного Крыма в мезозое и кайнозое

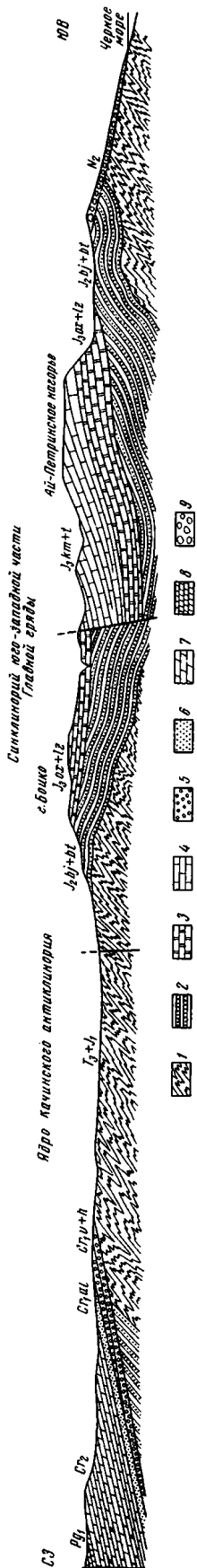
В платформенную стадию развития в западной части Центрального Казахстана проявлялись только вертикальные тектонические движения. Следов горизонтальных тектонических движений мы не находим (Михайлов, 1958).

Следует отметить, что повышение активности вертикальных движений на границах между геотектоническими этапами главной фазы геосинклинального развития отразилось главным образом в интенсивных поднятиях и погружениях отдельных геосинклиналей и геоантиклиналей.

В качестве второго примера может быть приведено геологическое развитие западной части Горного Крыма (рис. 4), описание которой с достаточной полнотой приведено в книге М. В. Муратова (1960).

В триасе, нижней и средней юре в Горном Крыму накапливались типичные геосинклинальные формации, собранные горизонтальными движениями в комплексы линейных складчатых структур, прорванные небольшими интрузиями. В верхнеюрскую и нижнемеловую эпохи, после регионального перерыва, связанного с поднятиями, возникли формации иного типа, по своему строению близко стоящие к формациям платформ. Их накопление происходило в прогибах, наложенных на складчатое основание. В деформациях верхнеюрских и нижнемеловых пород отчетливо видна главенствующая роль вертикальных движений, сопровождавшихся лишь незначительным участием горизонтальных перемещений. Среди складчатых структур распространены пологие, овальные и коробчатые формы, а также моноклинали, образование которых вполне объяснимо волновыми и глыбовыми перемещениями складчатого фундамента. По набору формаций и тектонике это типичный переходный комплекс, характерный для первой половины заключительной фазы геосинклинального развития.

Верхний комплекс пород западной части Горного Крыма, включающий отложения альбского яруса, верхнего мела и кайнозоя, сложен типичными платформенными формациями, хотя его тектоника обусловлена строением и развитием мегаантиклинория Горного Крыма. Огромная по своей протяженности моноклираль и невысокие плавные складки, наблюдающиеся в этих породах, обязаны своим возникновением исключительно вертикальным движениям, и весь комплекс в целом может



быть отнесен ко второй половине заключительной фазы геосинклинального развития (рис. 5).

Приведенные выше графики лишь условно отражают значение горизонтальных и вертикальных движений в складкообразовании геосинклинальной стадии развития.

Несмотря на всю условность приведенных кривых, они хорошо отражают одну особенность, заключающуюся в том, что максимальные значения горизонтальных смещений во времени совпадают с понижением активности вертикальных движений. Это может быть объяснено, по нашему мнению, тем, что горизонтальные движения, являясь в большей мере, по сравнению с вертикальными, эпизодическими и неравномерными, в моменты своей наибольшей интенсивности вызывают резкое нарушение изостатического равновесия земной коры. Немаловажную роль играют при этом и интрузивные процессы. Последующее усиление интенсивности вертикальных движений следует рассматривать как реакцию на нарушение устойчивого положения земной коры, вызываемое горизонтальными смещениями, и стремление к изостатическому равновесию.

Тектонические движения в геосинклиналиях являются причиной образования не только складчатости, но и ряда других не менее важных процессов. Ими обусловлено распределение областей накопления и размыва пород, строение формаций, распределение фаций и мощностей, проявление интрузивной деятельности.

Было бы весьма заманчивым провести аналогию между кривыми, отражающими значение тектонических движений в складкообразовании, и более общими проявлениями движений в развитии геосинклиналий. Оснований для таких аналогий пока еще очень мало, но самые приближенные построения показывают, что возможно существенных различий в графиках может и не быть.

II

Ниже приведены некоторые соображения о построениях классификаций тектонических движений. К настоящему моменту предложено много систематик тектонических движений. Сведения о наиболее интересных из них приведены в работах последних лет: Н. И. Николаева (1962), И. И. Потапова (1964), В. Е. Хаина (1965). Нам представляется весьма удачной классификация В. Е. Хаина. Она основана на разделении тектонических движений на два основных типа: «существенно горизонтальных» и «существенно вертикальных». Действительно, в механическом аспекте возможны только два вида движений земной коры по отношению к поверхности геоида: горизонтальные и вертикальные (если не учитывать движения, имеющие как горизонтальную, так и вертикальную составляющие).

Рис. 5. Схематический геологический разрез через Качинский антиклинорий и синклинорий юго-западной части Главной гряды в районе Ялты. Составил И. В. Архипов

1 — таврическая серия; 2 — средняя юра; 3 — оксфорд — лузитан (известняки); 4 — кимеридж — титон (известняки); 5 — валанжин и готерив; 6 — верхний альб; 7 — верхний мел; 8 — палеоген; 9 — массандровские отложения (плиоцен)

Вполне понятно стремление авторов вложить в классификации движений возможно больший генетический смысл. Для определения природы движений они обычно следуют по трем основным направлениям. В первом из них (В. Е. Хаин, Н. И. Николаев и др.) учитывается глубина зарождения движения. В. Е. Хаин в этом плане выделяет глубинные и коровые движения, а Н. И. Николаев различает планетарные, подкоровые, коровые и поверхностные движения.

Во втором направлении природа движений, по мнению авторов, отражается в особенностях тектонического развития отдельных участков земной коры. Так, Г. Д. Ажгирей (1964) различает тектонические движения в подвижных поясах Земли, деля их по отдельным этапам развития поясов, на тектонические движения на материковых платформах, в океанических впадинах и универсальные движения.

В работах третьего направления движения систематизируются по создаваемым им тектоническим структурам. В ряде классификаций (Белюсов, 1962; Хаин, 1964) мы встречаемся с «разрывными», «глыбовыми», «складчатыми» и другими подобными видами движений.

Если первые два направления в той или иной мере приближают нас к познанию природы тектонических движений, то с третьим направлением вряд ли можно согласиться. Действительно, одни и те же импульсы, приводящие в движение земную кору, в зависимости от конкретной геологической обстановки могут вызвать в горных породах появление или складок, или разрывов, или тех и других одновременно. Деформации, развитые в горных породах, следует рассматривать как реакцию на движения, зависящую прежде всего от свойств самих пород. Несомненно, в процессе развития земной коры возникают складкообразовательные движения и движения, приводящие к появлению разрывов, которые, однако, отнюдь не являются «складчатыми» или «разрывными». При реконструкции условий образования складок и разрывов движения играют существенную роль, но не единственную. Не менее важны динамическая обстановка, физические свойства пород, тектоническое строение.

Сколько бы ни стремились к созданию полной, обоснованной генетической классификации тектонических движений, задача эта в свете наших знаний строения земной коры и мантии и происходящих в ней процессов в настоящий момент может быть разрешима лишь на уровне самых общих предположений.

Для понимания природы тектонических движений представляется необходимым прежде всего в полной мере изучить механическую форму их проявления. Основу этого должен составлять анализ самих движений, а не следствий. Нельзя при систематике движений в качестве определяющих признаков в равной степени опираться как на различные формы их проявления (складчатость, разрывы и т. п.), так и на процессы, порождающие движения. В этом плане вряд ли следует исключать из рассмотрения движения магмы, представляющие собой одну из самых важных форм механического перемещения вещества в верхней мантии и земной коре, и нередко сопровождающуюся интенсивными деформациями окружающих пород. При движениях магмы происходят, конечно, и сложнейшие физико-химические процессы, которые, в сущности, и составляют большинство исследователей исключать этот вид движений из систематики. Но и «складчатые» движения также часто сопровождаются явлениями изменения первичного состава пород вплоть до его полной перекристаллизации, однако это не мешает учитывать этот вид движений из систематики. Но и «складчатые» движения также часто сопровождаются явлениями изменения первичного состава пород вплоть до их полной перекристаллизации, однако это не мешает учитывать этот вид движений при создании классификаций.

Нам представляется, что дальнейшее усовершенствование систематики тектонических движений должно основываться на предложениях В. Е. Хаина. Формы проявления и природа вертикальных движений подробно рассмотрены многими исследователями (Белоусов, 1962; Николаев, 1962; Хайн, 1964).

Менее разработаны вопросы, касающиеся горизонтальных движений. Как и вертикальные движения, они могут иметь как планетарное, так и ограниченное значение. В этом плане горизонтальные движения можно разделить на несколько видов.

Самыми общими являются планетарные горизонтальные перемещения, охватывающие весь земной шар. Они могут быть вызваны неравномерностью осевого вращения Земли, перемещениями полюсов, общими пульсациями планеты.

Второй вид горизонтальных движений, совершающихся на фоне первых, распространяется на отдельные крупные структурные элементы земной коры: платформенные массивы, геосинклинальные системы, срединные массивы, отдельные геосинклинали или геоантиклинали. Этот вид движений создает основные складчатые пояса, вызывает перемещения вдоль зон глубинных разломов, смещения платформенных массивов или их крупных частей. Нередко эти движения приобретают вращательный характер, что приводит к образованию кулисообразных систем складок и изгибу складчатых поясов.

Движения второго вида возбуждаются процессами, протекающими главным образом в верхней мантии, и в этом смысле их можно было бы назвать подкоровыми. Возможно, что наиболее существенными из этих процессов являются: генерация магматических расплавов и их перемещение, температурное выравнивание, гравитационная дифференциация вещества мантии.

Третий вид горизонтальных движений в еще большей степени дифференцирован. Он проявляется в обособленных перемещениях отдельных структурных элементов геосинклинальных областей, по тем или иным причинам консолидированным ранее других. К первым относятся: ядра геоантиклиналей, интенсивно гранитизированные участки геосинклинальных областей, остаточные срединные массивы. Перемещение этих структурных элементов вызывает формирование изгибов складчатых комплексов и крупных разрывов.

Третий вид движений охватывает всю земную кору и, таким образом, является коровым. Большую роль в этих движениях играет движение магматических расплавов в земной коре, изостатическое выравнивание и другие общие процессы, о которых говорилось выше.

К последнему виду горизонтальных движений относятся поверхностные (приповерхностные) смещения в земной коре, вызывающие образование складок надвигов и покровов в верхних структурных этажах.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. О главных типах тектонических движений земной коры. Сб. «Строение и развитие земной коры», Изд-во «Наука», 1964.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, Госгеолтехиздат, 1962.
- Б о г д а н о в А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XXXIV, вып. 1, 1959.
- Б о р у к а е в Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.
- К р о л о т к и н П. Н. Вступительная статья к книге «Строение земной коры по геофизическим данным». Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 98, Изд-во АН СССР, 1963.
- К р о п о т к и н П. Н. Критика некоторых теорий фиксизма. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1964.
- М и х а й л о в А. Е. О новейших тектонических движениях в западной части Центрального Казахстана. Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разв., № 7, 1958.
- М и х а й л о в А. Е. О значении природы складчатости в геологической истории. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. XI, 3, 1966.

- Михайлов А. Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. Изд-во «Недра», 1966.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. Сб. «Деформации пород и тектоника», Изд-во «Наука», 1964.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Потапов И. И. Геотектоника. Изд-во Ростовск. ун-та, 1964.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Нефтеиздат, 1954.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. Тр. Совещ. по унифик. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Изд-во АН КазССР, т. 1, Алма-Ата, 1960.

Московский геологоразведочный
институт

Статья поступила
12 января 1967 г.

A. E. MIKHAILOV

TECTONIC MOVEMENTS AND FOLDING IN GEOSYNCLINAL AREAS

General-crumpling (regional compression) and block folds are predominant in geosynclinal areas. The former are generated by horizontal forces and are primarily characteristic of the main stages of geosynclinal evolution. The latter are formed following vertical movements and are most widespread in the final stages of the geosynclinal cycle.

The origin and formation of folded structures involve composite interference of horizontal and vertical movements whose relative importance in the folding can be indicated by diagrams. In the construction of the diagrams, quantitative evaluation of individual types of movements is made on the basis of folding intensity.

It follows from the relations between the curves that early in each geosynclinal stage mainly vertical movements occur, which resulted in sedimentation folding. Then the horizontal movements become more extensive, while the vertical ones progressively diminish. In the middle of the stage, the horizontal movements reach their acme and are accompanied by general-crumpling folds. At the end of the stage, the horizontal movements become slower, and folds are formed by chiefly vertical displacements which cause block folding. Only the vertical movements are typical of the platform stage of the evolution.

Existing taxonomies related to the tectonic movements are discussed in the paper, and their advantages and limitations are mentioned. Similarly to earlier suggestions concerning the vertical movements, it is proposed to classify the horizontal movements as planetary, subcrustal, crustal and near-surface.

Moscow Institute
of Geological Exploration

УДК 551.253

А. Н. КАЗАКОВ

МИКРОСТРУКТУРНАЯ ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ В СКЛАДКАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

В классификации Ф. Доната и Р. Паркера выделяются три класса складок: складки изгиба, пассивные складки и складки квазинизгиба. Последние два класса соответствуют в общем складкам скалывания и складкам течения.

Складки изгиба подразделяются на два типа: складки изгиба со скольжением (концентрические складки) и складки изгиба с течением. В классе пассивных складок — также два типа: складки, образованные пассивным скольжением, и складки, возникшие при пассивном течении.

В складках изгиба со скольжением при посткристаллизационной деформации ориентировка полюсов спайности биотита соответствует S-тектониту в любом ограниченном участке складки, а суммарная диаграмма, составленная для всей складки, даст поясовый узор. Если оптические оси несдвоенного кальцита или кварца дают единичный и сильный максимум, то линия, соединяющая максимум с центром проекций (q -направление), имеет постоянный угол со слоистостью в различных частях складки.

В складках изгиба со скольжением при синкристаллизационной деформации q -направления несдвоенного кальцита или кварца располагаются веером относительно осевой плоскости складки, а больший максимум концентрации полюсов двойников кальцита совпадает с полюсом слоистости.

В складках изгиба с течением при посткристаллизационной деформации биотит образует поясовые узоры полюсов спайности и $b=Nm$ в любой части складки. При синкристаллизационной деформации в этих складках также образуется поясовый узор полюсов спайности биотита, но максимум $b=Nm$ совпадает с проекцией шарнира складки.

В пассивных складках при пассивном скольжении в условиях синкристаллизационной деформации: 1) максимум полюсов спайности биотита совпадает с полюсом осевой плоскости складки, максимум $b=Nm$ — с проекцией кинематической оси a ; 2) максимум или биссектриса двух максимумов оптических осей несдвоенного кальцита перпендикулярны осевой плоскости складки; 3) больший максимум концентраций полюсов двойников кальцита располагается под углом $40-45^\circ$ к слоистости; 4) главный максимум оптических осей кварца имеет идентичное положение во всех частях складки, если же оптические оси кварца располагаются поясом по одному из малых кругов проекции, то ось этого пояса параллельна кинематической оси a .

В пассивных складках при пассивном течении в условиях синкристаллизационной деформации ось пояса оптических осей кварца по одному из малых кругов проекций параллельна шарниру складки.

Микроструктурный анализ прочно вошел в практику структурной петрологии. Область его применения широка и прежде всего затрагивает деформации горных пород, которые наиболее ярко проявляются при складкообразовании. Микроструктурный анализ дает объективные данные для понимания генезиса и динамики образования складок, так как одной из его задач является анализ синхронного перемещения вещества или изменения ориентировки ранее существовавших минералов в процессе образования складок. Вместе с тем, микроструктурный анализ имеет и прикладное значение и может быть применен для решения конкретных геологических задач в условиях, когда полевых геологиче-

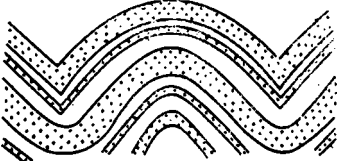
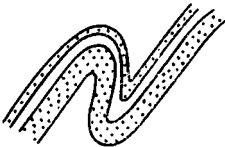
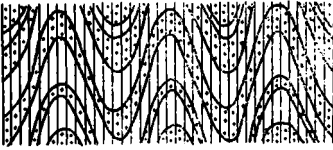
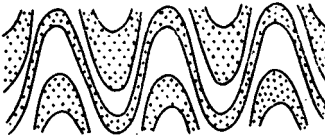
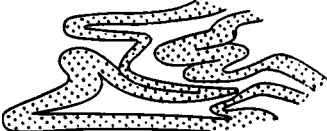
ских данных недостаточно или они не дают однозначного решения. В данной статье рассматриваются особенности микроструктурной ориентировки минералов в складках различных категорий. Эти особенности могут быть использованы при решении вопроса о принадлежности изучаемой складки к тому или иному классу или типу.

На настоящей стадии наших знаний исследование микроструктурным анализом различных складчатых форм возможно только на основе какой-то уже существующей классификации складок, несмотря на то, что любая классификация имеет ряд недостатков. Автору представляется, что для складок в кристаллических породах сейчас наиболее приемлема классификация Ф. Доната и Р. Паркера (Donath, Parker, 1964). Классификация этих авторов может служить достаточно надежным основанием для применения микроструктурного анализа с целью отличия тех или иных типов складок. Так как эта классификация еще слабо освещена в отечественной литературе, то ниже мы кратко рассмотрим ее главнейшие особенности, а затем уже перейдем к микроструктурной характеристике выделенных в ней категорий складок.

КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДОК Ф. ДОНАТА И Р. ПАРКЕРА

Классификация, предложенная Ф. Донатом и Р. Паркером (Donath, Parker, 1964), основана на учете возможной роли скольжения и течения в различных классах складок.

Таблица 1

Класс	Тип	Преобладающий механизм	Характерные формы
Складки изгиба	Изгиб со скольжением	Скольжение между изгибающимися слоями	
	Изгиб с течением	Течение внутри изгибающихся слоев	
Пассивные складки	Пассивное скольжение	Скольжение поперек границ слоев	
	Пассивное течение	Течение поперек границ слоев	
Складки квази-изгиба		Беспорядочное течение внутри и поперек слоев	

Как видно из табл. 1¹, в этой классификации выделяются три класса складок: складки изгиба, пассивные складки и складки квазиизгиба, которые в какой-то степени близки складкам изгиба, складкам скалывания² и складкам течения. Названия двух последних классов изменены, так как их внутреннее содержание уже не отвечает старым понятиям. Три класса подразделяются на пять типов, причем типы с течением присутствуют во всех классах.

Ф. Донат и Р. Паркер предполагают, что в отличие от складок изгиба, в которых скольжение или течение происходит по границам слоев, и слоистость активно контролирует деформацию, в пассивных складках слоистость почти или совсем не контролирует деформацию, т. е. играет пассивную роль, так как движения осуществляются поперек границ слоев. Складки квазиизгиба, по Ф. Донату и Р. Паркеру, представляют собой класс складок, при образовании которых скольжение не имеет места, т. е. они являются «чистыми» складками течения. Геометрия этих складок близка к складкам изгиба, но их общее поведение имеет много общего с пассивными складками.

Класс складок изгиба. Основные различия двух входящих в этот класс типов складок — складок изгиба со скольжением и складок изгиба с течением сводятся к следующим:

Складки изгиба со скольжением (концентрические складки)	Складки изгиба с течением
Кривизна изогнутой поверхности остается постоянной	Кривизна изогнутой поверхности непостоянна
Границы слоев строго параллельны	Границы слоев могут быть не параллельны
Мощность пласта постоянна в различных частях складки	Пласт может иметь небольшое увеличение мощности в ядрах складок и уменьшение на крыльях, другие пласты могут иметь постоянную мощность

Складки изгиба с течением по своей морфологии приближаются к пассивным складкам, но изменения мощности пластов невелики, кливаж осевой плоскости не проявлен. К этой категории можно относить сжатые складки, также, вероятно, и складки течения с узором, обратным узору складок волочения. В сериях складок изгиба с течением сохраняется субпараллельность осевых плоскостей и шарниров.

Класс пассивных складок. В этих складках часто проявляется кливаж осевой плоскости, осевые плоскости и шарниры смежных складок параллельны. В противоположность складкам изгиба при образовании пассивных складок не происходит бокового укорочения. Поэтому постоянным параметром в пассивных складках является расстояние от подошвы до кровли пласта в разрезе, параллельном осевой плоскости. В соответствии с этим мощность пласта в ядре пассивной складки будет значительно больше, чем на крыльях. В складках изгиба наиболее постоянный параметр — расстояние от подошвы до кровли пласта по нормали, что равнозначно постоянной мощности.

Отличия складок пассивного скольжения от складок пассивного течения не всегда четкие. Наиболее просто вопрос решает Г. Винн-Эдвардс

¹ Классы и типы складок в таблице, по Ф. Донату и Р. Паркеру (Donath, Parker, 1964). Характерные формы складок даны по Г. Винн-Эдвардсу (Wynne-Edwards, 1963), Ф. Донату и Р. Паркеру (Donath, Parker, 1964).

² В понимании Б. Зандера (Sander, 1930) и В. Шмидта (Schmidt, 1932).

(Wynne-Edwards, 1963, стр. 795): при одинаковой морфологии в складках пассивного скольжения обязательно присутствие кливажа осевой плоскости, в складках пассивного течения кливаж отсутствует. Ф. Донат и Р. Паркер указывают, что чистые складки пассивного скольжения встречаются редко и большинство складок этого класса относят к складкам пассивного течения, кливаж осевой плоскости в складках пассивного течения может присутствовать (Donath, Parker, 1964, стр. 56).

Складки квазиизгиба. Характерными представителями этого класса складок являются птигматитовые складки и складки с непараллельным положением осевых плоскостей и шарниров. Они образуются в глубоких сечениях коры в зонах сильного метаморфизма и ультраметаморфизма. Диагностическими признаками этих складок являются отсутствие правильных симметричных отношений между смежными складками и дисгармоничность внутри индивидуальных складок.

Можно соглашаться или не соглашаться с механизмом образования складок, предлагаемым Ф. Донатом и Р. Паркером, и их классификацией, однако даваемые ими типы геологически и геометрически обоснованы.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Как видно из табл. I и краткого обзора особенностей складок различных типов, морфологически четко очерчиваются только складки изгиба со скольжением (концентрические складки) и складки квазиизгиба. Складки изгиба с течением и пассивные складки морфологически нередко очень похожи. Отличить эти типы между собой, а в некоторых случаях и от складок изгиба со скольжением уверенно можно только при помощи микроструктурного анализа. Одновременно необходимо учитывать, является ли деформация синкристаллизационной или посткристаллизационной.

Ориентировка биотита. В складках изгиба со скольжением дифференциальные движения происходят между изгибающимися слоями. Поэтому посткристаллизационная деформация выражается в том, что ранее существовавшие пластинки биотита изгибаются совместно со слоями, оконтуривая ядро и крылья складки (Елисеев, 1953, стр. 266). Ориентирные диаграммы полюсов (001) биотита, сделанные из ограниченного участка любой части складки, будут соответствовать реликтовому узору *S*-тектонита, а их суммарная диаграмма, составленная относительно осевой плоскости складки, покажет узор *R*-тектонита. В пределах суммарного пояса, по Т. Боллу (Ball, 1960, стр. 274), возможно появление двух сильных максимумов, отвечающих крыльям складки.

Характер синкристаллизационной деформации и получающийся при этом узор биотита в складках изгиба со скольжением пока не исследованы.

В складках изгиба с течением дифференциальные движения являются вращательными и происходят внутри слоев. Ориентирная диаграмма полюсов (001) биотита из любой части складки покажет узор *R*-тектонита. Ориентировка полюсов (001) биотита является поясовой как в случае посткристаллизационной, так и в случае синкристаллизационной деформации. Отличить биотит додеформационный от синдеформационного иногда удается по признакам хрупких деформаций (волнистое погасание, изгиб плоскостей спайности и др.). Уверенные признаки отличия можно получить, применив методику исследования ориентировки биотита, предложенную Ю. И. Лазаревым и Е. Ф. Белоусовым (1967).

Эти исследователи показали, что в биотитах, обладающих заметным углом погасания, возможно на федоровском столике определить полную

кристаллографическую ориентировку. В частности, достаточно точно определяется $b=Nm$ и ее положительный или отрицательный концы¹. Измеряя в одном зерне биотита полюс (001) и $b=Nm$ с определенным знаком, можно получить существенно важные данные для суждения о генетическом типе исследуемой складчатой формы, а также о соотношениях деформации и кристаллизации.

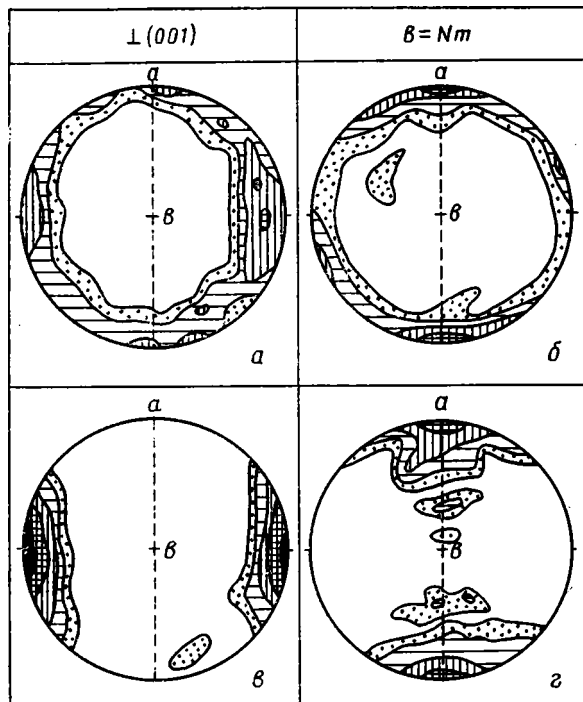


Рис. 1. Ориентировка $\perp(001)$ и $b=Nm$ биотита в складке изгиба с течением при посткристаллизационной деформации (рис. 1, а, б) и в пассивной складке (рис. 1, в, г). По 120 измерений в каждой диаграмме. Биотитовые гнейсы мамской серии Северо-Байкальского нагорья, верховья р. Максимихи. Диаграммы составлены В. Е. Воробьевым под руководством автора

Изолинии: рис. 1, а, г — 1—2—5—10%, рис. 1, б — 1—3—5—10%, рис. 1, в — 1—2—5—10—15%. Предельные значения максимумов: рис. 1, а—12%, рис. 1, б, г — 14%, рис. 1, в—20%. Пунктир — осевые плоскости складок, а — кинематическая ось, в — шарнир складки

и обобщенных на трех диаграммах рис. 2, в, д, з 321 выход обращен к наблюдателю отрицательным и только 15 — положительным концом.

Особенности посткристаллизационной деформации минералов в пассивных складках не исследованы.

При синкристаллизационной деформации в пассивных складках при пассивном скольжении плоскости спай-

ности и плоскости $NgNm$, измеренные в данном зерне под микроскопом. Пересечение этих плоскостей дает кристаллографическую ось $b=Nm$. Чтобы определить знак кристаллографической оси b , нужно нанести на сетку плоскость ей перпендикулярную, т. е. плоскость $NgNp$. В плоскости $NgNp$ лежит полюс спайности и Np . Последняя определяется как перпендикуляр к плоскости $NgNm$. Если мысленно встать в точку выхода кристаллографической оси b и смотреть на плоскость $NgNp$, то в положении полюса спайности и Np можно различать два случая. Если Np отклоняется от полюса спайности влево, против часовой стрелки, то кристаллографическая ось b выходит на сферу отрицательным концом. Если же Np отклоняется вправо, по часовой стрелке, то выход кристаллографической оси b будет положительным.

Рис. 1, а, б характеризуют ориентировку полюсов (001) и $b=Nm$ биотита в складке изгиба с течением. Обе диаграммы имеют четкий узор R-тектонита. Такие особенности ориентировки полюсов (001) и $b=Nm$ свойственны додеформационному биотиту, а деформация является посткристаллизационной. Узор рис. 1, а, б, можно представить как повернутый вокруг оси b узор рис. 1, в, г.

Синкристаллизационная деформация в складках изгиба с течением характеризуется поясовым узором полюсов (001) биотита в любой части складки и резко подчеркнутой ориентировкой $b=Nm$ по шарниру складки. Пример такой складки, изученной автором, представлен на рис. 2. Ориентировка $b=Nm$ не только совершенна, но и полярна: из 336 измеренных выходов $b=Nm$ и обоб-

¹ На стереографическую сетку наносятся плоскость спайности и плоскость $NgNm$, измеренные в данном зерне под микроскопом. Пересечение этих плоскостей дает кристаллографическую ось $b=Nm$. Чтобы определить знак кристаллографической оси b , нужно нанести на сетку плоскость ей перпендикулярную, т. е. плоскость $NgNp$. В плоскости $NgNp$ лежит полюс спайности и Np . Последняя определяется как перпендикуляр к плоскости $NgNm$. Если мысленно встать в точку выхода кристаллографической оси b и смотреть на плоскость $NgNp$, то в положении полюса спайности и Np можно различать два случая. Если Np отклоняется от полюса спайности влево, против часовой стрелки, то кристаллографическая ось b выходит на сферу отрицательным концом. Если же Np отклоняется вправо, по часовой стрелке, то выход кристаллографической оси b будет положительным.

ности биотита ориентируются параллельно осевой плоскости складки. Такая ориентировка возможна также и при постдеформационной миметической кристаллизации по кливажу осевой плоскости.

На рис. 1, в, г дан пример ориентировки полюсов (001) и $b=Nm$ биотита в пассивной складке при пассивном скольжении. Полюса спайности биотита дают узор S-тектонита с максимумом, перпендикулярным осевой

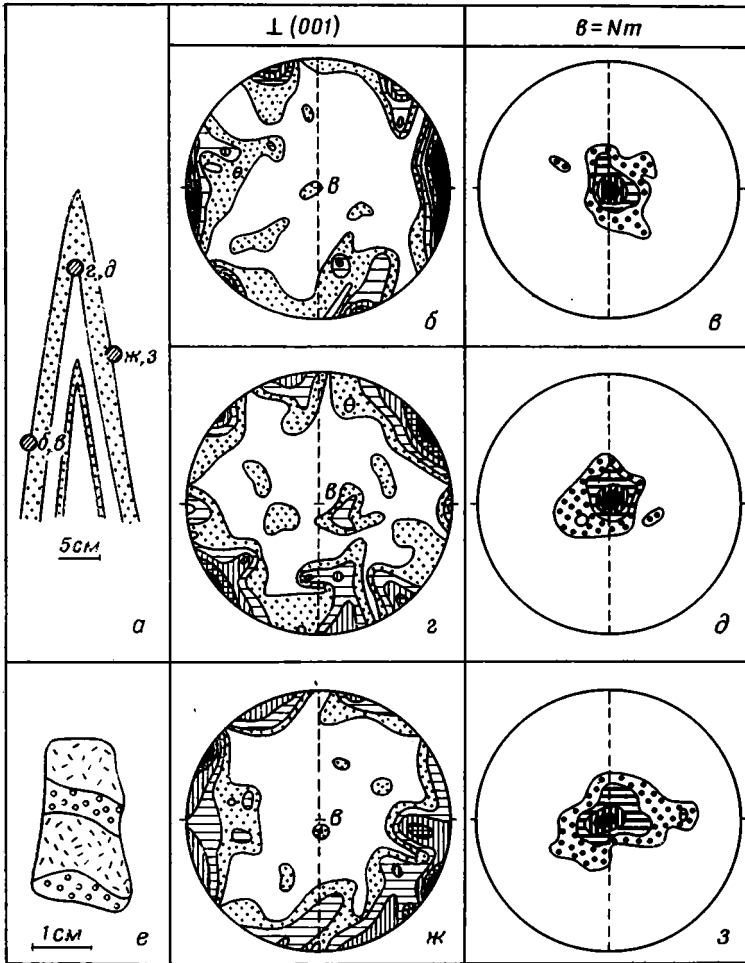


Рис. 2. Ориентировка $\perp (001)$ и $b=Nm$ биотита в складке изгиба с течением при синкристаллизационной деформации. Биотитовые плагиосланцы муйской серии Северо-Байкальского нагорья, нижнее течение р. Лев. Мама

Рис. 2, а — морфология складки и схема расположения диаграмм, точками заштрихованы слои с высоким содержанием биотита, рис. 2, е — схема расположения биотита в шлифе из ядра складки; прослой, покрытые кружками, обогащены кварцем. В диаграммах рис. 2, б, г, ж — по 123 измерения, в диаграммах рис. 2, в, д, з — по 110 измерений. Изолинии: рис. 2, б, г, ж — 1—2—3—4—5%, рис. 2, в, д, з — 1—3—5—7%. Предельные значения максимумов: рис. 2, б—7%, рис. 2, в—36%, рис. 2, г, ж—6%, рис. 2, д—23%, рис. 2, з—12%. Пунктир — осевая плоскость складки, в — шарнир

вой плоскости складки, $b=Nm$ ориентирована по направлению скользких дифференциальных движений (т. е. по направлению кинематической оси а).

Характер ориентировки биотита в пассивных складках при пассивном течении неизвестен.

Ориентировка кальцита. При изучении микроструктурных особенностей кальцита наибольшее значение имеют ориентировка оптических осей и перпендикуляров к двойникам по тулому ромбоэдру $e \{01\bar{1}2\}$.

Ориентировка оптических осей несдвоенного кальцита в складках изгиба со скольжением была изучена И. Ладурнером (Ladurner, 1954).

Одна из складок, исследованных И. Ладурнером, изображена на рис. 3, а. Максимумы оптических осей кальцита в каждом из шлифов, взятых в различных частях складки, перпендикулярны слоистости и кривизне складки t , а q -направление, под которым И. Ладурнер предложил понимать линию, соединяющую максимум с центром проекций, располагается веерообразно относительно осевой плоскости складки. При развороте складки до положения, при котором след слоистости становится прямолинейным, q -направления приобретают параллельность. Это показывает, что ориентировка кальцита существовала до изгиба, а деформация, таким образом, является посткристаллизационной.

Веерное расположение линейных или плоскостных направлений характерно для складок изгиба, при образовании которых скольжение играет преобладающую роль, а деформация относится к синкристаллизационной (см. далее). Для посткристаллизационной деформации такое

расположение является частным случаем, когда угол между q -направлением и кривизной складки t в ядре складки составляет 90° . Если этот угол менее 90° , то q -направления окажутся равномерно повернутыми относительно слоистости (рис. 3, б).

Методика поворота микроструктурных диаграмм, предложенная И. Ладурнером (Ladurner, 1950, см. также Jones, 1959), в целом дает удовлетворительные результаты для складок изгиба со скольжением. Для других типов складок она применима не всегда¹.

Пример ориентировки оптических осей кальцита при синкристаллизационной деформации в складках изгиба со скольжением приведен на рис. 4.

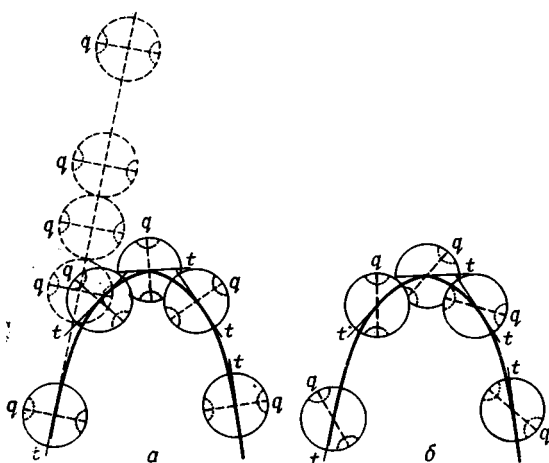


Рис. 3. а — ориентировка оптических осей кальцита в складке изгиба со скольжением при посткристаллизационной деформации. Угол $q \wedge t = 90^\circ$. По И. Ладурнеру (Ladurner, 1954). б — то же при угле $q \wedge t = 45^\circ$

Слева — ориентировка оптических осей при развороте слоистости до прямолинейного положения. Сектора, ограниченные точками, — максимумы оптических осей; q -направление — линия, соединяющая максимум с центром проекций; t — касательная к кривизне складки

Все диаграммы характеризуются неполным поясом оптических осей, ветви которого разделяются поясом низких и нулевых концентраций. Положение плоскости симметрии пояса низких и нулевых концентраций (q -плоскость, точечный пункт на рис. 4) различно в складчато недеформированной и деформированной частях пласта. В первом случае (рис. 4, б, ж) эта плоскость субпараллельна со слоистостью и кривизной. В деформированной части пласта (рис. 4, в, г, д, е) q -плоскости располагаются веерообразно относительно осевой плоскости складки. В отличие от посткристаллизационной деформации при развороте пла-

¹ Например, И. Хара (Hara, 1963) описал простую складку волочения, микроструктурная ориентировка кварца в которой не подчиняется анализу по методике И. Ладурнера.

ста до прямолинейного положения q -плоскости не станут субпараллельными.

Характер ориентировки оптических осей несдвоенного кальцита в складках изгиба с течением и в пассивных складках при пассивном течении не исследован.

В пассивных складках при пассивном скольжении в условиях синкристаллизационной деформации оптиче-

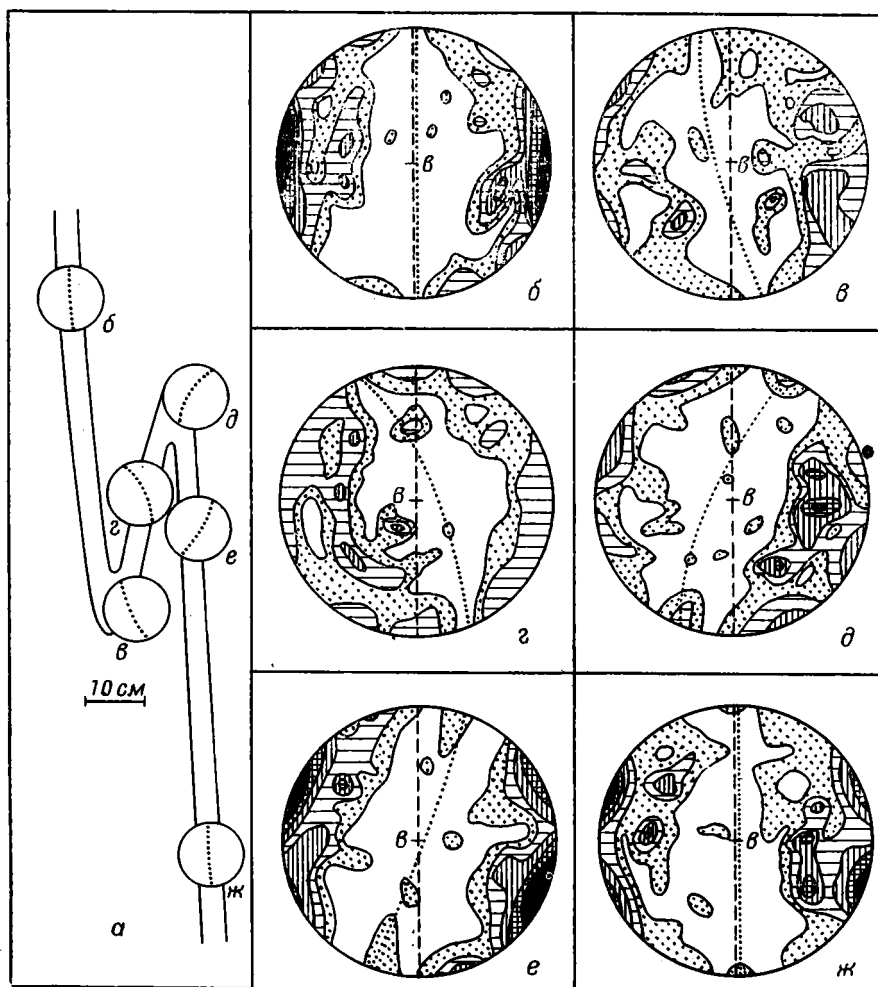


Рис. 4. Ориентировка оптических осей кальцита в складке изгиба при синкристаллизационной деформации. Рис. 4, а — морфология складки и схема расположения диаграмм. По 150 измерений в каждой диаграмме. Известняк, мамская серия Северо-Байкальского нагорья, левый берег р. Мама выше устья р. Довгаит

Изолинии: рис. 4, б, д, е, ж — 1—2—3—4—5%, рис. 4, в, г — 1—2—3%. Предельные значения максимумов: рис. 4, б, е — 7%, рис. 4, в, г — 4%, рис. 4, д, ж — 5%. Штриховой пунктир — осевая плоскость складки, точечный пунктир — след плоскости симметрии пояса низких и нулевых концентраций (q -плоскость), b — шарнир

ские оси несдвоенного кальцита образуют максимум, перпендикулярный осевой плоскости складки, или два максимума, биссектриса угла между которыми перпендикулярна осевой плоскости складки.

Исследование ориентировки двойников кальцита по e $\{0\bar{1}12\}$ в складках различных типов представляет хотя и сложную, но вполне разрешимую задачу.

Автор подробно изучил ориентировку полюсов двойников кальцита по $e \{01\bar{1}2\}$ в одной из пассивных складок (Казаков, 1967₃). В процессе работы выяснилась необходимость установления теоретически возможного контура концентраций полюсов двойников, который оказался соответствующим сложной кривой непостоянной кривизны (контур Кк — рис. 5, а, б). Исследования ориентировки полюсов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$ в природных складках показывают соответствие получающегося узора

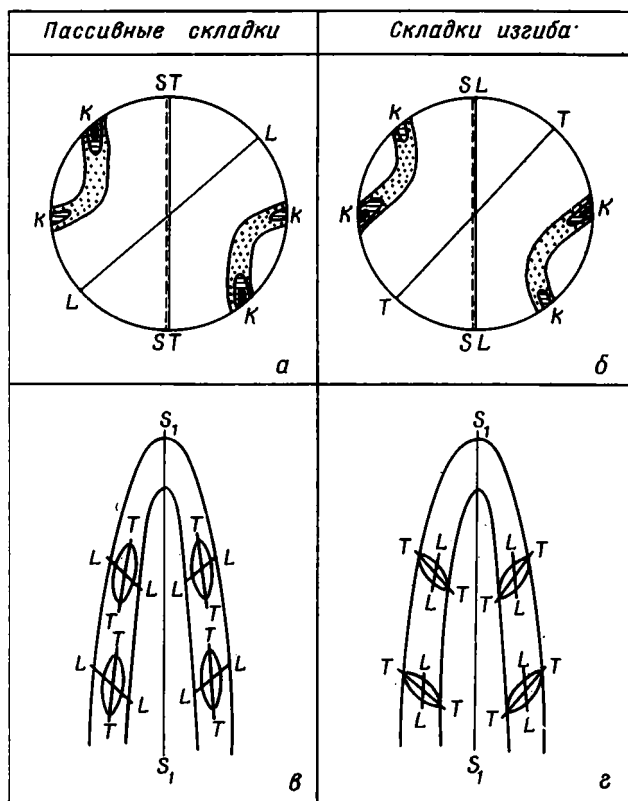


Рис. 5. Ориентировка полюсов двойников кальцита по $e \{01\bar{1}2\}$ (рис. 5, а, б) и ориентировка эллипсоида деформаций (рис. 5, в, г) в пассивных складках и складках изгиба

К — к — контур концентраций полюсов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$, К — большой максимум, к — меньший максимум, SS — слоистость, S_1S_1 — осевая плоскость складки, TT — плоскость растяжения, LL — плоскость скольжения

этой кривой. В реальных узорах микроструктурной ориентировки полюсов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$ в пределах контура концентраций наблюдаются два максимума, больший (К) и меньший (к, рис. 5, а, б). Установлено (Казаков, 1967_{1, 3}), что больший максимум отвечает полюсу главной плоскости скольжения LL, а меньший максимум — полюсу главной плоскости растяжения TT (рис. 5, а, б). Благодаря этому появляется возможность построения эллипсоида деформаций в крыльях исследуемых складок. В пассивных складках плоскость растяжения TT совпадает со слоистостью, а плоскость скольжения LL располагается веерообразно относительно осевой плоскости складки (рис. 5). В складках изгиба, наоборот, плоскость скольжения LL совпадает со слоистостью, а плоскость растяжения TT имеет веерообразное расположение

(рис. 5, *г*). Исходя из рис. 5, *а*, *б*, вывод можно сформулировать проще: если больший максимум совпадает с полюсом слоистости, то исследуемая складка относится к складкам изгиба; если же больший максимум располагается к слоистости под углом 40—45°, то складка относится к классу пассивных складок (измерения следует делать в двух взаимно перпендикулярных шлифах, а затем свести их на одну диаграмму).

Указанные закономерности характерны для складок изгиба со скольжением и для пассивных складок со скольжением при синкристаллической деформации. Особенности ориентировки полюсов двойников кальцита по e $\{01\bar{1}2\}$ в складках с явлениями течения пока не исследованы.

Ориентировка кварца. Выявление закономерностей ориентировки оптических осей кварца в складках различных типов представляет собой задачу значительной трудности. Это связано с тем, что получающийся узор не всегда может быть однозначно интерпретирован. Ниже будут описаны относительно простые случаи.

В складках изгиба со скольжением при посткристаллической деформации часто встречается узор, аналогичный узору оптических осей кальцита на рис. 3, *б*. Такой узор четко распознается при условии, если на диаграммах присутствует один ярко выраженный максимум. Первоначально этот узор был установлен Б. Зандером (см. Елисеев, 1953, стр. 263—265), затем подробно исследован И. Ладурнером (Ladurner, 1950), К. Джонсом (Jones, 1959), Т. Боллом (Ball, 1960), Л. П. Зоненшайном и И. М. Сборщиковым (1965). Р. Хоустон и Р. Паркер показали возможность сохранения такого узора в крупной структуре (Houston, Parker, 1963).

Веерный узор q -направлений, симметричный относительно осевой плоскости складки, характерен для складок изгиба со скольжением при синкристаллической деформации. Примеры таких складок даны И. Ладурнером (Ladurner, 1950).

Для пассивных складок со скольжением узор кварца должен быть однотипным для всех частей складки, и максимумы должны сохранять одинаковое положение (Ball, 1960). Структура является гомогенной и не несет признаков вращения. Главный максимум кварца может лежать в осевой плоскости складки, может быть ей перпендикулярен или располагаться косо,— важно, чтобы во всех частях складки он имел идентичное положение относительно ее осевой плоскости. Примеры такой ориентировки описаны для складок метаморфических толщ Норвегии, Тасмании и других районов (Bryhni, 1962, Gee, 1963 и др.).

В последние годы все более выявляется очень характерная для перекристаллизованного кварца ориентировка оптических осей по дугам малых кругов проекции. По исследованиям Т. Дхонау, в одной из складок известково-силикатных пород серии Мойн Шотландии ранее существовавший поясовый узор кварца по дуге большого круга переориентируется новыми движениями с образованием пояса оптических осей по дуге малого круга (Dhonaу, 1961). Новая ориентировка одинакова для всех частей складки, осью поясов по дугам малого круга является кинематическая a -ось. Гомогенность получающегося узора для всех частей складки указывает на характер движений, свойственный пассивным складкам со скольжением, q -направлением в данном случае является ось пояса по дуге малого круга, перекристаллизация ранее существовавшего узора позволяет считать деформацию синкристаллической.

Автором в одной из складок был получен другой тип ориентировки перекристаллизованного кварца с поясом по дуге малого круга (Казак, 1967₂). Ось пояса совпадает с шарниром складки. В этой складке явления вращения устанавливаются по спиральным поверхностям вол-

Таблица 2

Сводные данные по ориентировке минералов в складках различных типов

Минералы	Складки изгиба		Пассивные складки	
	изгиб со скольжением	изгиб с течением	пассивное скольжение	пассивное течение
Биотит Посткристаллизационная деформация	В ограниченном участке складки для полюсов (001) узор S-тектонита, суммарный узор по всей складке — поясовый	В любой части складки пояса полюсов (001) и $b=N\pi$	Не исследована	
Синкристаллизационная деформация	Не исследована	В любой части складки пояс полюсов (001); $b=N\pi$ совпадает с проекцией шарнира складки	Максимум полюсов (001) совпадает с полюсом осевой плоскости складки, максимум $b=N\pi$ — с проекцией кинематической оси a	Не исследована
Несдвойникованный кальцит — оптические оси, C_v Посткристаллизационная деформация	q -направления имеют постоянный угол со слоистостью	Не исследована	Не исследована	
Синкристаллизационная деформация	q -направления располагаются веером относительно осевой плоскости складки		Максимум или биссектриса двух максимумов C_v перпендикулярны осевой плоскости складки	Не исследована
Сдвойникованный кальцит — полюса двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ Синкристаллизационная деформация	Большой максимум — совпадает с полюсом слоистости	Не исследована	Большой максимум — под углом 40—45° к слоистости	Не исследована
Кварц-оптические оси, C_v Посткристаллизационная деформация	q -направления имеют постоянный угол со слоистостью	Не исследована	Не исследована 1. Главный максимум C_v имеет идентичное положение во всех частях складки 2. Ось пояса C_v по малому кругу параллельна кинематической оси a	Не исследована
Синкристаллизационная деформация	q -направления располагаются веером относительно осевой плоскости складки			Ось пояса C_v по малому кругу параллельна шарниру складки

нистого погасания обломочных зерен кварца, а уплощенно-линзовидные агрегаты гранулированного кварца располагаются параллельно кливажу осевой плоскости. Эти признаки характерны для пассивных складок с течением при синкристаллизационной деформации.

Все имеющиеся к настоящему времени сведения по ориентировке минералов в складках различных типов обобщены в табл. 2.

Изложенные в данной статье примеры использования микроструктурного анализа для определения типа складок относятся к складкам, образованным в условиях одноактной деформации, или к отдельным стадиям полигенетических складок.

Литература

- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1953.
- Зоненшайн Л. П., Сборщиков И. М. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья. Геотектоника, № 4, 1965.
- Казачков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Изд-во «Наука», 1967.
- Казачков А. Н. Микроструктурная ориентировка кварца в складке. В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ». Изд-во «Наука», 1967.
- Казачков А. Н. Микроструктурная ориентировка двойникового кальцита в складке, ее динамическое и геологическое значение. В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ». Изд-во «Наука», 1967.
- Лазарев Ю. И., Белоусов Е. Ф. Ориентировка биотита в железистых кварцитах Костамукши, Карельск. АССР. В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ», Изд-во «Наука», 1967.
- Ball T. K. A petrofabric analysis of a fold. Amer. J. Sci., v. 258, No 4, 1960.
- Bryhni I. Structural analysis of the Groneheia area, Eikefjord, Western Norway, Norsk. Geol. Tidsskr., B. 42, H. 4, 1962.
- Dhonau T. J. The relation between the quartz fabric and fold movements in a folded calc-silicate rock from the Moines of Scotland. Geol. Mag., v. 98, No. 4, 1961.
- Donath F. A., Parker R. B. Fold and folding. Bull. Geol. Soc. America, v. 75, No. 1, 1964.
- Gee R. D. Structure and petrology of Raglan Range. Bull. Geol. Surv. Dep. Mines Tasmania, No. 47, 1963.
- Hara I. Petrofabric analysis of a drag fold. Geol. Rep. Hiroshima Univ., No 12, 1963.
- Houston R. S., Parker R. B. Structural analysis of a folded quartzite. Medicine Bow Mountains, Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, v. 74, No. 2, 1963.
- Jones K. A. A petrofabric method of fold analysis. Amer. J. Sci., 257, No. 2, 1959.
- Ladurner J. Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten, Tschermark. Mineral. und petrogr. Mitt. F. 3. B. II, H. 1, 1950.
- Ladurner J. Beiträge zur Typisierung von Falten. II Calcitfalten Tschermark. Mineral und Petrogr. Mitt., F. 3, B. IV, H. 1-4, 1954.
- Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
- Schmidt W. Tektonik und Verformungslehre. Berlin, 1932.
- Wynne-Edwards H. R. Flow folding. Amer. J. Sci., v. 261, No. 9, 1963.

Институт геологии
и геохронологии докембрия АН СССР
г. Ленинград

Статья поступила
17 сентября 1966 г.

A. N. KAZACHOV

THE PREFERRED MINERAL ORIENTATION IN DIFFERENT TYPES OF FOLDS

Differences between types of folds revealed by a fabric analysis are given in accordance with the F. Donath's and R. Parker's classification of folds. Flexural slip folds, postcrystalline deformation, biotite: there is a collective girdle of \perp (001); non-twinned calcite and quartz: g -directions have a constant angle to the layering. Flexural slip folds,

paracrystalline deformation, nontwinned calcite and quartz: q -directions form a view of a fan to the axis plane; twinned calcite; the maximum $\perp e\{0\bar{1}\bar{1}2\}$ with a higher density is \perp to the layering. Flexural flow folds, postcrystalline deformation, biotite: there are girdles of $\perp (001)$ and b -Nm in any part of the fold; *ibid*, paracrystalline deformation: there is a girdle of $\perp (001)$ in any part of the fold and b -Nm is \parallel to the fold hinge. Passive slip folds, paracrystalline deformation, biotite: the maximum of $\perp (001)$ coincides with the pole of the axis plane, b -Nm is \parallel to the kinematic axis a ; nontwinned calcite the maximum of bisector of two maxima C_v is \perp to the axis plane; twinned calcite: the maximum $\perp e\{0\bar{1}\bar{1}2\}$ with a higher density is at an angle of 45° to the layering; quartz: the maximum C_v with a higher density has an identical position in any part of the fold, or the axis of a small circle girdle C_v is \parallel to kinematic axis a . Passive flow folds, paracrystalline deformation, quartz: the axis of a small circle girdle C_v is \parallel to the fold hinge.

Institute of Precambrian Geology
Leningrad

УДК 551.243(470.1)

Л. Н. КУКЛЕЙ

О НЕОДНОКРАТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ БЕЛОМОРСКИХ ГНЕЙСОВ, ВЫЯВЛЕННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РИКОЛАТВИНСКОЙ СКЛАДКИ

Рассматривается тектоническое строение гигантского агматита в замковой части одной из складок в мигматизированных гнейсах беломорского комплекса архея.

На основе анализа положения элементов агматита в пространстве и их структуры делается вывод, что он образовался не в слоях, залежавших в нормальной стратиграфической последовательности, а в более ранней по сравнению с агматитом складчатой структуре, локализованной в ржаво-бурых глиноземистых гнейсах. Агматитовое тело и вмещающие его породы испытали интенсивную складчатость следующего этапа и были изогнуты в поперечную складку с крутым шарниром. Выделяется также два этапа мигматизации.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с тектоническими исследованиями, проводимыми в области развития гнейсов и мигматитов беломорского комплекса архея Кольско-Карельской экспедицией Института физики Земли АН СССР, автор занимался изучением морфологии складок в Енском слюдоносном районе. Одной из характерных особенностей тектоники этого района является развитие в нем складок северо-восточного простирания, поперечных к общему северо-западному простиранию беломорид. Вопрос о структуре беломорид в целом до сих пор остается дискуссионным, несмотря на большое количество детальных работ. Поэтому таким же спорным является вопрос о характере поперечных складок, которые по отношению к общей структуре представляют собой складки второго порядка.

В статье обсуждаются деформации, обнаруженные в пределах Риколатвинской структуры, которая обычно считается замковой частью крупной поперечной Высокогорской складки (рис. 1, уч. А). В зависимости от того, какого мнения о структуре и стратиграфии придерживается тот или иной исследователь, характер Высокогорской складки оценивается по-разному. Л. В. Калафати (1960) рассматривает указанную складку как поперечную антиклиналь, осложняющую общее моноклиналильное падение слоев на северо-восток.

Н. Г. Горлов (1960), который также считает этот район в целом крупной моноклиалью, видит причину формирования Риколатвинской складки в том, что она является результатом сопряжения двух взаимно перпендикулярных антиклиналей — с северо-западной и с северо-восточной ориентировками осей. При таком сопряжении образуется своеобразная куполовидная структура. Того же мнения придерживаются Н. Б. Заборовская и М. С. Марков (1963), проводившие в 1961 г. исследования по изучению общей структуры Енского слюдоносного района и осложняющих ее мелких дислокаций. Авторы приходят к выводу, что «в целом Риколатвинская брахиантиклиналь — простая куполовидная складка».

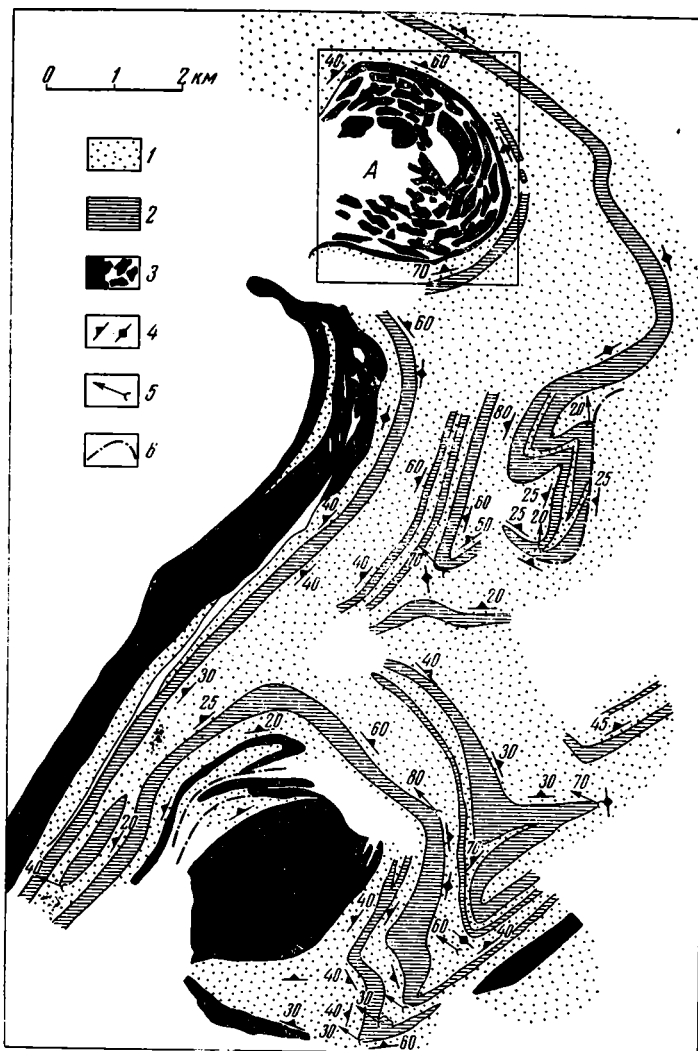


Рис. 1. Схема строения поперечных складок северо-восточного простирания в районе возвышенностей Риколатва и Касси. Составил Л. Н. Куклей

1 — светло-серые амфиболо-биотитовые и биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — тонкополосчатые амфиболиты; 3 — ржаво-бурые и темно-серые гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы, местами с кианитом, на участке А сильно раздроблены; между блоками располагаются двуслюдяные гнейсы и гранито-гнейсы; 4 — ориентировка мигматитовой полосчатости и сланцеватости; 5 — шарниры складок; 6 — предполагаемые разрывные нарушения. А — участок, рассматриваемый в статье

На иных позициях стоят сторонники того варианта общей структуры беломорид, согласно которому беломорский комплекс слагает крупный Енский синклиорий. По данным Д. Т. Мишарева, В. С. Смирновой и др. (1960), Риколатвинский участок является замком синклинали.

В. Л. Дук (1962), исходя из того, что северное крыло Енского синклиория является опрокинутым, предлагает рассматривать осложняющие его складки северо-восточного простирания, к которым относится и Высокогорская складка, как «ложные антиклинали и синклинали, в ядрах которых выходят соответственно более молодые или более древние свиты». Риколатвинский участок таким образом следует считать замком такой «ложной» Высокогорской антиклинали.

Проведенные В. П. Проскурниной, А. М. Онохиным и др. детальные съемки на рассматриваемой территории дают более сложную картину. По этим данным, Высокогорская складка оказывается синклиналью, у которой шарнир в целом погружается на юго-запад, а осевая поверхность изогнута. Изгибы осевой поверхности обрисовывают складки северо-западного простираения третьего порядка. При этом в складках северо-восточного простираения опрокинутыми являются уже северо-западные крылья, а в складках северо-западного простираения опрокинуты северные и северо-восточные крылья. Поскольку слои в опрокинутых крыльях синклиналей имеют в видимом срезе более пологие залегания, чем в нормальных крыльях, то, следовательно, эти складки должны рассматриваться как веерообразные, мешковидные.

Краткий обзор представлений о характере структуры рассматриваемого района показывает, что они противоречивы и часто совершенно несовместимы. Отсюда возникает естественный интерес к ее дальнейшей расшифровке. Кроме задач, связанных с выявлением положения поперечных складок в общей структуре, расшифровка строения Риколатвинского участка имеет и чисто практическое значение.

СТРУКТУРА

При всей спорности структурных вопросов большинство исследователей Енского района единодушны в мнении о том, где проводить границу между свитами, участвующими в строении Риколатвинской складки. Граница имеет в плане почти округлую форму и, прослеживаясь из долины р. Куропты на юге, протягивается сначала на восток, затем, довольно круто поворачивая, идет по восточному склону горы Риколатва на север, далее по северо-восточному склону уже в северо-западном направлении до пос. Риколатва, а здесь почти под прямым углом отгибается на юго-запад и через 2 км теряется под четвертичными отложениями. Снаружи от этого контура выходят породы непродуктивной свиты, состоящей из светло-серых амфиболо-биотитовых гнейсов, биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов, среди которых заключены пластообразные тела амфиболитов. Во внутренней, ядерной части структуры, занимающей площадь более 12 км², выходит продуктивная свита, состоящая, в основном, из двух комплексов пород — комплекса ржавобурых и темно-серых биотитовых гнейсов, часто с гранатом и иногда с амфиболом или кианитом, и комплекса двуслюдяных пород: гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов.

Вопрос о том, согласно или несогласно залегают свиты между собой, очень спорный. Общая морфология деформаций в свитах обнаруживает большие различия. Продуктивная свита, как показывает приведенный ниже фактический материал, несет легко обнаруживаемые при картировании следы интенсивных неоднократных дислокаций. Структура, образованная породами непродуктивной свиты, более проста.

Это различие в структуре, образованной обеими свитами, может быть или следствием только дисгармонии, связанной с различием в составе и в механических свойствах первоначально согласно залежавших пород, но по-разному реагировавших на одинаковые тектонические воздействия, или же могла возникнуть в результате того, что отложение одной свиты было отделено от другой фазой складчатости. Последнее предположение высказывала в устном сообщении В. С. Смирнова. Очевидно, точнее вопрос о взаимоотношениях этих свит может быть решен при детальных работах на более обширной территории.

Все разновидности перечисленных выше пород, слагающих свиты, сильно мигматизированы. Поэтому кроме субстрата гнейсов, который обладает плоско-параллельной текстурой, в породах много крупнокристаллического и мелкокристаллического материала массивной тексту-

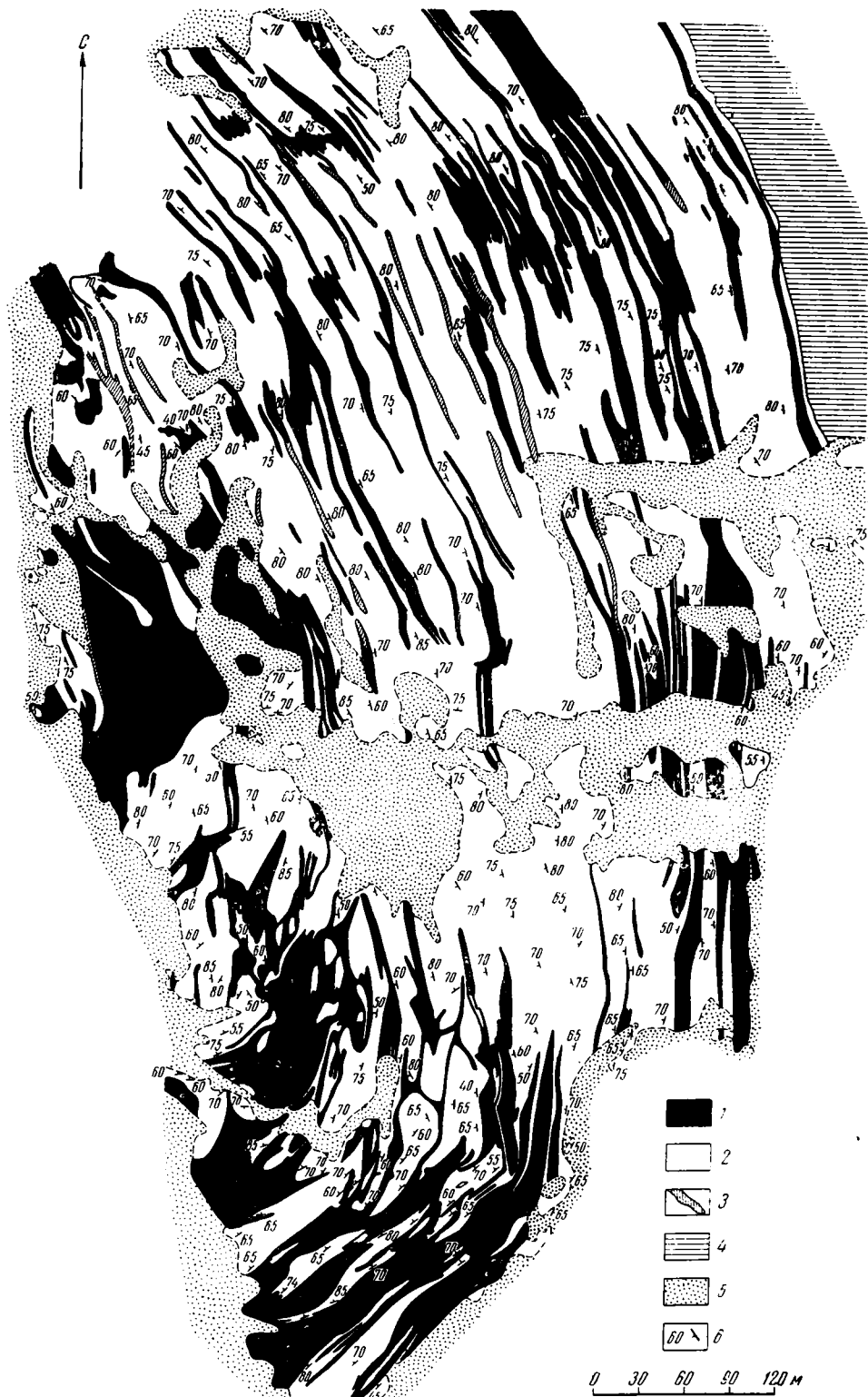


Рис. 2. Схема агматитовой структуры в пределах восточной части замка Риколатвинской складки (составлена по материалам В. П. Атамановой, К. В. Захарова, Т. Ф. Щербаковой и наблюдениям автора)

Продуктивная свита: 1 — двуслюдяные гнейсы, гранитогнейсы, граниты; 2 — ржаво-бурые и темные биотитовые гнейсы, иногда с кианитом или амфиболом; 3 — пегматитовые жилы; 4 — непродуктивная свита — амфиболиты и светло-серые амфиболо-биотитовые гнейсы; 5 — задерозанные участки; 6 — элементы залегания полосчатости

ры, являющегося метатектом мигматитов (аплиты и пегматоидный материал).

Помимо гнейсов и гранитоидов, небольшой объем в свитах занимают габбро и габбро-амфиболиты, которые залегают или в виде сравнительно крупных тел почти изометрической формы, или в виде маломощных даек. Многочисленны также крупные пегматитовые жилы.

Поскольку надежных признаков первичной слоистости в породах обнаружить не удается, плоскопараллельные текстуры — сланцеватость и мигматитовая полосчатость — являются единственными признаками, по которым можно судить о характере и степени дислоцированности пород и об относительной последовательности деформаций.

Наиболее интересными оказались структурные взаимоотношения между ржаво-бурыми биотитовыми гнейсами и двуслюдяными породами. Как видно из детальных схем, представленных на рис. 2 и 3, характерной особенностью этих взаимоотношений является интенсивное раздробление мигматизированных ржаво-бурых и темно-серых гранато-биотитовых гнейсов на блоки, глыбы и линзы, между которыми располагаются различные двуслюдяные породы. Морфологическое их разнообразие выражается в размерах, внутреннем строении и форме, которая может быть весьма причудлива. Вариации в величине глыб, линз и блоков сравнительно широки. Размеры длинных осей варьируют от 0,5 до 100—120 м, коротких — от нескольких сантиметров до 20—25 м. Чаще других встречаются глыбы длиной 10—15 м, однако в пределах одного обнажения они могут быть разными. Блоки, глыбы и линзы весьма разнообразны по форме. Встречены тела удлинённые, округлые, угловатые, прямоугольные или с очень причудливыми извилистыми и зубчатыми контурами.

Изучение внутреннего строения блоков ржаво-бурых биотитовых гнейсов позволяет разделить их на две сравнительно большие группы. Первая характеризуется тем, что в пределах всей глыбы или линзы сланцеватость и мигматитовая полосчатость обнаруживают выдержанную прямолинейность. По отношению к ограничениям глыб или линз такая плоскопараллельная текстура темно-серых и бурых гранато-биотитовых гнейсов ориентирована различным образом и зависит от того, как расположены разделяющие их трещины. Поскольку трещины, выполненные двуслюдяными гнейсами, ориентированы в пространстве не одинаково, сланцеватость и полосчатость в ржаво-бурых гнейсах направлена к коротким или длинным ограничениям глыб и линз под различными углами.

Ко второй группе относятся тела, обнаруживающие отчетливое складчатое внутреннее строение. Сравнительно легко фиксируются плейчатость и мелкие складки, ширина которых не превышает размеров глыб. Складки крупнее 15—20 м значительно труднее поддаются расшифровке, поскольку их элементы выявлены в разобщенных и удаленных друг от друга телах. Обнаружить их позволяет различная ориентировка плоскопараллельных структур в смежных блоках, которую часто трудно объяснить только поворотом глыб и линз, возможным при их раздвигании. При мысленном соединении разобщенных сейчас элементов складчатая структура ржаво-бурых гнейсов восстанавливается с еще большей отчетливостью. Там, где это можно наблюдать, участки с интенсивно развитой плейчатостью отвечают замкам, а участки с прямолинейной ориентировкой текстур соответствуют крыльям более крупных складок.

Сложное строение замков, параллельная ориентировка крыльев складок по отношению к их осевым поверхностям и между собой, большая длина при сравнительно незначительной ширине и хорошая выдержанность ориентировок шарниров на больших по площади участках позволяет отнести эти складки к складкам общего смятия.

Поскольку границами глыб, блоков и линз срезаются не только крылья, но часто и осевые поверхности складок, оказывается возможным

0 1 2 М

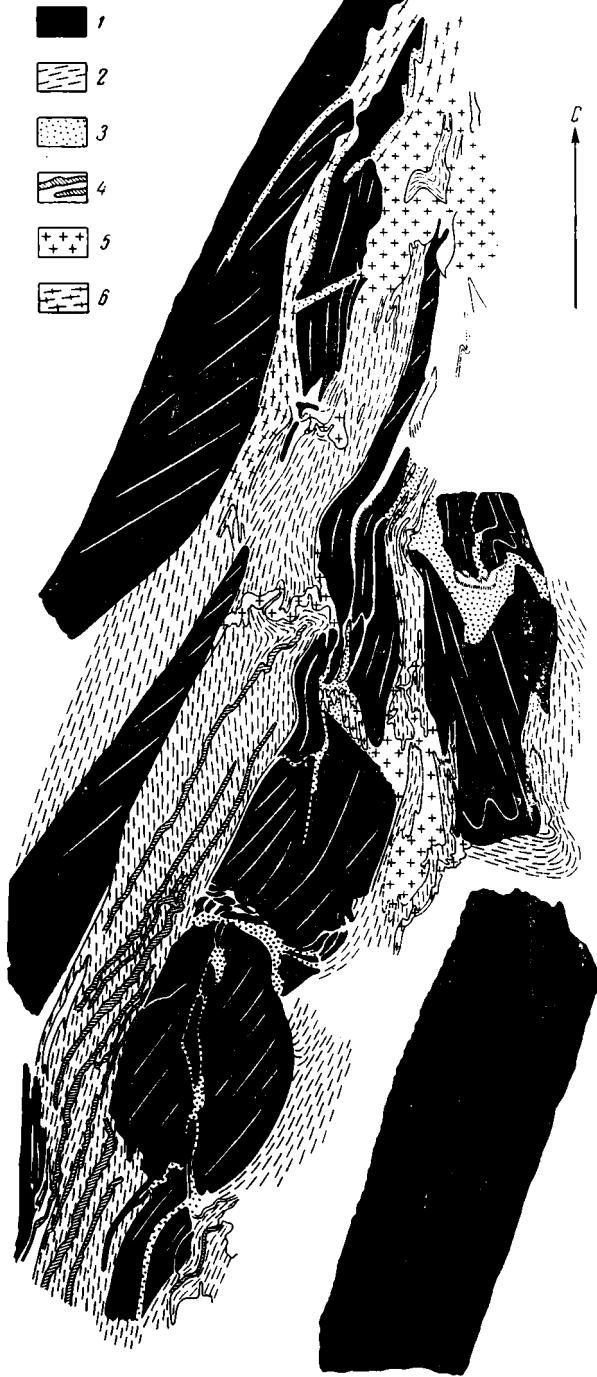


Рис. 3. Примеры агматовой структуры: *а* — из восточной части замка Риколатвинской складки; *б* — из северо-западной части Риколатвинской складки

1 — ржаво-бурые и темно-серые гранато-биотитовые гнейсы и ориентировка в них магматитовой полосчатости; *2* — двуслюдяные породы и ориентировка в них сланцеватости; *3* — аплитовидный материал; *4* — пегматоидный материал; *5* — гранит; *6* — гранито-гнейсы

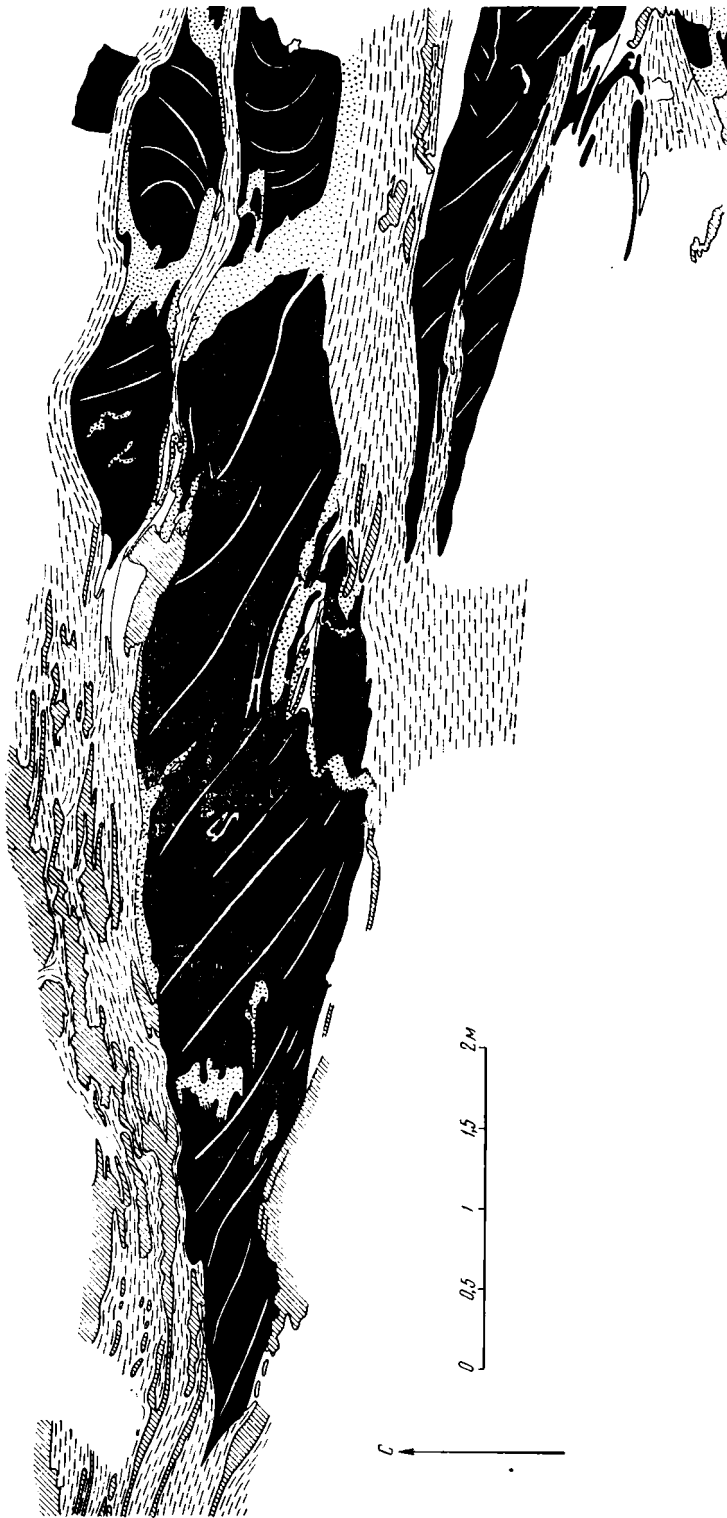


Рис. 3.6

заметить некоторую последовательность в развитии обнаруженных на изученном участке деформаций, о чем будет сказано ниже.

По сравнению со ржаво-бурыми и темно-серыми гранато-биотитовыми гнейсами, двуслюдяные гнейсы, гранито-гнейсы и граниты вели себя как породы более пластичные, заполняя промежутки между глыбами и линзами. На изученной территории можно условно выделить четыре формы тел, в которых сосредоточен материал этих пород. Наиболее широко представлены выполненные двуслюдяными гнейсами продольные, поперечные или косые трещины, отделяющие глыбы, линзы и блоки ржавых и темно-серых гнейсов друг от друга. Соединяясь, эти трещины создают сеть, у которой роль нитей и узлов играют двуслюдяные и аплитовидные породы, а ячейки заполнены телами ржаво-бурых гнейсов (см. южную часть рис. 2).

В северной половине восточного участка ядра Риколатвинской складки двуслюдяные породы образуют вытянутые в плане узкие тела, разветвляющиеся на две, три и более полосы (см. северную часть рис. 2). Их длина иногда достигает 700—800 м при ширине 20—30 м.

Промежуточной между двумя первыми является форма, которую можно назвать формой незавершенного разлинзования. Разделяющая блоки трещина в плане выглядит как узкий длинный клин, постепенно расширяющийся к полю распространения двуслюдяных пород, но также постепенно исчезающий в ржаво-бурых гранато-биотитовых гнейсах. Длина клиновидных тел также в несколько раз превышает ширину.

Наконец, в пределах западной части восточного участка встречаются поля выходов двуслюдяных гнейсов и гранито-гнейсов, в которых попадаются лишь отдельные небольшие не связанные между собой и различно повернутые куски темно-серых и бурых биотитовых гнейсов. Размеры межлинзовых пространств значительно превышают размеры самих линз. Эти отдельные блоки как бы плавают в большом объеме двуслюдяных пород.

Если для ржаво-бурых и темно-серых гранато-биотитовых гнейсов наиболее характерна полосчатая текстура, обусловленная чередованием тонких лейкократовых и гнейсовых полос, то для двуслюдяных пород более типична сланцеватая текстура, которая создается эллипсоидными выделениями плагноклаза и листочками слюды. От ржаво-бурых гнейсов комплекс двуслюдяных пород отличается сравнительно легко по резкой смене состава и внешнего облика. Между разными породами двуслюдяного комплекса границы провести бывает порой очень трудно, поскольку часто двуслюдяные гнейсы через гранито-гнейсы переходят в двуслюдяные граниты и аплитовидные породы. При этом переходе постепенно теряется закономерная ориентировка сланцеватости вытянутых минералов, и порода превращается из сланцеватой в массивную. Чаще всего такие переходы можно видеть в тех местах, где двуслюдяные породы занимают сравнительно большие площади, однако в целом массивных гранитов значительно меньше, чем обладающих сланцеватостью гнейсов.

Ориентировка сланцеватости двуслюдяных пород в пространстве обнаруживает определенную закономерность. Она или вытянута в направлении общего простирания тела двуслюдяных пород, или огибает со всех сторон глыбы и линзы темно-серых и ржаво-бурых гнейсов. Поскольку полосчатость в ржаво-бурых и темно-серых гранато-биотитовых гнейсах срезается ограничениями глыб или стенками трещин, сланцеватость в двуслюдяных породах занимает обычно секущее положение по отношению к полосчатости в глыбах. В том случае, если в глыбе ржавых гнейсов видна складчатая структура, сланцеватость двуслюдяных гнейсов ориентирована под тем или иным углом к осевым поверхностям этих ранних складок.

Кроме сланцеватости для двуслюдяных пород иногда характерны полосы крупнокристаллического кварцево-полевошпатового материала, образующие мигматитовую полосчатость. Роль субстрата играют двуслюдяные гнейсы, роль метатекта — крупнозернистые пегматитоидные породы с малым содержанием слюды. Форма выделений метатекта весьма различна. Это или небольшие кулисообразные линзовидные тела, или сравнительно длинные полоски, или в той или иной степени сжатые лтигматитовые складки. Часто форма тел метатекта очень своеобразна и имеет в сечении вид сплющенного ствола с отходящими от него длинными ветвями.

Несмотря на сравнительно большое разнообразие формы, тела метатекта двуслюдяных пород обнаруживают в целом определенную ориентировку. Удлиненные обособления метатекта по направлению совпадают со сланцеватостью двуслюдяных пород, вместе с ней огибая глыбы и линзы ржаво-бурых гнейсов или вытягиваясь параллельно границам тел двуслюдяных пород.

Таким образом, внутреннее строение двуслюдяных пород и их структурные взаимоотношения со ржаво-бурыми и темно-серыми гранато-биотитовыми гнейсами позволяет рассматривать двуслюдяные породы как наиболее пластичные, формирующиеся в обстановке сильных тектонических деформаций. В ржаво-бурых гнейсах эти деформации вызвали появление трещин скальвания и отрыва с последующим раздвижением возникших блоков и линз на расстояние, часто превышающее размеры самих линз. Двуслюдяные породы заполняли промежутки между блоками и линзами.

Вытянутость глыб ржаво-бурых гнейсов, ориентировка сланцеватости и обособлений метатекта в двуслюдяных гнейсах и направленность в расположении самих тел двуслюдяных пород позволяет говорить о том, что материал двуслюдяных пород деформировался вместе с включенными в него обособленными глыбами.

Возникает вопрос, каким термином удобнее всего можно было бы охарактеризовать возникшую при этих процессах структуру. Обращает на себя внимание ее морфологическое сходство с широко развитыми в ультраметаморфических породах агматитами.

В данной статье термин «агматит» характеризует тектоническое строение хотя и небольшого участка, однако во много раз превышающего привычные размеры площадей развития агматитов.

Выше, при описании глыб, блоков, линз и пространств, их разделяющих, была затронута характеристика составных элементов агматита. Рассмотрим теперь более общие черты его строения и его положение в крупной складке. Если сравнить строение агматита в разных участках ядра, можно видеть, что различия очень незначительны. Всюду темно-серые и бурые гнейсы разбиты на разобщенные тела, между которыми расположен обтекающий их материал двуслюдяных пород. Однако существенной особенностью является то, что на каждом из участков большой складки — северном, южном и восточном — элементы агматита обнаруживают определенную, присущую лишь этому участку направленность. Удлиненные глыбы, вытянутые узкие тела двуслюдяных пород, клиновидные трещины и осевые поверхности изоклинальных складок оказываются ориентированными широтно на северном участке и на северо-запад на южном участке (см. рис. 1). На восточном участке обнаруживается отчетливое изгибание этих элементов при переходе от южной половины к северной (см. рис. 2). В целом их направленность изменяется таким образом, что остается параллельной границе между продуктивной и непродуктивной свитами. Иначе говоря, обнаруживается изгибание агматита и участие его в более крупной Риколатвинской складке.

Углы падения пород в пределах почти всей складки довольно крутые. В южной части преобладают падения плоскостных элементов агматита

на север и северо-восток под углом 70° ; в пределах восточного участка северо-западные крутые падения южной половины постепенно сменяются, проходя через зону вертикальных залеганий, на северо-восточные, также крутые; наконец для северо-западной части складки характерны северо-западные падения под углом $35-50^\circ$. Таким образом, исходя из анализа залеганий плоскостных элементов в пространстве, можно говорить о том, что Риколатвинская складка обладает крутым шарниром и асимметричным положением крыльев.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ДЕФОРМАЦИИ

Подводя итог рассмотрению фактического материала, можно наметить следующие этапы развития процесса деформаций.

Вероятно, первоначально осадочные (Калафати, 1960, Шуркин, 1962) архейские толщи в процессе погружения подверглись региональному метаморфизму и ультраметаморфизму и оказались преобразованными преимущественно в мигматизированные гнейсы и гранито-гнейсы (Шуркин, 1962). Наличие в глыбах гнейсов реликтовых складчатых структур, очевидно, позволяет считать, что до регионального метаморфизма или одновременно с ним породы испытали складчатые деформации, достигавшие большой интенсивности, так что складки приобретали тесно сжатую линейно вытянутую форму. Не позднее этой складчатости стали проявляться и процессы мигматизации, о чем свидетельствует участие в этих складках метатекта мигматитов в темно-серых и ржаво-бурых гнейсах.

На следующем этапе смятые в складки регионально метаморфизованные и частично мигматизированные гнейсы оказались в обстановке растяжения, которая привела к образованию трещин отрыва и скальвания с последующим раздвижением возникших блоков и глыб. Пространство между ними заполнялось материалом двуслюдяных пород и аплитами.

Возникает вопрос, появилась ли структура агматита в процессе возникновения Риколатвинской складки или она образовалась в виде линейной зоны несколько раньше и лишь потом была изогнута в складку. Об этом трудно судить, располагая данными, хотя и детальными, лишь по ядерной части структуры. Наблюдения над другими крупными складками северо-восточного простирания (Кассинской и Северо-Острогорской), которые расположены к юго-востоку от Риколатвинского участка, позволяют говорить о том, что шарниры всех этих складок круто погружаются на северо-запад, т. е. направления падения шарниров перпендикулярны к простиранию осевых поверхностей складок. В зарубежной литературе такие складки выделяются под названием нейтральных складок. Риколатвинский участок является, по-видимому, замком такой нейтральной Высокогорской складки. Скорее всего, в поперечные северо-восточные складки оказались изогнуты элементы более ранних складчатых структур, в которых преобладали падения, близкие к вертикальным. Такими крутоставленными элементами являлись крылья изоклиналиных складок, их осевые поверхности и зоны разрывных нарушений, осложняющие эти складки.

Следует отметить, что складки с северо-западным простиранием — явление весьма обычное для беломорид. О них, как о складках более высокого порядка, осложняющих региональную структуру, упоминают почти все исследователи, картировавшие беломорские гнейсы. Для Риколатвинского участка они подробно описаны Н. Б. Заборовской и М. С. Марковым (1963). Дискуссионными являются роль, которую им отводят, и вопросы о последовательности и механизме возникновения продольных и поперечных складок.

В связи с этим рассмотренная зона агматита может соответствовать сравнительно крупному разрывному нарушению, ориентированному па-

параллельно первоначальным складчатым структурам северо-западного простирания, и быть изогнутой вместе с этими продольными складками и поперечные северо-восточные структуры, которые мы сейчас и наблюдаем. Во всяком случае, брекчиевидное строение, выдержанная ориентировка удлиненных элементов агматита вокруг более крупной структуры и их крутое положение в пространстве не противоречат этому предположению.

Второй вариант предполагает синкинематичность образования агматита и Риколатвинского, почти концентрического изгиба слоев. Возможно, при интенсивных тектонических усилиях, вызвавших возникновение тесно сжатых, хотя и асимметричных, поперечных складок, происходило перераспределение материала с крыльев в их замковые части. Сопровождающая это перераспределение миграция подвижных кислот и щелочных компонентов и химическое взаимодействие их с субстратом темно-серых гранато-биотитовых гнейсов приводили к уменьшению удельного веса пород ядра по сравнению с обрамляющими его существенно амфиболовыми породами и, возможно, мобилизации пород ядра. Оба последних фактора могли привести к гравитационному подъему пород, сконцентрированных в замке Высокогорской складки, и обусловить как округлость формы замка и крутые падения, так и формирование агматитовой структуры.

Эта концепция предусматривает единый механизм образования Высокогорской поперечной складки и агматита как внутренней структуры ее замка, куда нагнетался легко подвижный материал, вызвавший локальный гранито-гнейсовый диапир.

Для того, чтобы сказать, какая из гипотез более обоснована, обратимся к некоторым данным, которые позволяют судить о деформациях, которые произошли после возникновения структуры агматита. Как уже отмечалось, кроме гнейсов и гранитоидов, на рассмотренной территории встречаются изометричные тела и дайки основных пород, представленных главным образом габбро- и габбро-диабазами. Последние породы являются, несомненно, более поздними образованиями, чем ржаво-бурые гнейсы и двуслюдяные породы, так как секут и те и другие. Эти дайки несут следы еще более поздних деформаций. В. П. Атаманова и Т. Ф. Щербакова обнаружили структуры будинажа и кливажа в этих породах. Автор наблюдал изгибы даек в тесно сжатые изоклиналильные складки с почти вертикальными шарнирами. Таким образом, ясно, что структура агматита после своего образования испытала последующие деформации. Во многих случаях можно видеть, как в мелкие складки изогнуты границы между ржаво-бурыми гранато-биотитовыми гнейсами и двуслюдяными гнейсами. Здесь создается иногда впечатление, что ржаво-бурые и двуслюдяные гнейсы имеют согласный стратиграфический контакт. Однако, как было показано выше, двуслюдяные породы представляют собой образования более поздние, чем ржаво-бурые гранато-биотитовые гнейсы. Поэтому мы видим случаи, когда двуслюдяные гнейсы развиты по трещинам, согласным с направлением полосчатости ржаво-бурых гнейсов. Изгибание же границы тех и других гнейсов в складки говорит о том, что двуслюдяные породы, несомненно, подвергались деформациям.

Таким образом, большое количество данных позволяет считать, что после возникновения агматитовой структуры она сама была дислоцирована. Смятие в складки даек основных пород; наблюдаемый в них кливаж и будинаж; складки, образованные контактами ржаво-бурых и двуслюдяных пород; изгибание агматита и участвующих в его строении элементов (вытянутых глыб, вытянутых узких трещин, сланцеватости и полосчатости) позволяют выделить формирование крупной Риколатвинской складки как более поздний этап деформаций.

Эти данные свидетельствуют в пользу того, что агматитовая структура может рассматриваться как линейная зона крупного разрыва, более раннего, чем Риколатвинская складка.

Докембрийская история деформаций в этом районе заканчивается появлением длинных, узких и сравнительно глубоких трещин, заполненных слюдоносными пегматитовыми жилами, которые секут все другие породы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели тектоническое строение одного сравнительно небольшого участка беломорид, в пределах которого развиты сильно измененные, подвергшиеся региональному метаморфизму и ультраметаморфизму, неоднократно дислоцированные породы. На этом примере видно, что вопрос о стратиграфической последовательности напластований не всегда может быть решен и в случаях хорошо изученной структуры. Здесь же мы имеем дело с неоднократными наложенными деформациями, и в видимые сейчас складки изогнуты не слои, имевшие первоначально горизонтальное залегание, а поверхности, занимавшие субвертикальное положение.

Такой характер структуры заставляет с осторожностью подходить к выделяемым здесь свитам как к стратиграфическим единицам. В данном случае значительная часть риколатвинской продуктивной свиты представляет собой агматитовую структуру, возникшую в результате деформации, инъекции и, возможно, метасоматоза, поскольку происхождение двуслюдяных пород принято объяснять метасоматическими явлениями (Жданов, 1959, Судовиков, 1939, 1964).

Данная структура представляет собой в итоге наглядный пример совместного проявления процессов деформации и мигматизации и их причинной взаимообусловленности. Поэтому кажется необходимым изучение морфологии и происхождения мигматитов в связи с конкретными тектоническими формами, поскольку тектонические деформации способствуют появлению тех путей, по которым оказывается способным мигрировать подвижный гранитный материал — метатект мигматитов.

Риколатвинский участок расположен в центральной части области развития беломорского комплекса. Поэтому трудно предполагать, что га интенсивность и сложная история деформаций, которые здесь удалось обнаружить, представляют собой явление специфического характера. Опыт детального картирования архейского комплекса пород тектонической группой Института физики Земли АН СССР на других участках беломорид (Эз, 1967) все больше заставляет отказываться от мнения о простой складчатой структуре беломорского комплекса.

Литература

- Горлов Н. В. О поперечной складчатости архея северо-западного Беломорья. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 11, Изд-во АН СССР, 1960.
- Жданов В. В. О минеральных превращениях при гранитизации пород беломорского комплекса. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 7, Госгеолтехиздат, 1959.
- Заборова Н. Б., Марков М. С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами. Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 93, Изд-во АН СССР, 1963.
- Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи. В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1960.
- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., т. 31, Госгеолтехиздат, 1960.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии западного Беломорья (Гранитизация пород Беломорья). Тр. Ленингр. геол. упр. вып. 19, Госгеолтехиздат, 1939.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.

- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород, вообще, и мигматитов, в частности (по материалам исследования западного Беломорья). Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 7, Изд-во АН СССР, 1957.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Геология и пегматитоносность. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 12, Изд-во АН СССР, 1962.
- Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. Геотектоника, № 3, 1967.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
21 апреля 1967 г.

L. N. KUKLEY

**ON THE REPEATED TECTONIC DEFORMATIONS
OF THE WHITE SEA GNEISSES REVEALED DURING THE STUDY
OF THE RIKOLATVIN FOLD'S INTERNAL STRUCTURE**

Tectonic structure of a huge agmatite within the hinge of a fold in migmatized gneisses of the Archean White Sea complex is discussed.

An analysis of the spatial position of the agmatite features and of their structure leads to a conclusion that the agmatite had originated in a relatively earlier folded structure localized in rusty brown alumina gneisses, rather than in a normal sequence of strata. Both the agmatite and enclosing rocks have undergone extensive folding in the next stage and have been bent into a transverse fold with a steep hinge. In addition two stages of migmatization are identified.

Earth's Physics Institute
Academy of Sciences of USSR
Moscow

УДК 551.24(571)

А. Л. СТАВЦЕВ

О НЕКОТОРЫХ СВЯЗЯХ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ С ТЕКТОНИКОЙ НА ВОСТОКЕ АЛДАНСКОГО ШИТА И В ЮЖНОМ ВЕРХОЯНЬЕ

В пределах восточной части Алданского щита и в Южном Верхоянье выделяются протяженные субширотные зоны разломов. Они контролируют размещение в регионе протерозойских и мезозойских интрузий и играют существенную роль в размещении рудной минерализации.

ВВЕДЕНИЕ

При изучении геологического строения восточной части Алданского щита и примыкающей к нему Южно-Верхоянской складчатой системы все исследователи обращают внимание в первую очередь на ярко выраженную зональность, проявляющуюся в широтном направлении.

Действительно, в направлении с запада на восток наблюдается в грубых чертах последовательная смена архейских метаморфических образований протерозойскими и нижнекембрийскими терригенно-карбонатными, затем нижне- и среднепалеозойскими преимущественно карбонатными и далее верхнепалеозойскими терригенными отложениями. Наконец, в верховьях р. Май палеозойские и протерозойские осадочные толщи снова сменяются нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными и архейскими кристаллическими породами, восточнее которых развиты мезозойские вулканогенные образования. При этом происходят значительные изменения в мощностях и фациях осадочных отложений в направлении с запада на восток. В этом же направлении меняется и характер дислокаций как складчатых, так и разрывных. Если в пределах Алданского щита, в междуречье Май и Учур, осадочные отложения залегают почти горизонтально и лишь местами смяты в пологие и широкие брахиформные складки, то восточнее Нельканского взброса характерна прерывистая гребневидная складчатость переходного типа, которая еще восточнее сменяется, полной складчатостью. В восточном направлении возрастает и количество разрывных нарушений.

В результате на востоке Алданского щита и в южном Верхоянье выделяется целый ряд структурно-формационных зон — Омнинско-Батомгское поднятие, Майский прогиб, Юдомо-Майская зона переходной глыбовой складчатости, Аллах-Юнский синклиорий, Верхне-Майское поднятие, Ульинский наложенный прогиб. Все эти зоны, кроме Омнинско-Батомгского поднятия, имеют четко выраженную субмеридиональную ориентировку.

Эти основные закономерности достаточно подробно освещены в литературе (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Моралев, Ставцев, 1961; Нужнов, 1964; Беэр, 1965; Ставцев, 1965, 1968; и др.). Они несомненно свидетельствуют о большой роли в строении и истории развития района глубинных структур меридионального направления.

Однако при этом недостаточное внимание уделяется выявлению и оценке значения широтных зон, поперечных основным структурным элементам региона.

Бесспорно огромное значение Южно-Алданского краевого шва, отделяющего Алданский щит от Джугджуро-Станового поднятия. Это — раз-

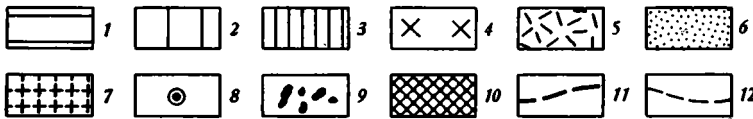
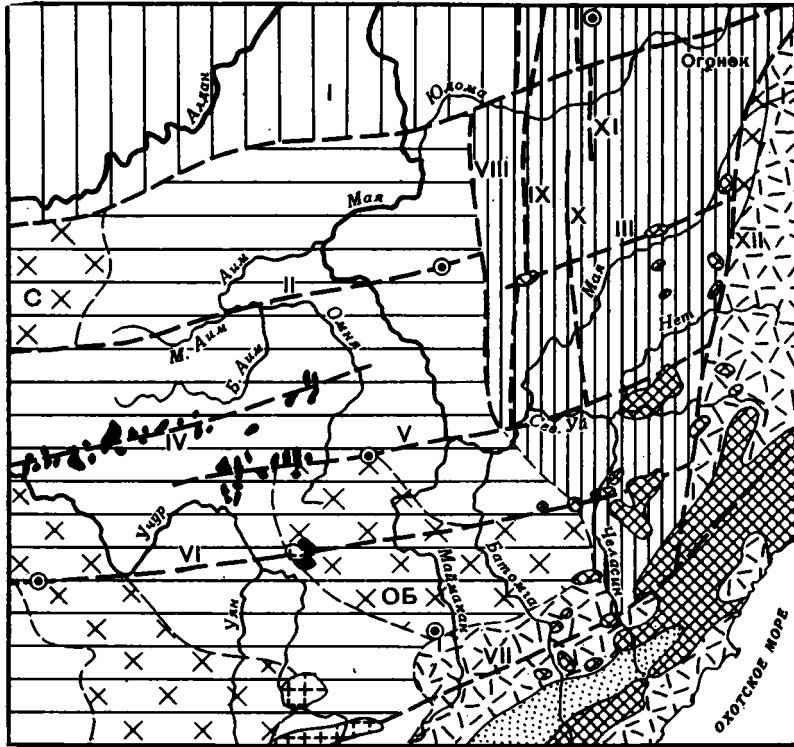


Схема расположения крупнейших разломов востока Алданского щита и Южного Верхоянья

1 — Алданский щит; 2 — Вилюйская синеклиза; 3 — Южно-Верхоянская складчатая система; 4 — выступы архейского кристаллического фундамента; 5 — поля развития мезозойских эффузивов; 6 — раннепротерозойские анортозиты; 7 — раннепротерозойские гранитоиды и щелочные гранитоиды; 8 — позднепротерозойские ультраосновные и щелочные интрузии центрального типа; 9 — раннемеловые субщелочные гранитоиды Алданского комплекса; 10 — меловые гранитоиды; 11 — крупнейшие зоны разломов; 12 — границы некоторых крупнейших структурных элементов.

Некоторые крупнейшие структурные элементы: ОБ — Омнинско-Батомское поднятие, С — Суннагинский горст.
Крупнейшие зоны разломов: I — Дыгдино-Огонекская; II — Анмская; III — Ураханская; IV — Кеткапская; V — Кондеро-Нетская; VI — Томпоканская; VII — Южно-Алданская; VIII — Нельканская; IX — Гувиандинская; X — Челатская; XI — Улаханбамская; XII — Билячканская

лом чрезвычайно глубокого заложения, активно живущий на протяжении более чем 2000 млн лет. Он контролирует пространственное размещение огромных трещинных интрузий различного состава и возраста. На западе шов сопровождается мощными зонами диафореза, на востоке к нему приурочено обширное поле мезозойских эффузивов Джугджурского наложенного прогиба. Этот разлом наиболее детально описали В. М. Тереньев (1959, 1964); В. М. Моралев, В. И. Гольденберг, И. П. Пугачева (1960) и Ю. Б. Казьмин (1962).

Кроме Южно-Алданского краевого шва на востоке Алданского щита выделены и очень схематично описаны лишь две субширотные зоны.

Первую выделили В. М. Моралев и А. Л. Ставцев (1961) под названием Дыгдинский вал. Эта структура протягивается из долины р. Алдана к устью р. Юдомы и представляет собою валообразное поднятие, местами переходящее во флексуру, нарушенную разрывами. Дыгдинский вал отделяет Алданский щит от Вилюйской синеклизы и, безусловно, отвечает крупному разлому в фундаменте.

В последнее время Г. С. Гусев (1966) выделил в Южном Верхоянье поперечные (субширотные) поднятия, одно из которых (наиболее южное) — Огонекское — располагается в пределах рассматриваемого региона и представляет собой продолжение Дыгдинского вала.

Вторую широтную зону, вслед за Ю. К. Дзевановским (1956), отмечают М. В. Чеботарев, И. А. Плотников и Д. А. Кузмичев (1965). Она фиксируется вдоль хребта Кет-Кап цепочкой массивов субшелочных мезозойских гранитоидов (Кеткапский разлом).

Однако анализ всего материала позволяет выделить в пределах восточной части Алданского щита и в Южном Верхоянье целый ряд протяженных субширотных структур. Они представляют собой линейные зоны повышенной тектонической напряженности и имеют, по-видимому, различную природу и глубину заложения. Так, с некоторыми из них связана интенсивная магматическая деятельность, другие же представляют собой зоны пликативных или разрывных дислокаций и не сопровождаются магматизмом. В структурном отношении они обычно выражены линейными поднятиями.

На значительном протяжении эти зоны часто не сопровождаются разрывами сплошности пород, тем не менее мы условно называем их зонами разломов, имея в виду, что, по всей вероятности, они генетически связаны или с глубинными расколами фундамента или с участками повышенной магматической проницаемости.

К этим структурам можно отнести единую Дыгдино-Огонекскую зону разлома, а также Аимскую, Урахаинскую, Кеткапскую, Кондеро-Нетскую и Томптоканскую зоны разломов¹ (рисунок).

Автор настоящей статьи, в процессе геологической съемки, непосредственно в поле проводил исследования в центральной части Аимской и восточной части Кеткапской (1956 г.), восточной части Аимской (1964 г.), западной части Урахаинской (1958 г.), центральной части Кондеро-Нетской (1964—1965 гг.) и восточной части Томптоканской (1957, 1962, 1963 гг.) зон разломов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН РАЗЛОМОВ

Дыгдино-Огонекская зона разлома протягивается из низовья р. Учур на восток-северо-восток в долину р. Юдомы и прослеживается на расстояние более 500 км. В приустьевой части р. Учур она выражена разломом, ограничивающим с севера Суннагинский горст². Далее к востоку на водоразделе Алдана и Аима разлом выражен на поверхности валообразным поднятием (Дыгдинский вал), которое представляет собою флексуру, осложненную рядом брахиантиклиналей и местами нарушенную разрывами. В ядрах наиболее крупных брахиантиклиналей обнажаются верхнепротерозойские отложения, крылья сложены кембрийскими породами. Углы падения слоев на крыльях складок достигают 10—12°. Разрывы представлены сбросами с амплитудой до

¹ Южно-Алданский краевой шов не рассматривается в настоящей статье, так как он подробно описан в литературе.

² Западнее, за пределами описываемой территории разлом прослеживается еще более чем на 200 км в низовья р. Тимптон, и, таким образом, общая протяженность зоны превышает 700 км.

400 м. Ширина вала не превышает 10—15 км. В современном эрозионном срезе Дыгдинский вал является границей распространения юрских и среднекембрийских отложений, которые севернее вала образуют сплошные поля, а южнее встречаются лишь спорадически.

В нижнем течении р. Юдомы в зоне Дыгдино-Огонекского разлома наблюдается резкий сложно построенный коленообразный изгиб Нельканского взброса¹. Этот изгиб, по-видимому, свидетельствует о значительных сдвиговых перемещениях вдоль Дыгдино-Огонекского разлома. Амплитуда горизонтального смещения достигает 35 км.

Далее к востоку зона выражена поднятием, которое фиксируется, по данным Г. С. Гусева (1966), воздыманием шарниров антиклиналей и синклиналей на водоразделе Хамны и Юдомы. В районе поселка Огонек в каменноугольных отложениях в зоне поднятия отмечается нехарактерная для Южного Верхоянья широтно ориентированная складчатость. Можно добавить, что поднятие также фиксируется субширотной полосой выходов каменноугольных пород среди поля развития пермских отложений в долине р. Юдомы и на водоразделе Юдомы и Май.

Магматическая деятельность в Дыгдино-Огонекской зоне разлома проявлена слабо. Можно лишь отметить, что вблизи пересечения ее с Улахан-Бамским взбросом предполагается Горноозерская интрузия ультраосновных и щелочных пород центрального типа. Кроме того, в поле развития пермских отложений наблюдается большое количество кварцевых жил.

Аимская зона разлома прослеживается на протяжении 300 км из верховьев р. Малый Аим на восток-северо-восток в междуречье Май и Юдомы. В западной своей части она также выражена разломом, ограничивающим с юга Суннагинский горст². Восточнее, в верховьях р. Малый Аим наблюдается вытянутое в широтном направлении Мало-Аимское поднятие, в своде которого обнажаются протерозойские осадочные породы, крылья сложены кембрийскими отложениями. Падение слоев на крыльях составляет 5—12°, иногда увеличиваясь до 20—40° на северном крыле. Далее к востоку в резкой излучине р. Аим протерозойские и кембрийские осадочные отложения собраны в четыре антиклинальные и сопряженные с ними синклинальные складки восток-северо-восточного простирания с углами падения слоев на крыльях до 40°. Складки осложнены разрывами, амплитуда перемещения по которым достигает 500 м. Восточнее в нижнем течении р. Омня отмечается резкая Омнинская флексура субширотного простирания с перепадом высот до 50—100 м и с углами падения до 25°. На правом берегу р. Май в пределах Аимской зоны расположен Ингилийский купол — структура, генетически связанная с внедрением Ингилийской интрузии центрального типа. Купол имеет более или менее изометричные очертания, углы падения протерозойских пород на крыльях достигают 70°, центральная часть структуры сложена архейскими метаморфическими породами, а также позднепротерозойскими ультраосновными и щелочными магматическими породами. Еще далее к востоку, в зоне пересечения Аимского разлома с Нельканским взбросом наблюдается смещение плоскости последнего по субширотным разрывам. В пределах Южного Верхоянья Аимский разлом затухает.

Помимо Ингилийского массива центрального типа к Аимской зоне разлома приурочено Ингилийское кимберлитовое поле, в пределах которого развиты трубки взрыва и жилы. При этом простирание последних четко согласуется с общим направлением Аимского разлома (аз. 60—70°).

¹ Нельканский взброс является границей Алданского щита и Южного Верхоянья.

² Подобно Дыгдино-Огонекскому, Аимский разлом протягивается за пределами района в западном направлении на расстояние 150—200 км.

Урахаинская зона разлома расположена в пределах Южного Верхоянья несколько южнее Аимской зоны, кулисообразным продолжением которой она, возможно, является. Эта зона протягивается на расстояние 120—140 км из верховьев р. Ингили на восток-северо-восток, в долину верхнего течения р. Май.

Урахаинская зона разлома выражена поднятием, поперечным к основному (субмеридиональным) структурам Южного Верхоянья. В западной части поднятие фиксируется воздыманием шарниров крупных антиклиналей и синклиналей. На востоке, на правобережье р. Май, в зоне поднятия наблюдается трансгрессивное налегание инниканской свиты нижнего кембрия непосредственно на протерозойские отложения. Это единственное место в регионе, где отмечается выпадение из разреза отложений юдомской и пестроцветной свит нижнего кембрия.

Интересно отметить, что в зоне Урахаинского поднятия, почти затухает Нельканский взброс и происходит резкое падение амплитуды перемещения Челатского взброса (от 3—5 км севернее, до 700—800 м южнее).

В настоящее время Урахаинское поднятие по существу является границей распространения средне- и верхнепалеозойских отложений, которые широко развиты севернее поднятия и лишь изредка встречаются южнее.

К зоне Урахаинского поднятия приурочены небольшие массивы раннемеловых гранитоидов Джугджурского (?) комплекса — Урахаинский и Онненский в западной части и Мурамнинский — в восточной. При этом массивы Урахая и Онне являются самыми западными проявлениями мезозойского магматизма в Южном Верхоянье, Мурамнинский массив имеет слабо вытянутую в субширотном направлении форму.

Кеткапская зона разлома орографически совпадает с хребтом Кет-Кап. В структурном отношении она выражена линейным поднятием, вытянутым в восток-северо-восточном направлении из правобережья р. Учур в долину р. Омня на расстояние 220 км. Сводовые части локальных куполовидных поднятий сложены архейскими метаморфическими образованиями фундамента платформы, а также раннемеловыми гранитоидами Алданского комплекса. На крыльях развиты протерозойские и кембрийские осадочные отложения, залегающие под углами до 30—40°. Это поднятие было выделено В. М. Моралевым и А. Л. Ставцевым (1961) под названием Аимо-Кеткапского.

Магматическая деятельность в зоне Кеткапского разлома проявлена интенсивно и выражена цепочкой массивов субщелочных гранитоидов Алданского комплекса. Последние слагают лакколиты, штоки и пластовые тела.

Кондеро-Нетская зона разлома протягивается с водораздела Бол. Аима и Учюра в восток-северо-восточном направлении в бассейне р. Нет. Протяженность зоны — около 300 км. На западе она выражена Одолинским поднятием (Моралев, Ставцев, 1961), по своему характеру совершенно аналогичным описанному выше Кеткапскому поднятию. В верховьях р. Омни с Кондеро-Нетской зоной совпадает граница Омнинско-Батомского поднятия, южнее которой отмечается сплошное поле выходов кристаллических образований фундамента. Севернее Кондеро-Нетской зоны фундамент быстро погружается под протерозойско-кембрийский осадочный чехол.

На этой же линии расположен и Кондерский купол, генетически связанный с внедрением позднепротерозойской интрузии центрального типа. Сводовая часть купола сложена метаморфическими породами фундамента и позднепротерозойскими интрузивными образованиями. На крыльях развиты протерозойские осадочные отложения, залегающие под углами до 50—80°.

В пределах Южного Верхоянья Кондеро-Нетская зона разлома также представляет собою поднятие, которое фиксируется воздыманием шарниров субмеридиональных складок в долине р. Сев. Уй и Уменьшением мощности верхнепротерозойской ципандинской свиты в бассейне р. Нет до 200—250 м против 400 м в междуречье Нета и Май и на правом берегу Май. Последнее обстоятельство послужило основанием С. В. Нужнову и В. А. Ярмолюку (1959) для выделения здесь Нетского антиклинория, имеющего, по представлениям этих исследователей, меридиональную ориентировку. Однако для определения формы и ориентировки Нетского поднятия нет достаточных данных и не исключена возможность, что оно имеет субширотную ориентировку и является восточным окончанием Кондеро-Нетской зоны.

В современном эрозионном срезе Кондеро-Нетская зона является по существу границей распространения кембрийских отложений, которые широко развиты севернее зоны и очень ограничено — южнее. На этой же линии совершенно затухают Нельканский и Челатский взбросы.

В западной части Кондеро-Нетской зоны широко распространены субщелочные гранитоиды Алданского комплекса, образующие цепочку лакколитоподобных массивов, вытянутую согласно направлению зоны. К ней же приурочен Кондерский массив центрального типа. На водоразделе Нета и Сев. Уя к Кондеро-Нетской зоне тяготеет крупный массив меловых гранитоидов, вытянутый в северо-восточном направлении.

Томптоканская зона разлома выделяется весьма условно, особенно в пределах Алданского щита. По существу здесь ей соответствует лишь линия, соединяющая Арбарахстахский массив центрального типа и Томптоканское куполовидное поднятие (Моралев, Ставцев, 1961). Восточнее, в междуречье Батомги и Челасина, эта зона прослеживается более или менее уверенно. Здесь она также отделяет Омнинско-Батомгское поднятие от Майского прогиба, совпадая с перегибом поверхности фундамента. На левобережье р. Челасина в Томптоканской зоне разлома наблюдается резкое изменение простираения осадочных толщ с субширотного на субмеридиональное, этот участок интенсивно нарушен разрывами.

Кроме Арбарахстахской интрузии центрального типа и протерозойских и мезозойских гранитоидов гольца Томптокан в зоне разлома в междуречье Батомги и Челасина отмечаются мелкие штоки раннемеловых гранитоидов Джугджурского комплекса.

Описанные выше субширотные зоны, по всей вероятности, заложены еще в протерозое. Выше говорилось об уменьшении мощности верхнепротерозойской ципандинской свиты в зоне Кондеро-Нетского разлома. Кроме того, резкие скачкообразные изменения мощностей верхнепротерозойских терригенных отложений майльской свиты наблюдаются на левобережье р. Челасин в зоне Томптоканского разлома. Так, здесь на расстоянии всего 6—7 км мощность отложений майльской свиты изменяется от 750 м на левом берегу р. Натопчу (приток р. Челасин) до 380 м на правом берегу, одновременно увеличивается в разрезе майльской свиты роль конгломератов и красноцветных песчаников. В пределах Аимо-Кеткапского поднятия (Кеткапская зона разлома) в локальных куполовидных поднятиях не происходит изменения мощностей протерозойских и кембрийских пород, но в основании гонамской свиты верхнего протерозоя появляются красноцветные разности песчаников.

Характерно изменение мощностей кандыкской свиты верхнего протерозоя в направлении с юга на север, прослеженное на меридиане Чалатского и Улахан-Бамского взбросов¹.

¹ Кандыкская свита наиболее удобна для прослеживания изменения мощностей, так как на всем протяжении от бассейна р. Челасин до правобережья р. Юдомы можно наблюдать полную мощность этой свиты.

Так, в бассейне р. Челасин южнее Томптоканской зоны разлома мощность отложений кандыкской свиты составляет 600—700 м. Севернее, в нижнем течении р. Челасин она увеличивается до 1000 м, а на водоразделе рек Сев. Уя и Май, в пределах Кондеро-Нетской зоны уменьшается до 860 м. Далее к северу, на правобережье р. Май (верховья р. Тайма) мощность отложений кандыкской свиты вновь увеличивается до 1240 м. В междуречье Май Юдомы мощность свиты по существу не меняется (1300 м). На правобережье Юдомы, в зоне Дыгдино-Огонекского разлома она вновь падает до 850 м, а севернее, в районе Горноозерского массива, резко увеличивается до 1900 м.

Таким образом, в целом мощность кандыкской свиты увеличивается в северном направлении, в зонах же Кондеро-Нетского и Дыгдино-Огонекского поднятий наблюдается резкое уменьшение мощности.

Некоторые субширотные зоны проявлялись в кембрийском периоде. Так, выше уже отмечалось выпадение из разреза нижних горизонтов нижнего кембрия в Урахаинской зоне. Кроме того, некоторое уменьшение мощности Юдомской свиты наблюдается в сводовой части Мало-Аимского поднятия. В излучине р. Аим, в зоне Аимского разлома в доломитах юдомской свиты, появляется большое количество терригенного материала, наблюдаются отдельные прослои кварцевых песчаников и прослой интрузивных конгломератов.

Совершенно очевидно решающая роль субширотных зон в пространственном размещении интрузивных образований как в пределах Алданского щита, так и в южном Верхоянье. Если не считать раннепротерозойских и палеозойских габбро-диабазов, образующих дайки и пластовые тела, все проявления интрузивного магматизма в описываемом районе приурочены к зонам субширотных разломов. Исключение составляет лишь восточная окраина Южного Верхоянья, совпадающая с субмеридиональной зоной глубинного Билякканского разлома, в пределах которой отмечаются многочисленные массивы меловых гранитоидов.

К Дыгдино-Огонекской, Аимской, Кондеро-Нетской и Томптоканской зонам приурочены позднепротерозойские ультраосновные и щелочные интрузии центрального типа¹. Пространственное положение этих интрузий, вероятно, определяется пересечением субширотных зон с разломами субмеридионального или диагонального направления.

Субширотными зонами в пределах Алданского щита четко контролируется размещение раннемеловых субщелочных интрузий Алданского комплекса. В Южном Верхоянье к этим зонам приурочены массивы раннемеловых гранитоидов Джугджурского комплекса.

Значительную роль играют субширотные зоны и в размещении эндогенной рудной минерализации. Так по существу к ним приурочено редкометальное оруденение, связанное с интрузиями центрального типа. В пределах Алданского щита зоны Кеткапского, Кондеро-Нетского и Томптоканского разломов контролируют рудопроявления золота, полиметаллов, горного хрусталя и флюорита. Четкая приуроченность золоторудной минерализации к Дыгдино-Огонекскому и Урахаинскому поднятиям наблюдается в пределах Южного Верхоянья. Так, к первому поднятию приурочен южный участок Аллах-Юнского золоторудного района, ко второму — Курун-Уряхский золоторудный узел. При этом в междуречье Май и Юдомы, заключенном между Дыгдино-Огонекским и Урахаинским поднятиями, золоторудных проявлений нет. По всей вероятности, золоторудная минерализация в Южном Верхоянье тяготеет к участкам пересечения меридиональных рудоконтролирующих структур (разломов?) с субширотными (поперечными поднятиями. В этом свете

¹ Не исключена возможность, что и Чадский массив центрального типа, расположенный южнее Томптоканской зоны в бассейне р. Маймакан, также приурочен к субширотной зоне разлома.

определенный интерес представляет бассейн нижнего течения р. Нет и, возможно, участок среднего течения р. Челасин.

В западной части Южного Верхоянья известны телетермальные проявления полиметаллов (преимущественно цинка) в карбонатных толщах. При этом все они размещаются в зоне, ограниченной с юга Урахаинским, а с севера Дыгдино-Огонекским поднятиями. Западнее, на правобережье Май в бассейне р. Ингили в последние годы обнаружена весьма интересная цинковая минерализация, вероятно осадочного генезиса, в верхнепротерозойских отложениях (лахандинская свита). Она представлена вкрапленностью сфалерита в сидеритовых конкрециях, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Не исключена возможность, что эта минерализация приурочена к зоне Аимского разлома.

ВЫВОДЫ

1. На востоке Алданского щита и в смежных районах Южного Верхоянья значительную роль в структуре и истории развития региона играют линейные субширотные зоны, отвечающие, по-видимому, разломам в фундаменте или зонам повышенной магматической проницаемости.

2. Эти зоны контролируют пространственное размещение протерозойских и мезозойских интрузивных образований.

3. Безусловно, окончательные выводы о связях описанных выше субширотных зон с пространственным размещением проявлений полезных ископаемых требуют дальнейших исследований. Однако уже сейчас можно говорить о существенной роли этих зон в распределении эндогенного (а, возможно, и экзогенного) оруденения.

Литература

- Беэр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем кембрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Гусев Г. С. Тектоника и история развития юго-запада Верхоянно-Колымской складчатой области. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук, Якутск, 1966.
- Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., вып. 15, 1956.
- Казьмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Моралев В. М., Гольденберг В. И., Пугачева И. П. Джугджурский глубинный разлом, его развитие и связь с ним магматизма и оруденения. Материалы I Всес. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 2, Владивосток, 1960.
- Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Материалы по регион. геол., Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.
- Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-восточной окраины Сибирской платформы (стратиграфия и строматолиты). Автореф. дис. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук, Москва, 1964.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. Сов. геология, № 7, 1959.
- Ставцев А. Л. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия). Сов. геология, № 4, 1965.
- Ставцев А. Л. О тектонической природе Южного Верхоянья (в печати).
- Терентьев В. М. К характеристике зоны сочленения Алданского щита и Джугджурской складчатой области. Инф. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 22, 1959.
- Терентьев В. М. Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей. В кн. «Глубинные разломы», Изд-во «Недра», 1964.

Алданская экспедиция Всесоюзного
аэрогеологического треста
г. Москва

Статья поступила
28 марта 1967 г.

**ON SOME RELATIONSHIPS OF MAGMATISM
AND ORE MINERALIZATION WITH THE TECTONICS
OF EASTERN ALDAN SHIELD AND SOUTHERN VERKHROYAN'E**

In the eastern Aldan shield and southern Verkhoyan's there is quite a number of structural formational zones of a distinct almost north-south trend. This undoubtedly suggests an important role played by deep structures of a north-south trend in the fabric and evolution of the region.

An analysis of all the data available, however, allows to identify, within eastern Aldan shield and southern Verkhoyan'e, a number of long almost east-west-trending structures usually expressed as linear uplifts. As to their origin, they are associated either with deep faults in the basement or with linear areas of higher magmatic permeability and may be classified as fault-zones. Six such zones are identified: Dygdin-Ogonek, Aim, Urakhain, Ket-Kap, Konder-Net and Tomptokan. All of them are parallel to the zone of the Southern Aldan marginal juncture.

Almost east-west-trending fault-zones play a decisive role in the spatial distribution of intrusive formations. All the occurrences of the Proterozoic and Mesozoic magmatism are essentially confined to these fault-zones. They are also of major importance in the distribution of exogenetic ore mineralization.

Aldan Expedition
All-Union Air Geology Trust
Moscow

УДК 551.24+552.11(571.56)

Т. В. МОЛЧАНОВА

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ В РАЙОНЕ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Мезозойские граниты западного обрамления Колымского срединного массива образуют крупные пологозалегающие межформационные и межпластовые тела. Поступление магматического материала шло по крупным разломам, отделяющим срединный массив от мезозойской складчатой области, секущим складчатые структуры и ограничивающим наложенные впадины; это показывает, что формирование гранитов происходило в позднеорогенный этап и не связано со складчатостью. Устанавливается сходство во времени образования, формах залегания и составе пород гранитных массивов мезозойской складчатой области с массивами внегеосинклинальных гранитов сводового поднятия Станового хребта. Это позволяет говорить о наличии глубоких связей между ними, по-видимому сводящихся к единой причине, приведшей к одновременному образованию гранитных магматических очагов в таких различных по своему строению областях.

Изучением тектонического строения мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области занимались многие исследователи, среди которых следует упомянуть Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, В. А. Обручева, Н. П. Хераскова, П. Н. Кропоткина, В. Н. Сакса, В. А. Цареградского, Е. Т. Шаталова, В. Т. Матвеевко, Г. Л. Падалку, Л. А. Сняtkова, К. Я. Спрингиса, Ю. М. Пушаровского и других. В той или иной мере все исследователи касались вопроса размещения магматических образований, пользующихся в области весьма широким развитием. Тем не менее до сих пор существуют противоречивые точки зрения относительно условий и времени образования, а также формы многочисленных тел гранитоидного состава.

Центральную часть мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области занимает Колымский срединный массив, впервые выделенный В. А. Обручевым (1934) под названием Колымской платформы. Большая часть Колымского срединного массива погребена под чехлом верхнемезозойских и кайнозойских отложений, а его краевые части резко приподняты и представляют собой окраинные поднятия (Пушаровский, 1960). Для этих поднятий, сложенных мощными, преимущественно карбонатными толщами палеозоя, характерно глыбово-складчатое строение.

Окружающие срединный массив мезозойские складчатые системы образованы мощным верхоянским комплексом терригенного состава, в который входят отложения от нижней перми до средней юры, а в отдельных местах отчасти и верхней юры (келловей). Породы верхоянского комплекса обычно смяты в сравнительно простые складки, нередко корбчатой формы, в которых крутые углы падения сочетаются с пологими, узкие линейные формы складок наблюдаются в приразломных участках.

Интенсивные складкообразовательные движения верхоянского комплекса проявлялись в средней и верхней юре, после чего они, по-видимому, ослабевали и окончательно закончились в верхнем мелу. В ре-

зультате складчатых и последующих разрывных дислокаций произошло превращение области осадконакопления в поднятую область, нередко с резким горным рельефом. Колымский срединный массив в общих чертах был сформирован уже в конце карбона и в мезозойское время представлял собой жесткую структуру, определяющую расположение структур мезозойских геосинклиналей, окружающих массив. Резкое воздымание, проявившееся в складчатой области в мезозое, вовлекло в поднятие окраинные части Колымского срединного массива и придало им глыбово-складчатый характер. Одновременно с поднятием в пределах окраинных частей и внутри Колымского срединного массива происходило образование глубоких наложенных впадин грабенообразного типа, выполнявшихся континентальными угленосными молассаами и вулканогенными породами верхнеюрского и мелового возраста.

Колымский срединный массив отделен от мезозойской складчатой области системой крупных региональных разломов большой протяженности. Менее ясно выраженные, завалулированные разломы того же направления, возможно, имеются и в более удаленных от срединного массива частях мезозойской складчатой области.

В верхней юре началось проявление кислого гранитного магматизма, который на границе верхней юры — нижнего мела достиг наибольшей интенсивности. Образующиеся крупные гранитные тела размещались главным образом в пределах мезозойской складчатой зоны, но кроме того и в пределах окраинных поднятий.

Гранитные массивы обычно имеют сильно удлиненную форму, вытянуты в цепочки и образуют значительные зоны или пояса. «Главный интрузивный пояс» окаймляет Колымский срединный массив с юго-запада и ориентирован в направлении, совпадающем с границами срединного массива, согласно с которыми простираются и складчатые структуры. «Северный интрузивный пояс» (хр. Полоусный и Улахан-Сис) совпадает с северным ограничением срединного массива.

Исследования последнего десятилетия были направлены на выяснение связи магматизма и оруденения с теми или иными структурами. Наиболее принятая точка зрения сводится к тому, что внедрение гранитных массивов совпадает с этапом интенсивной мезозойской складчатости, т. е., что крупные гранитные массивы являются синскладчатыми (Матвеевко, Шаталов, 1958). К. Я. Спрингис (1958) подчеркнул, что массивы гранитов образуют зоны, приуроченные к сочленению мезозойской складчатой области со срединным массивом, т. е. к границе районов различных геотектонических свойств и что эти зоны характеризуются развитием разломов глубокого заложения, к которым тяготеют крупные массивы. В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов в какой-то мере учли в своей работе это положение К. Я. Спрингиса и пришли к следующей характеристике тектонической позиции массивов гранитов. Она определяется «...а) приуроченностью интрузий к верхоянскому терригенному комплексу, в местах наибольшего погружения, связанных с глубинными разломами или структурными швами; б) связью с завершением процессов складкообразования, оказавших влияние на морфологию интрузивов (вытянутые, лентообразные тела), в зависимости от структур верхнего яруса; в) общим гипабиссальным обликом интрузий» (1958, стр. 230).

Приведенные положения этих авторов могут быть приняты лишь в самых общих чертах и требуют значительных уточнений. Для средней части Иньяли-Дебинского синклинория действительно устанавливается приуроченность крупных гранитных массивов к участкам наибольшего погружения верхоянского комплекса, но его юго-восточная часть сечется «Главным интрузивным поясом» под острым углом. Вся северо-западная половина интрузивного пояса (от р. Индигирки, до среднего течения р. Туостях) размещается как в северо-восточном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, так и в Чибагалахском антиклинории и в Тас-Хаях-

тахском окраинном поднятии Колымского срединного массива (Богданов, 1963). Гранитные интрузивы Северного интрузивного пояса размещаются главным образом на границе Полоусненского окраинного поднятия и Полоусненского синклиория (Яблоков, Некрасов, 1961). Приведенные данные вынуждают отказаться от точки зрения Е. Т. Шаталова и В. Г. Матвеевко о размещении крупных интрузивов в наиболее прогнутых участках синклиориев Верхояно-Чукотской складчатой области и считать более правильным, что их размещение контролируется крупными зонами разломов.

Зоны разломов, ограничивающие Колымский срединный массив, с той или иной детальностью описаны в ряде работ и нанесены на многие тектонические карты. При рассмотрении этих карт бросается в глаза, что по мере удаления от срединного массива к центральной части Иньяли-Дебинского синклиория количество разломов, как и количество массивов гранитоидов, резко сокращается. Такая зависимость подтверждает мысль о структурной связи гранитоидных тел не со складчатыми структурами, а с разрывными нарушениями. Наличие крупных вытянутых массивов, одним своим концом расположенных в пределах Тас-Хаятахского окраинного поднятия, а другим в мезозойских толщах (Хадарыньинский, Верхне-Тирехтяхский, Догдинский массивы) также указывает на их тесную связь с разломами, секущими как палеозойские, так и мезозойские складчатые структуры.

Ю. А. Билибин, рассматривая магматизм геосинклинальных областей, выделил начальный, средний и конечный его этапы. В Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, по мнению Ю. А. Билибина, начальный этап выражен очень слабо, а большая часть гранитных тел этого региона относится к среднему этапу. Среди гранитных тел среднего этапа он выделил два комплекса: добатолитовый комплекс малых интрузий и даек и собственно батолитовый — комплекс крупных массивов гранитов и гранодиоритов, вытягивающихся в интрузивные пояса, получивший название колымского. К образованиям конечного этапа Ю. А. Билибин отнес мелкие тела гранитоидов пестрого состава, преимущественно лейкократовые граниты, названные им омсукчанским комплексом. Каждому из этих комплексов, по мнению Ю. А. Билибина, свойственна специфическая металлогения: с комплексом добатолитовых даек связывать золотоносность Северо-Востока, с колымским комплексом — редкометальное (оловянно-вольфрамовое), а с омсукчанским — оловянное оруденение (Билибин, 1937, 1948).

Такое деление гранитоидов и металлогений Северо-Востока СССР до сих пор широко принято среди геологов, работающих в этой области. Наиболее полное отражение и поддержку взглядов Ю. А. Билибина мы находим в работах В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова.

Однако работы ряда авторов однозначно показали, что нет оснований выделять добатолитовый комплекс малых интрузий и даек. Возрастной диапазон их очень широк, и среди них устанавливаются добатолитовые, синбатолитовые и послепатолитовые дайки разного состава (Апельцин, 1957). Эти же выводы подтверждаются данными определения абсолютного возраста пород малых интрузий и даек (Фирсов, 1963; Ненашев, 1965).

Крупные массивы гранитов так называемого колымского комплекса, которые формировались в верхней юре — нижнем мелу, Е. Т. Шаталов и В. Т. Матвеевко, называют батолитовыми телами. Правда, они оговариваются, что эти батолиты не являются батолитами в общем понимании этого термина, т. е. не зарождались на месте, в толще пород верхоянского комплекса путем гранитизации, а образовались из расплавов, проникавших по разломам фундамента, нередко замаскированным мезозойским осадочным чехлом. Тем не менее эти авторы считают, что складчатые структуры «...вливают на размещение интрузивных масс в верхнем

структурном ярусе» (1958, стр. 188). Поскольку простираения складчатых структур и интрузивных тел нередко совпадают, массивы этого комплекса принято выделять в продольные ряды.

Омсукчанский интрузивный комплекс имеет, по мнению Е. Т. Шаталова и В. И. Матвеевко и др., верхнемеловой — палеоценовый возраст. Он образует небольшие тела, вытянутые в виде цепочек и поясов в направлении, секущем складчатые структуры. Размещение массивов этих, так называемых «поперечных» рядов связано с разломами глубинного заложения, вызвавшими в верхнем структурном ярусе образование открытых трещин, полостей и зон интенсивной трещиноватости. Впервые массивы этого комплекса были изучены В. Т. Матвеевко в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области, в Балыгычанском районе, где штоки и лакколитоподобные тела пестрого состава, главным образом лейкократовые граниты, прорывают нижнемеловые континентальные отложения и сеноман-сенонские эффузивы. На этом основании все другие многочисленные тела гранитоидов, слагающие «поперечные» ряды, которые обычно прорывают породы верхоянской толщи, так же относятся к молодому омсукчанскому комплексу.

Ряд работ последних лет (Ненашев, 1965; Яблоков, Иванов, 1964) показал, что как в продольных, так и в поперечных рядах размещаются массивы гранитоидов, абсолютный возраст которых варьирует от 150 до 50 млн лет, и поэтому нельзя говорить о более молодом возрасте гранитоидов поперечных рядов относительно продольных. Более того, в пределах одного крупного массива, сложенного несколькими разновидностями гранитоидов, получены различные определения абсолютного возраста, варьирующие в тех же пределах.

Исходя из приведенных данных, представления Ю. А. Билибина, развиваемые В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым, не подтверждаются и вопросы об условиях размещения и формирования гранитного магматизма Яно-Чукотской складчатой области остаются открытыми. Геологосъемочные работы и тематические исследования, проводившиеся в последние годы силами работников Якутского филиала СО АН СССР, Якутского геологического управления и других организаций, дали новые материалы по стратиграфии осадочных пород, составу, возрасту и форме залегания гранитных интрузий. Личные наблюдения автора, занимавшегося в 1965 и 1966 гг. изучением мезозойских гранитоидов области, излагаются ниже.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

На западной окраине Колымского срединного массива, где автор занимался изучением мезозойских гранитов, выделяются следующие крупные структуры: 1) Тас-Хаяхтахское окраинное поднятие, 2) северо-восточное крыло Иньяли-Дебинского синклиория и 3) наложенный мезозойский Догдинский грабен.

В пределах Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия развиты палеозойские, преимущественно карбонатные отложения. Они образуют сложную глыбово-складчатую структуру, в пределах которой развиты многочисленные разрывы и молодые наложенные грабены мезозойского возраста. Породы палеозоя смяты в складки различной формы. На востоке поднятия развиты брахискладки, крылья которых падают под углами 20—40°, а в ядрах слои лежат почти горизонтально. Вблизи разломов на крыльях складок возникают мелкие складки более высоких порядков; на западе поднятия, вблизи Чималгино-Чибагалахской зоны разломов, породы смяты в узкие линейные складки с углами падения 50—70°.

Северо-восточное крыло Иньяли-Дебинского синклиория в пределах рассматриваемого района западной окраины Колымского срединного

массива сложено верхнетриасовыми, ниже- и среднеюрскими терригенными отложениями верхоянского комплекса (Дубовиков, 1961) и отделено от Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия крупными разломами. Мезозойские породы синклиория дислоцированы не очень интенсивно. Они так же образуют брахиформные складки, которые с приближением к региональному Чималгино-Чибагалахскому разлому переходят в линейные складки, причем углы падения меняются от 35—40° до 80°. Местами складки опрокинуты на юго-запад, а иногда устанавливаются небольшие локальные надвиги (Богданов, 1963).

Догдинский мезозойский грабен протягивается в северо-западном направлении в виде узкой полосы на расстояние около 100 км. Его слагают верхнеюрские толщи, в которых Г. А. Гребенников (1961) выделил три свиты: нижнюю — мукденскую, сложенную эффузивами основного, среднего и кислого состава (миндалекаменные долериты, спилиты, андезиты, кварцевые порфиры и их туфы с редкими прослоями глинистых сланцев); среднюю — эмтанжинскую свиту (конгломераты, песчаники, углисто-глинистые и глинистые сланцы с подчиненными слоями кислых эффузивов и линзами бурых углей); верхнюю — догдинскую свиту (кварцевые порфиры, фельзиты, их туфы и туфолавы, чередующиеся с глинистыми сланцами). Общая мощность верхнеюрской эффузивно-осадочной толщи составляет 2000—2100 м.

Догдинский грабен имеет асимметричное строение. Породы центральной части грабена полого падают на восток под углами 5—10°. На западе, в узких приразломных участках, породы сильно дислоцированы, углы падения слоев увеличиваются до 30—40°, а в узкой южной части грабена до 50—80°. На востоке, вблизи Датнинского разлома нередки складки с крутыми, иногда опрокинутыми крыльями. По мере удаления от разлома, ограничивающего грабен, складчатость затухает.

Восточнее Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия располагается Момо-Зырянская впадина, наложенная на юго-западную часть Колымского срединного массива, выполненная слабодислоцированными верхнеюрскими, нижнемеловыми и кайнозойскими отложениями.

Как уже указывалось, западная окраина Колымского срединного массива рассечена сложной системой региональных разломов, протягивающихся нередко на сотни километров. Самая восточная зона разломов, отделяющая Тас-Хаяхтахское окраинное поднятие от Момо-Зырянской впадины, носит название разлома Улахан и прослеживается на 500—600 км далее к юго-востоку от описываемого района. С запада Тас-Хаяхтахское поднятие ограничено региональной Чималгино-Чибагалахской зоной, которая прослеживается вдоль юго-западной границы Колымского срединного массива более чем на 800 км (Богданов, 1963). Эта зона была заложена еще в палеозойское время, когда вдоль нее происходили внедрения даек основных пород и излияния эффузивов. Датнинский разлом, ограничивающий с востока Догдинский грабен, по-видимому, является крупным ответвлением Чималгино-Чибагалахского разлома, с которым он соединяется в интервале между Догдинским грабеном и Умбинской грабен-синклиналью.

Чималгино-Чибагалахская зона разломов имеет сложное строение и сопровождается системой оперяющихся разломов, которые обычно наклонены на восток или северо-восток, под складчатые структуры Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия. Они имеют крутые углы падения (60—80°), нередко вертикальные, иногда же переходят в небольшие надвиги, по которым палеозойские породы смещаются на юго-запад. В верхнеюрское время по разломам этой зоны и оперяющим ее разрывным нарушениям происходили излияния основных, а затем кислых лав, выполняющих мезозойские грабены, а позже продолжающиеся по ним движения приводили к сильному дроблению и метаморфизму не только палеозойских, но и мезозойских пород. Гранитные массивы «Главного пояса»

размещаются вдоль Чималгино-Чибагалахской зоны разломов на всем ее протяжении.

На западной окраине Колымского срединного массива выходит целый ряд крупных гранитных массивов. Наиболее северный из них, Хада-

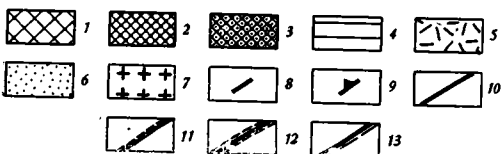
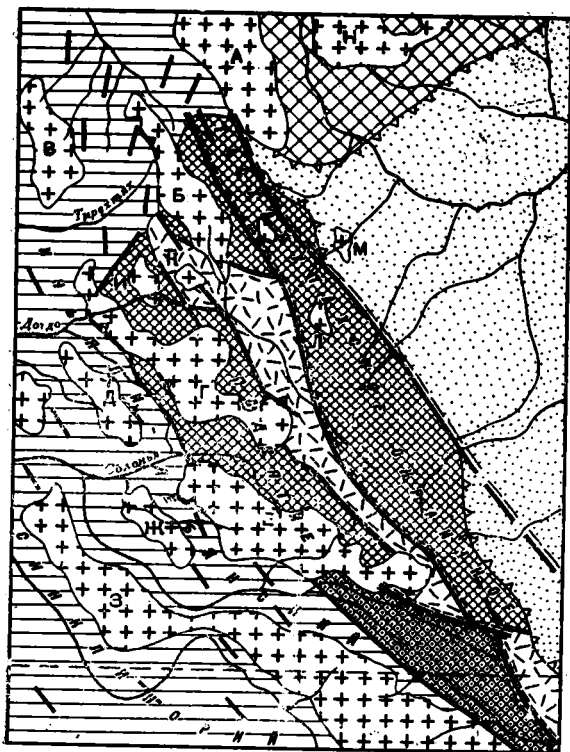


Рис. 1. Схематическая карта западной окраины Колымского срединного массива (по Н. А. Богданову)

1 — докембрийские отложения юго-западной части Полоусенского окраинного поднятия; 2 — палеозойские толща Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия; 3 — палеозойские образования Чибагалахского антиклинория; 4 — средний и верхний триас, нижняя, средняя и отчасти верхняя юра (верхоянский комплекс) Иньяли-Дебинского синклинория; 5 — верхнеюрские эффузивно-осадочные образования Догдинского грабена; 6 — мезо-кайнозойские отложения Момо-Зырянской впадины; 7 — мезозойские гранитоиды; 8 — простираения структур Иньяли-Дебинского синклинория; 9 — направления падения контактов гранитных массивов; 10 — разломы; 11 — Датнинская зона разломов; 12 — Чималгино-Чибагалахская зона разломов; 13 — разлом Улахан.

Буквы на схеме — названия массивов мезозойских гранитов: А — Хадарыньинский, Б — Верхне-Тирехтяхский, В — Нижне-Тирехтяхский, Г — Догдинский, Д — Синекандынский, Е — Туостяхский, Ж — Право-Туостяхский, З — Чибагалахский, И — Кыт-Тасский, К — Керелькенский, Л — Мунилканский, М — Кыра-Суордахский, Н — Селенякский

массива в коренных обнажениях видно, что верхнетриасовые глинистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов падают на восток под углом 35° . По мере приближения к контакту углы падения возрастают и непосредственно около контакта достигают 80° (рис. 2, А). Одновременно

располагающийся севернее Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия, приурочен к северной части разлома Улахан. Верхне-Тирехтяхский массив внедряется по разлому, ограничивающему с запада Догдинский грабен, непосредственное северо-западное продолжение которого, по-видимому, представляет массив. Туостяхский, Догдинский и, может быть, Нижне-Тирехтяхский массивы нанизываются на Чималгино-Чибагалахский разлом, а наиболее крупный Чибагалахский массив, протяженностью более 250 км, вероятно, приурочен к одной из ветвей этой зоны, «замаскированной» мезозойскими отложениями Иньяли-Дебинского синклинория. Кроме перечисленных крупных массивов в районе выходят более мелкие тела гранитов, площадь которых не превышает 30—50 км². К их числу относятся: Тугарыньинский, Кыт-Тасский, Наледный, Керелькенский, Синекандынский и другие (рис. 1).

В полевой сезон 1966 г. автор настоящей статьи провел наблюдения залегания Верхне-Тирехтяхского, Догдинского, Туостяхского, Керелькенского, Кыра-Суордахского и Наледного массивов.

Северо-западная часть Догдинского массива, приуроченного к Чималгино-Чибагалахской зоне разломов, обнажается в среднем течении р. Догдо. Здесь в 2 км по р. Догдо ниже контакта

с увеличением крутизны падения возрастает степень дислоцированности вмещающих сланцев, они очень сильно раздроблены, местами брекчированы и пронизаны тонкими полевошпатовыми прожилками. Сам контакт с гранитами не простой: сначала в сланцах появляются отдельные тонкие, мощностью 0,5—1 см, послойные прожилки мелкозернистого, довольно лейкократового гранита. Затем количество и мощность таких

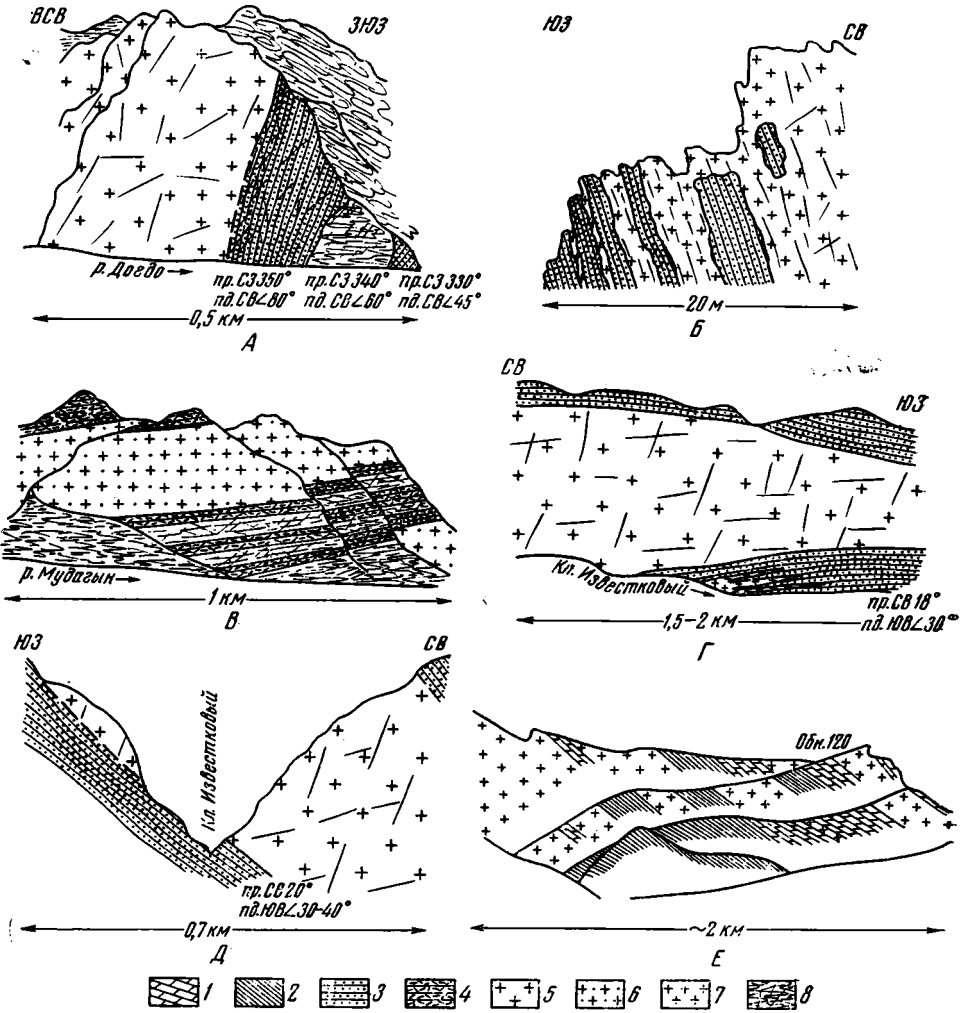


Рис. 2. Зарисовки обнажений, вскрывающих форму гранитных массивов:

А — северо-западный контакт Догдинского массива; Б — деталь северо-западного контакта Догдинского массива; В — залегание гранит-порфиров юго-восточного конца Догдинского массива, Г — северо-западный контакт Верхне-Тирехтяхского массива, залегающий в сланцах триаса, Д — западный контакт средней части Верхне-Тирехтяхского массива, расположенный в палеозойских толщах. 1 — палеозойские известняки и доломиты; 2 — палеозойские известняковые сланцы; 3 — песчано-сланцевые толщи верхоянского комплекса; 4 — верхнеюрская эффузивно-осадочная толща Догдинского грабена; 5 — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 — лейкократовые мелкозернистые граниты; 7 — осипы

прожилков увеличивается и, наконец, идет крупное тело гранитного массива, в котором содержится большое количество ксенолитов, сохраняющих ориентировку вмещающих сланцев (рис. 2, Б). По мере углубления в тело массива количество ксенолитов уменьшается, а породы массива приобретают состав среднезернистых гранитов.

Юго-восточный конец того же Догдинского массива, как наблюдается на водоразделе между р. Догдо и р. Солоньей, залегает совершенно в иных условиях. Эта часть массива размещается в эффузивной верхнеюрской толще Догдинского грабена, залегающей здесь полого, с углами падения не более 15—20°. Между отдельными пластами эффузивной толщи или между различными ее пачками залегают пластовые залежи гранит-порфиры (рис. 2, В), содержащие переменное количество вкрапленников полевых шпатов и кварца, достигающих 1 см в поперечнике. Тонкозернистая основная масса этих пород обычно полностью раскристаллизована и имеет размер зерен 0,02—0,05 мм. Нередко в гранит-порфирах содержатся ксенолиты эффузивов, вмещающих пластовые залежи. Судя по многочисленным свалам, сносимым временными потоками с крутых западных вершин, переход от таких гранит-порфиров к мелкозернистым биотит-рогообманковым гранитам Догдинского массива постепенный. Он происходит путем увеличения количества порфировых вкрапленников, которые скопляются в участки сначала 2—3 см в поперечнике, а затем сливаются и дают почти равномернозернистую породу, в которой иногда в интерстициях между зернами сохраняются участки тонкозернистой массы.

Таким образом, гранит-порфиры описанной пластовой залежи представляют собой краевую часть крупного Догдинского гранитного массива, проникшую в верхнеюрские эффузивы по межпластовым плоскостям. Подобные же наблюдения были сделаны Л. К. Дубовиковым, работавшим в районе водораздела р. Догдо — р. Солоньи несколько западнее и установившим в несколько более западной части Догдинского массива, что граниты почти горизонтально лежат на палеозойских породах и притоки этих рек (Улахан-Саала и Куччугуй-Саала) размывают всю толщу пластовой залежи, сложенной неравномерно-зернистыми гранодиоритами и гранитами. В соседнем Синекандинском массиве тот же автор наблюдал падение вмещающих пород под граниты, что так же указывает на форму этого массива, сходную с формой Догдинского.

Подобную же форму имеет и Верхне-Тирехтяхский массив. Северо-западная половина этого крупного массива залегает в песчано-сланцевой толще верхнего триаса и нижней юры, тогда как его значительная часть размещается в палеозойских карбонатных породах, Тас-Хаяхтаского поднятия. В верховье р. Тирехтях, в ключе Известковом, верхнетриасовые песчаники и сланцы падают на юго-восток под углами 30—40°. Согласно с ними залегает тело гранитов, причем в урезе воды ключа Известкового в коренных выходах обнажается контакт ороговикованной слоистой толщи верхнего триаса со среднезернистыми биотитовыми гранитами. Эти граниты в коренных выходах, перемежающихся со свалами крупных глыб, слагают весь склон ручья, а наверху склона (высотой 250—300 м) выходят сильно раздробленные песчано-сланцевые породы той же мезозойской толщи. В русле ручья в верхнетриасовых сланцах выходит небольшое пластовое сложно разветвленное тело мелкозернистых лейкократовых гранитов. Выше по течению ложе ключа уже проложено в теле массива гранитов (рис. 2, Г; 2, Д), но в верхней части склона залегают сланцы, хорошо отличимые от гранитов по темно-бурой окраске, и образующие местами узкие каменные потоки мелкой щебенки, сносимой временными водотоками. По-видимому, эти сланцы верхней части склона слагают крупный ксенолит, зажатый в теле Верхне-Тирехтяхского массива.

В 10—12 км южнее описанного участка, в верховье р. Керел, Верхне-Тирехтяхский массив залегает в палеозойских породах, представленных известковыми сланцами и доломитовыми известняками, превращенными в мраморы. Здесь западный контакт массива более сложный, он образует серию пологих пластовых тел гранитов, между которыми зажаты пачки сланцев и мраморов с небольшими гнездами скарнов, образующихся, как

правило, в всяких контактах гранитных тел (рис. 2, E). Восточнее пачки мраморов и сланцев встречаются все реже и мельче, а затем идет сплошной гранитный массив, дающий скальные вершины.

Подобные же наблюдения были сделаны К. В. Яблоковым на том же западном контакте Верхне-Тирехтяжского массива. В вертикальном обнажении в верховье р. Белны он наблюдал, как одна из апофиз этого массива в виде крутозалегающего тела достигает пологой поверхности контакта между двумя толщами, а затем подворачивается по этой поверхности в форме пологой межпластовой залежи.

Приведенные описания характера залегания гранитных массивов в том или ином виде повторяются и в других массивах: на Туостяхском, Наледном, Кыра-Суурдахском и других. Интересно отметить, что К. В. Яблоков и И. Я. Некрасов описали условия залегания массива Улахан-Сис в восточной части Полоусненского окраинного поднятия (Северный интрузивный пояс). Массив Улахан-Сис, по их данным, «...представляет мощную межформационную залежь, или гарполит, корень которой, возможно, уходит в ослабленную зону, проходящую вдоль границы Колымского срединного массива» (1961, стр. 64).

Из кратко изложенного материала, видно, что гранитные массивы западной окраины Колымского массива не являются батолитами, а представляют собой типичные трещинные тела, проникающие к месту своего становления по крутым разрывным нарушениям, оперяющим крупные зоны разломов и обычно наклоненным на северо-восток, в сторону Колымского срединного массива. Реже они проникают по самим этим зонам, но размещаются по пологим межформационным или межпластовым плоскостям. Такой характер размещения гранитов приводит к тому, что выходы их на данном эрозийном срезе имеют площадь до 1000 км² и даже более. Это создает впечатление огромной мощности гранитного магматизма, тогда как по существу количество поступавшего гранитного материала не было настолько велико.

СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Вещественный состав пород всех массивов в общем удивительно выдержан и постоянен. Отклонения безусловно имеют место в различных локальных участках, но обычно удается проследить, как на довольно коротком интервале происходит уравнивание состава. Массивы представлены двумя главными группами пород: 1) биотит-роговообманковыми или биотитовыми гранодиоритами и гранитами и 2) лейкократовыми гранитами аплитового и аляскитового облика.

В первой группе пород, преобладающих в массивах, прослеживаются постепенные переходы от более основных разновидностей к более кислым в направлении от периферии к центральным частям. Наиболее основные разновидности представлены кварцевыми диоритами, содержащими более 50% плагиоклаза, до 30% цветных минералов (роговой обманки, биотита и иногда пироксена), около 10% калинатрового полевого шпата и 5—10% кварца. Выходы кварцевых диоритов имеют очень ограниченное распространение и без каких-либо видимых границ переходят в гранодиориты, содержащие цветных минералов не более 15—20% и большее количество кварца. В целом гранодиориты слагают периферические части массивов, однако нередко непосредственно в контакте с вмещающими толщами залегают мелкозернистые лейкократовые граниты типа аляскистов, по-видимому более молодые по возрасту, внедрявшиеся в более позднюю фазу. Постепенный переход от гранодиоритов к гранитам осуществляется за счет возрастания содержания кварца и калинатрового полевого шпата, раскисления плагиоклаза и уменьшения количества цветных минералов, при исчезновении пироксена, а затем и роговой обманки. Интересны соотношения минералов полевошпатовой части по-

роды; иногда в гранитах содержится калинатрового полевого шпата не более 10%, и порода может быть названа плагногранитом, однако на коротком интервале происходит значительное обогащение калинатровым полевым шпагом, достигающим 30—35% объема породы.

Краевые части гранитных массивов в большинстве случаев, обогащенные ксенолитами самых различных размеров, от крупных блоков, сохраняющих элементы залегания вмещающих пород и превращенных в роговики, до мелких (несколько сантиметров в поперечнике) округлых, сильно переработанных ксенолитов, имеющих облик, сходный с интрузивными породами более основного состава. Быстрые переходы от основных к более кислым разновидностям гранитного ряда прослеживаются в тех участках, где количество ксенолитов наибольшее. В тех случаях, когда массив залегает в палеозойских карбонатных породах, встречаются ксенолиты, превращенные в магнезиальные скарны, совершенно аналогичные скарнам экзоконтактной зоны. Нередко скарны ксенолитов имеют мономинеральный диоксидовый состав, характерный для магматического замещения доломитов гранитной магмой. К диоксиду примешивается небольшое количество граната, биотита, плагиоклаза и иногда калинатрового полевого шпата.

Присутствие в некоторых гранодиоритах и гранодиорит-порфирах пироксена состава диоксид-авгита, по-видимому, объясняется усваиванием гранитами доломитсодержащих пород карбонатной толщи. Однако в целом по массивам пироксен встречается не часто и обычно сохраняется в виде мелких реликтовых зерен, окруженных роговой обманкой и биотитом.

Роговообманковые граниты и гранодиориты развиты значительно шире, но и в них, как правило, роговая обманка замещается биотитом, который постепенно ее полностью вытесняет.

Непостоянен также и состав плагиоклаза, очень часто образующего зональные кристаллы. В более основных разновидностях центральные части таких кристаллов имеют состав андезина или основного андезина (Пл₄₀₋₄₅), а периферические зоны — олигоклаз-андезина (Пл₃₀₋₃₅), в гранитах ядра зональных кристаллов принадлежат олигоклаз-андезину, а периферические — олигоклазу (Пл₂₀₋₂₅).

Среди пород, слагающих гранитоидные массивы, нередко развиты порфиридные структуры, а маломощные пластообразные тела сложены разновидностями порфиривого сложения, например, на водоразделе р. Догдо — р. Солонья. Порфиридные выделения среднезернистых гранитов представлены плагиоклазом и калинатровым полевым шпатом, причем последний, образуясь несколько позже, обрастает плагиоклаз и дает неправильные зерна монцонитовой структуры. В гранодиоритах порфиридные выделения принадлежат только плагиоклазу, а калинатровый полевой шпат и кварц полагают более мелкозернистую основную массу. Кварц образует вкрапленники только в порфиривых разностях в виде типичных для кислых порфиривых пород округлых, оплавленных и проплавленных кристаллов. Калинатровый полевой шпат обычно нерешетчатый, лишь изредка несет микроклиновую решетку, часто имеет тонкие пертитовые прорастания. Цветные минералы — роговая обманка и биотит не образуют крупных порфиривых выделений, но их размеры несколько более крупные, чем зерна основной массы. Как правило, они частично или полностью замещаются хлоритом или хлоритом с эпидотом и рудным минералом.

Основная масса как хорошо раскристаллизованных порфиридных, так и порфиривых разновидностей представлена кварцем, кислым плагиоклазом (олигоклазом или альбит-олигоклазом) и калинатровым полевым шпатом. Размеры зерен этих минералов варьируют от 3—5 мм до 0,1—0,3 мм. Структуры пород массивов также довольно разнообразны: в средне- и крупнозернистых разностях обычно гипидиоморфнозерни

стая, местами монзонитовая структура, а в тонко- и мелкозернистых — микроаплитовая, редко микрогранофировая.

Породы второй, более молодой группы в изученных массивах встречаются значительно реже. Они представлены лейкократовыми аляскитовыми и аплитовидными мелкозернистыми гранитами, почти не содержа-

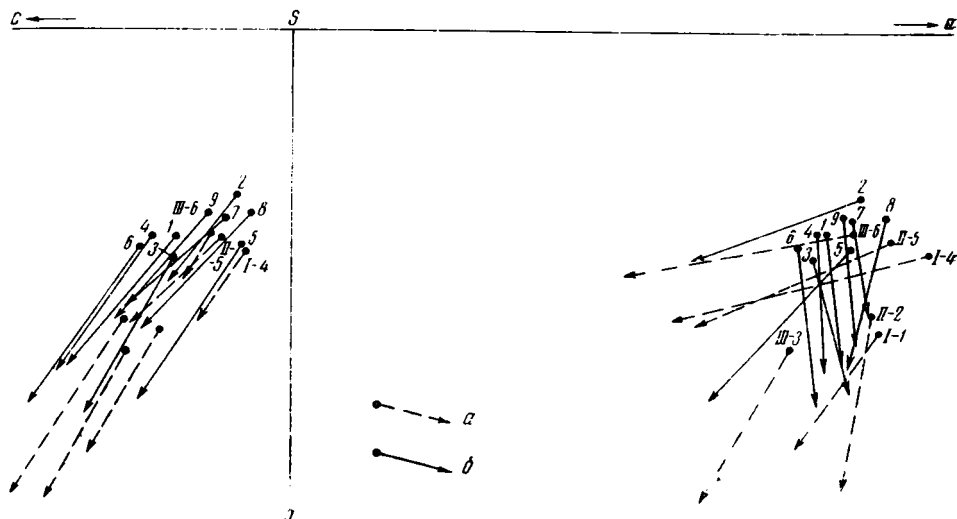


Рис. 3. Средние составы гранитоидов:

a — крупных массивов юго-западной и западной окраин Колымского срединного массива № 1—3 — по району в целом; № 4—6 — по западной окраине, № 7—9 — по юго-западной окраине («Главный интрузивный пояс»), *b* — гранитоиды сводового поднятия Станового хребта (средние составы см. в статье Т. В. Молчановой, 1964; № отвечает порядковому номеру в таблице анализов, приведенной на стр. 20)

щими цветных минералов. Эти породы состоят из кислого плагиоклаза (Пл₁₂₋₁₅), калинатрового полевого шпата и кварца. На них, так же как и на породы первой группы, иногда накладываются более поздние, послемагматические минералы, к числу которых относятся зеленый мелкочешуйчатый биотит, мусковит, кварц и рудные минералы. По-видимому, породы этой группы представляют собой вторую фазу внедрения гранитного материала. Нередко аляскитовые и аплитовидные граниты залегают внутри крупного массива и имеют с биотитовыми гранитами интрузивные взаимоотношения. К сожалению, пока нет данных определения абсолютного возраста для пород обеих групп, взятых из одного массива, которые могли бы подтвердить последовательность образования этих двух групп.

Сравнение химических составов всех гранитоидных пород района показывает, что они хорошо укладываются в интервал средних составов между кварцевыми диоритами и аляскитами, отличаясь от средних составов небольшим пересыщением глиноземом не только самых кислых членов ряда (аляскитов), но и некоторых гранитов и гранодиоритов. В общих чертах устанавливается, что в гранитах, залегающих среди палеозойских пород Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия, имеющих карбонатный состав, не наблюдается пересыщения глиноземом, тогда как для гранитов, залегающих в терригенных породах верхоянского комплекса, характерно довольно значительное пересыщение им.

Пересчитанные средние химические составы имеющихся анализов гранитов (табл. и рис. 3), слагающих крупные массивы (49 анализов) Яно-Колымского района, показывают, что в целом по этому региону граниты характеризуются весьма высокой кислотностью и не отличаются той повышенной глиноземистостью, которая выявлялась в отдель-

Средние составы гранитоидов крупных мезозойских массивов Верхояно-Колымской складчатой области

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Числовые характеристики, по А. Н. Заврицкому									
											S	a	c	b	a'	f'	m'	c'	a/c	Q
1. Среднее по области (из 49 анализов)	70,89	0,30	13,68	0,85	2,36	0,05	0,94	2,40	3,28	3,88	79,6	12,7	2,7	4,9	—	64	32	4	4,7	+31,3
2. Лейкократовые граниты (среднее из 9 анализов)	74,58	0,11	13,76	0,63	1,31	0,02	0,47	1,03	3,38	4,51	81,2	13,5	1,3	4,0	42	42	16	—	10,4	+34,1
3. Граниты и гранодиориты (из 40 анализов)	70,06	0,34	13,57	0,89	2,59	0,06	1,04	2,70	3,26	3,72	79,3	12,4	2,8	5,5	—	60	32	8	4,4	+31,0
4. Среднее по западной окраине Колымского массива (из 34 анализов)	70,26	0,34	14,08	0,87	2,44	0,05	0,97	2,75	3,25	3,49	79,6	12,2	3,3	4,9	—	64	34	2	3,7	+31,5
5. Лейкократовые граниты (среднее из 6 анализов)	75,50	0,12	13,37	0,58	1,03	0,03	0,24	0,95	3,59	4,01	80,4	13,3	1,1	5,2	35	27	38	—	12,1	+33,1
6. Граниты и гранодиориты (из 28 анализов)	69,13	0,38	14,24	0,92	2,74	0,06	1,13	3,14	3,17	3,38	79,2	12,0	3,6	5,2	—	57	38	5	3,3	+30,8
7. Среднее по ю.-з. окраине Колымского массива (из 15 анализов)	72,33	0,21	12,94	0,80	2,25	0,05	0,87	1,59	3,09	4,70	80,5	13,3	1,7	4,5	—	63	32	5	7,8	+32,7
8. Лейкократовые граниты (среднее из 3 анализов)	72,71	0,10	13,25	0,75	1,88	0,02	0,95	1,19	3,02	5,51	80,0	14,1	1,4	4,5	9	54	37	—	10,0	+32,8
9. Граниты и гранодиориты (из 12 анализов)	72,23	0,24	12,87	0,81	2,34	0,06	0,85	1,69	3,09	4,49	80,6	13,0	1,9	4,5	—	66	31	3	6,8	+33,1

ных анализах гранитов западной окраины Колымского срединного массива. Высокоглиноземистыми являются лишь лейкократовые и аляскитовые граниты, что вполне отвечает среднему составу аляскитов по Дэли. По соотношению щелочей устанавливается, что граниты довольно богаты K_2O . Коэффициент кислотности «Q» для средних пересчитанных составов колеблется от +30,8 до +34,1, т. е. отвечает на более кислым разновидностям гранита.

В настоящем кратком изложении невозможно более полно рассмотреть вопросы петрохимии, тем более, что работа Н. И. Ненашева (1965) уже посвящена этим проблемам. В ней приводится большое количество различных анализов и даются интересные выводы, однако не все они звучат убедительно. С одним из существенных выводов автора невозможно согласиться: основываясь на работе В. А. Кутолина (1964), утверждающего, что граниты, являющиеся производными базальтовой магмы, обогащены глиноземом, Н. И. Ненашев приходит к выводу, что «1) ...гранитные породы в исследуемом регионе в одних случаях связаны с базальтовой магмой, а в других — с гранитной (батолитовый тип). 2) Гранитоиды «базальтоидного» происхождения пространственно тяготеют к пограничной зоне складчатой области с Колымским срединным массивом...» (1965, стр. 88). Такой вывод кажется совершенно неожиданным, поскольку, во-первых, те и другие разности нередко встречаются в пределах одного массива, а, во-вторых, во всей мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области не обнаружено достаточно мощных проявлений основного магматизма, дифференциатами которого могли бы являться такие крупные массивы гранитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из всего изложенного, можно сделать следующие выводы. Мощный гранитный магматизм окраинных частей Колымского срединного массива проявлялся в течение длительного периода, на протяжении около 100 млн лет — от средней юры до палеогена (150—50 млн лет). Главная масса гранитов (143—145 млн лет) образовалась после завершения основной мезозойской складчатости и заложения наложенных грабенообразных впадин, т. е. по времени своего формирования они могут быть отнесены к гранитам позднеорогенного этапа. Крупные массивы гранитоидов имеют обычно не батолитовую, а пластообразную форму, благодаря чему дают огромные площади выходов, создающих впечатление о большем масштабе развития мезозойского гранитного магматизма. Поступление магматического материала шло по крупным разломам с крутыми углами падения, направленными в сторону Колымского срединного массива. Размещение магматического материала происходило по более пологим межформационным или межпластовым плоскостям, которые приоткрывались при образовании крупных разломов. Отсутствие сколько-нибудь значительной дополнительной складчатости, связанной с внедрением крупных гранитных тел, и наличие ксенолитов, сохранивших ориентировку вмещающих пород, говорит о том, что формирование массивов происходило *in situ* путем магматического замещения вмещающих пород. На это же указывает образование в экзоконтакте, например, Верхне-Тирехтяжского массива, типичных магнезиальных скарнов, характерных для магматического замещения карбонатных толщ. Судя по небольшим отклонениям от гранитного состава пород эндоконтактов и весьма слабому развитию пород повышенной щелочности, можно считать, что при магматическом замещении инфильтрационный ход процессов преобладал над диффузионным.

Таким образом, гранитные массивы рассматриваемого региона являются типичными трещинными телами, время образования которых совпадает с периодом интенсивного развития разрывных нарушений. По

этим разломам шло поступление магматических растворов из какого-то первичного гранитного магматического очага, находившегося, вероятно, на значительной глубине. Наиболее кислый состав поздних аляскитовых гранитов указывает на наличие процессов дифференциации в этом очаге. Изложенный материал и полученные выводы позволяют сравнивать мезозойский гранитный магматизм западной части Верхояно-Чукотской складчатой области с внегеосинклинальным гранитным магматизмом сводового поднятия Станового хребта. Кроме совпадения во времени их проявления, устанавливается сходство и в форме гранитных массивов. Крупные массивы гранитоидов сводового поднятия Станового хребта так же часто имеют пластообразную форму, близкую к горизонтальной, благодаря которой выходы их на дневную поверхность дают площади до 5000 км². Эти массивы представляют собой типичные трещинные тела, формировавшиеся в период, оторванный от времени складчатости основания более чем на 1 млрд лет (Молчанова, 1964).

Образование этих массивов происходило путем магматического замещения вмещающих метаморфических толщ протерозоя под воздействием поступавших магматических растворов гранитного состава из магматического очага, располагавшегося на глубине. К сожалению, отсутствуют геологические данные, позволяющие судить, какие именно структуры были ими использованы при формировании пологозалегающих тел. Возможно, такие пологие трещины развиваются в жестких метаморфических толщах в процессе роста сводового поднятия. Таким образом, несмотря на весьма крупные различия в структурных позициях двух рассматриваемых районов, в условиях образования и размещения гранитных массивов имеется достаточно много общего. Общность выражается и во внешнем облике пород, а также в их петрографическом и петрохимическом сходстве (см. рис. 3). Как и породы западной части Верхояно-Чукотской складчатой области, гранитоиды сводового поднятия Станового хребта характеризуются высокой кислотностью, хотя в гранитах сводового поднятия она несколько ниже — коэффициент кислотности «Q» в гранитах Станового хребта варьирует от +20,3 до +33,5, а в Колымском районе от +31,0 до 34,1. В Становом хребте более четко выражено различие между гранитами первой и второй фаз, а соотношение щелочей (Na₂O/K₂O) очень близко и углы наклона векторов левой части диаграммы А. Н. Заварицкого совпадают для обоих районов.

Приведенное краткое сравнение состава и условий формирования гранитных массивов столь различных районов позволяет предполагать существование какой-то более глубокой связи между ними. Возможно, она заключается в том, что одни и те же причины одновременно привели к формированию гранитных магматических очагов в глубоких частях сиалического слоя земной коры, имевших в том и другом случае сходный состав.

Литература

- Апельцин Ф. Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Тр. ВНИИ-1, раздел геология, вып. 32, Магадан, 1957.
- Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока. Проблемы сов. геологии, т. VII, № 5—6, 1937.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1948.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Тр. Геол. ин-та, вып. 99, Изд-во АН СССР, 1963.
- Гребенников Г. А. Стратиграфия верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи северо-западной части Колымского срединного массива. Тезисы докл. совещ. по разработке стратигр. схем Якутской АССР, Госгеолтехиздат, 1961.
- Дубовиков Л. К. Схема стратиграфии мезозойских отложений Тас-Хаяхтаха. Тезисы докл. совещ. по разработке стратигр. схем Якутской АССР, Госгеолтехиздат, 1961.

- Кутюлин В. А. Петрографические особенности кислых производных базальтовой магмы. Геология и геофизика, № 2, 1964.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I, Изд-во АН СССР, 1958.
- Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1964.
- Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. В кн. «Тектоника СССР», т. V, Изд-во АН СССР, 1960.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой зоны. Изд-во АН ЛатвССР, 1958.
- Фирсов Л. В. О некоторых вопросах рудной золотоносности Яно-Колымского складчатого пояса. В кн. «Геология и металлогения Сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса», Изд-во АН СССР, 1963.
- Яблоков К. В., Некрасов И. Я. О геологическом строении хребта Улахан-Сис. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1961.
- Яблоков К. В., Иванов И. В. Об абсолютном возрасте некоторых мезозойских гранитоидов на северо-западном обрамлении Колымского срединного массива. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
11 апреля 1967 г.

T. V. MOLCHANOVA

**STRUCTURAL POSITION OF MESOZOIC GRANITES
IN THE WESTERN PERIPHERY OF THE KOLYMA MEDIAN MASS**

Mesozoic granites of the western margin of the Kolyma median mass form large gently dipping interformational and imbedded bodies. The magmatic material was supplied along major faults which separate the median mass from the Mesozoic orogenic zone, cut folded structures and outline superimposed depressions. This shows that the formation of the granites took place in a late orogenic stage and is not related to the folding. There is established a similarity, in terms of time of formation, mode of occurrence and rock composition, between the granitic massifs of the Mesozoic orogenic zone and the massifs of out-of-geosyncline granites of the Stanovoy Range arched uplift. This suggests deep relations between these massifs, which appears to be the result of a single cause that had led to a simultaneous formation of magmatic granitic chambers in the areas of so different a structure.

Geological Institute
Academy of Sciences of USSR

УДК 551.244(282.252.1)

Э. Н. ЛИШНЕВСКИЙ

О СТРОЕНИИ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА
НИЖНЕЗЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ

До недавнего времени Зейско-Буреинская депрессия (синеклиза) считалась платформенной структурой, осадочный, полого залегающий чехол которой, сформированный рыхлыми верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями, непосредственно перекрывает складчатое домезозойское основание. Однако геофизические и буровые работы последних лет показали, что под чехлом платформенных отложений залегают дислоцированные, но слабоуплотненные эффузивно-осадочные породы верхнеюрско-нижнемелового возраста. В южной части депрессии они выполняют погребенную Нижнезейскую впадину, характеризующуюся блоковым строением фундамента.

На основе комплексной интерпретации геологических, буровых и геофизических данных предлагается структурная схема поверхности фундамента Нижнезейской впадины с сечением основных стратозогипс через 500 м. На этой схеме выделяются Приамурская зона кулисообразно расположенных поднятий и прогибов, Зейско-Селемджинская и Притуранская зоны преимущественно глубокого залегания фундамента и центральная Завитинско-Майкурская зона преимущественно приподнятого залегания фундамента. Более 40 прогибов и поднятий, выделенных в пределах этих зон, ориентированы в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. В наиболее погруженных участках фундамент залегаёт на глубине 2—3 км, в то время как вершины многих поднятий располагаются на глубинах, не превышающих нескольких сотен метров. По особенностям состава, строения и тектонической позиции верхнеюрско-меловые отложения Нижнезейской впадины являются аналогами нижнего структурного подъяруса чехла молодых платформ.

Еще до недавнего времени Зейско-Буреинская депрессия (синеклиза) считалась платформенной структурой, осадочный, полого залегающий чехол которой, сформированный рыхлыми верхнемеловыми (цагаянскими) и кайнозойскими отложениями, непосредственно перекрывает складчатое домезозойское основание. Расхождения во взглядах различных исследователей касались, главным образом, возраста ее фундамента. П. Н. Кропоткин (1954) включал ее в состав Зейско-Буреинской плиты, которую считал северным выступом Китайской платформы, а В. В. Онихимовский (1960) относил к Амурской платформе, сформировавшейся на палеозойском основании. М. С. Нагибина (1958) отмечала, что «на северо-западном склоне Буреинского массива и герцинских структурах Зее-Селемджинского междуречья располагается широкий пологий Зейско-Буреинский прогиб типа платформенной синеклизы, выполненный рыхлыми отложениями цагаанской серии».

Другие исследователи считали, что под чехлом платформенных образований залегают отложения среднего или раннего мезозоя. Так, В. Г. Васильев, В. Т. Вебер и М. М. Мандельбаум (1957), основываясь на анализе электроразведочных материалов, выделяли в основании депрессии ряд прогибов, выполненных нижнемеловыми отложениями. Последние по формационному составу и степени дислоцированности относились к образованиям, промежуточным между геосинклинальными и платформенными.

Как известно, подобного рода образования широко развиты на Дальнем Востоке, где они выполняют прогибы, которые М. С. Нагибина (1963)

относит к структурам так называемой восточноазиатской группы. Л. И. Красный (1960) под чехлом горизонтально залегающих неогеновых отложений Зейско-Буреинского междуречья выделял Нижнезейскую межгорную впадину, которую рассматривал как юго-восточное окончание Амуро-Зейского геосинклинального верхнеюрско-нижнемелового прогиба.

Проведенные, начиная с 1960 г., в пределах Зейско-Буреинской депрессии буровые и геофизические исследования, связанные с решением проблемы ее нефтегазоносности, существенно расширили представления о ее глубинном строении и подтвердили в принципе точку зрения В. Г. Васильева и др. (1957). Данные о составе и возрастном расчленении отложений, погребенных под чехлом платформенных образований, а также о структуре поверхности домезозойского фундамента депрессии были освещены в работах И. Н. Сулимова, В. Г. Трачука, К. П. Караванова, В. С. Волхонина, Э. Н. Лишневого, В. Б. Оленина, А. Ан. Трофимука, А. А. Тимофеева, В. И. Блюменцвайга, В. И. Михалевского, Г. Н. Ткачева, И. Ф. Горбачева, Н. Н. Серкина, Г. Л. Бернштейна, Г. В. Крупской, Б. Е. Щербаковой, П. П. Степанова, А. П. Железновой и других геологов и геофизиков. Основные результаты более чем пятилетнего изучения стратиграфии и литологии вскрытых скважинами мезозойских отложений депрессии нашли отражение в статье И. Ф. Горбачева и А. А. Тимофеева (1965). Одна из наиболее полных схем тектоники поверхности домезозойского фундамента депрессии была опубликована в 1964 г. (Волхонин, Лишневицкий, Степанов). Важное значение имели также работы Г. Л. Бернштейна и Г. В. Крупской (1964) и А. П. Железновой (1964), в которых подробно рассматривалась структура поверхности фундамента юго-западной и южной частей депрессии.

На основании материалов, изложенных в работах всех указанных выше авторов, глубинное строение Зейско-Буреинской депрессии в настоящее время может быть представлено следующим образом.

Нижний структурный ярус (фундамент) депрессии сложен в значительной степени гранитоидами, в основном палеозойского возраста и различными по составу метаморфическими толщами докембрия, нижнего и среднего палеозоя. Об этих породах можно судить по их выходам в прибрежных частях депрессии и на основании материалов бурения. Гранитоиды, судя по данным скважин, широко распространены в юго-восточной части депрессии, в районах, примыкающих к Буреинскому кристаллическому массиву. Метаморфические толщи, наряду с гранитоидами, встречаются в центральных, западных и северных районах депрессии. Здесь они формируют сложно построенные антиклинорные и синклинорные структуры, подробно описанные М. С. Нагибиной (1963).

К отложениям среднего структурного яруса относятся верхнеюрские, нижнемеловые и, по-видимому, верхнемеловые отложения. Они распространены по площади неравномерно. В северо-западной части депрессии верхнеюрско-нижнемеловые, интенсивно дислоцированные образования формируют крупную зону прогибания, известную под названием Амуро-Зейской впадины (прогиба). Особенности состава и строения этих образований, обнажающихся из-под покрова кайнозойских отложений в районе среднего течения р. Зеи, в Усть-Депском районе и на некоторых других участках, описаны М. С. Нагибиной (1963).

Другая зона прогибания располагается в южной половине депрессии и выделяется под названием Нижнезейской впадины. Амуро-Зейская и Нижнезейская впадины разделяются Амуро-Мамыньским выступом палеозойского фундамента, большая часть которого перекрыта кайнозойскими отложениями платформенного чехла депрессии. В пределах южной оконечности Амуро-Зейской и особенно в Нижнезейской впадине в свою очередь намечаются погруженные и приподнятые участки домезозойского

основания, которые выделяются соответственно под названием прогибов и поднятий (Волхонин, Лишнеvский, Степанов, 1964).

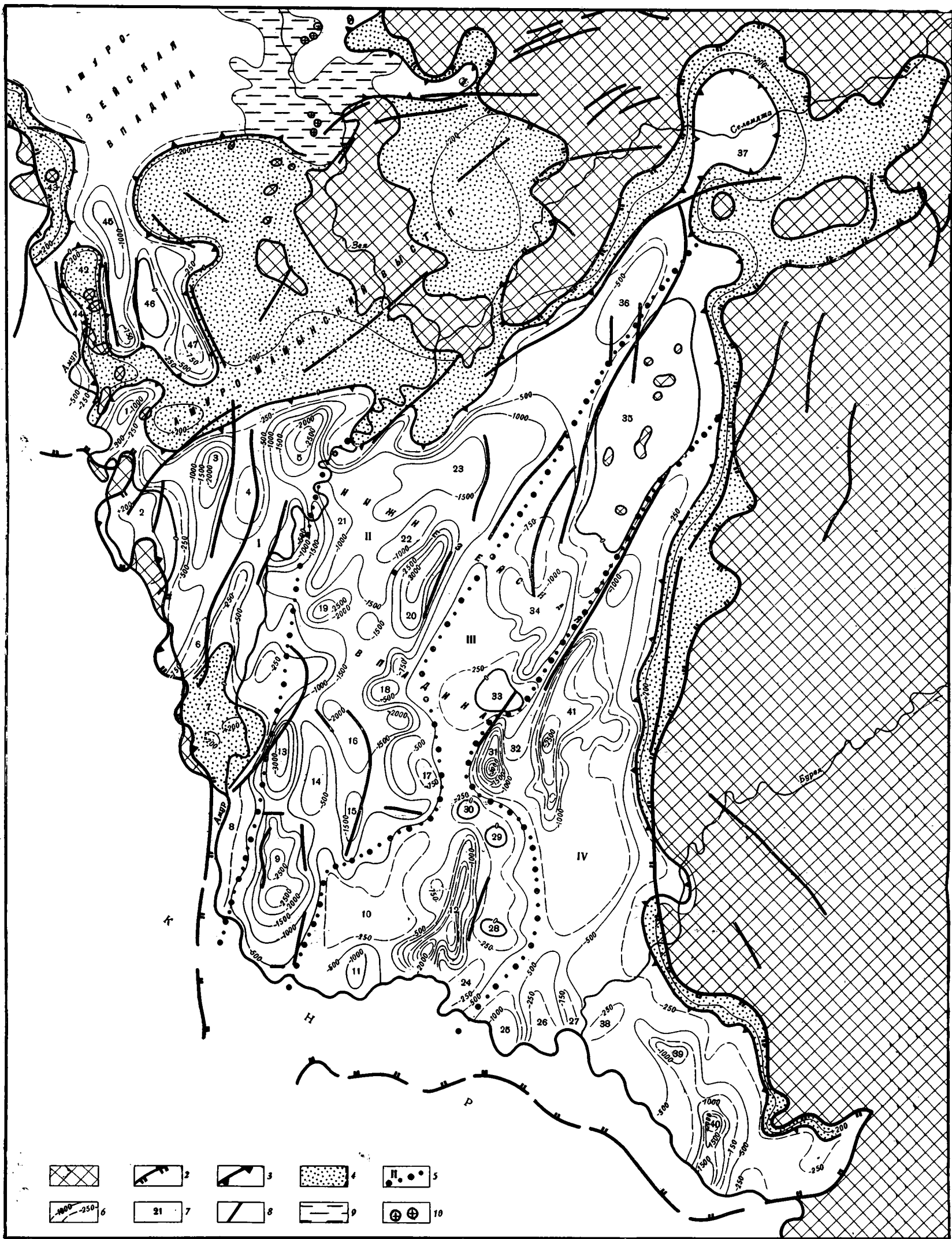
Отложения среднего структурного яруса в Нижнезейской впадине, по имеющимся в настоящее время буровым и геофизическим данным, можно подразделить на три структурных подъяруса. Отложения первого (нижнего) подъяруса, по возрасту относимые к верхней юре — валанжину, залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности домезозойского фундамента и заполняют наиболее погруженные участки впадины. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, обогащенными углем и содержащими прослой эффузивов. Судя по керну скважин, отложения интенсивно дислоцированы, углы наклона слоев достигают 45° . Максимальная вертикальная мощность отложений достигает, по-видимому, 1500 м.

Отложения второго структурного подъяруса, по последним данным (Горбачев, Тимофеев, 1965), охватывают возрастную интервал от готерива до нижнего альба. Они с угловым несогласием залегают на верхнеюрско-валанжинских отложениях или, на склонах поднятий, непосредственно на домезозойском фундаменте. Различные авторы выделяют эти отложения под названием томской, климоуцевской или поярковской свит. По составу — это песчано-глинистые породы, содержащие прослой лав, лавобрекчий, пепловых туфов и бурого угля. Отложения второго подъяруса дислоцированы в сравнительно пологие складки с наклоном крыльев до $15\text{--}25^\circ$. Мощность этих отложений достигает 700—800 м.

К третьему структурному подъярусу относятся терригенные отложения завитинской (верхний альб-сеноман), цагайской (сенон-дат) и кивдинской (палеоцен) свит, которые, по имеющимся буровым и сейсморазведочным данным, залегают между собой согласно. В то же время между завитинской свитой и подстилающими породами готерива — нижнего альба устанавливается угловое несогласие, которое фиксируется как при корреляции разрезов скважин (Лишнеvский, Степанов, 1963), так и на сейсмических профилях (Бернштейн, Крупская, 1964). Отложения третьего структурного подъяруса распространены почти по всей территории Нижнезейской впадины, причем они перекрывают сводовые части подавляющего большинства поднятий поверхности фундамента. Наклоны крыльев складок в этих отложениях невелики и обычно не превышают $10\text{--}15^\circ$. Максимальная мощность отложений третьего структурного подъяруса достигает 1000 м.

Наконец, верхний структурный ярус (платформенный чехол) Зейско-Буреинской депрессии образуют рыхлые песчано-глинистые отложения кайнозойского возраста (олигоцен-плейстоцен), залегающие практически горизонтально; мощность их не превышает 200—300 м. Кайнозойские отложения с размывом залегают на всех более древних образованиях, в том числе и на цагайских. По контуру этих отложений и проводится обычно граница Зейско-Буреинской депрессии.

Предлагаемая в данной статье структурная схема (см. рисунок) поверхности домезозойского фундамента центральных и южных районов Зейско-Буреинской депрессии является дальнейшим продолжением и развитием структурных построений, опубликованных в 1963 и 1964 гг. При составлении схемы в большей степени, чем ранее применялись количественные расчеты, что позволило рельеф поверхности фундамента изобразить в стратонизогипсах с сечением через 250 или 500 м. В качестве опорной сети при проведении изогипс были приняты данные 30 скважин, из которых 24 вскрыли фундамент на отметках от 20 до 400 м, а остальные были пробурены до глубин, близких к 2000—2500 м. Материалы сейсморазведки КМПВ (750 км профилей) и участки выходов фундамента на поверхность (по результатам новейших геологических съемок) также принимались как опорные.



Структурная схема современной поверхности докембрийского фундамента Нижнезейской впадины и Амуро-Мамынского выступа

1 — выходы пород докембрийского фундамента на дневную поверхность; 2 — граница Зейско-Бурейской депрессии по контуру кайнозойских отложений; 3 — границы Нижнезейской и Амуро-Зейской впадин; 4 — участки неглубокого залегания фундамента по периферии Зейско-Бурейской депрессии и в пределах Амуро-Мамынского выступа, перекрытые преимущественно кайнозойскими отложениями; 5 — границы и порядковые номера структурных зон в пределах Нижнезейской впадины: I — Приамурская, II — Зейско-Селемджинская, III — Завитинско-Майсурская, IV — Притуранская; 6 — основные и промежуточные (пунктирные) изогипсы поверхности докембрийского фундамента в пределах Нижнезейской впадины и Амуро-Мамынского выступа (от ур. м. в м); 7 — порядковые номера выделяемых на схеме поднятий и прогибов поверхности фундамента; 8 — крупные разломы в фундаменте, устанавливаемые главным образом по геофизическим данным; 9 — выходы на дневную поверхность верхнеюрско-нижнемеловых отложений Амуро-Зейской впадины; 10 — выходы меловых гранитоидов в пределах Амуро-Зейской впадины.

Структурные формы поверхности фундамента. Поднятия: 2 — Петропавловское; 4 — Костюковское; 7 — Благоещенское; 8 — Гродековское; 10 — Полтавско-Ильиновское; 14 — Успенское; 18 — Николаевское; 21 — Лебяжье; 22 — Бориспольское; 24 — Южно-Воскресенское; 26 — Калининское; 28 — Воскресенское; 29 — Восточно-Албазинское; 30 — Западно-Албазинское; 32 — Борисовское; 33 — Поздеевское; 35 — Майсурское; 38 — Украинское; 42 — Саскалинское; 43 — Смирновское; 46 — Новогеоргиевское.

Прогибы: 1 — Корсаковский; 3 — Сычевский; 5 — Спасовский; 6 — Сергеевский; 9 — Лермонтовский; 11 — Новопетровский; 12 — Михайловский; 13 — Дмитриевский; 15 — Козьмодемьяновский; 16 — Константиноградский; 17 — Песчаноозерский; 19 — Комиссаровский; 20 — Белогорский; 23 — Сапроновский; 25 — Куприяновский; 27 — Асташинский; 31 — Екатеринославский; 34 — Ромненский; 36 — Колмогоровский; 37 — Червинский; 39 — Архаринский; 40 — Южно-Архаринский; 41 — Романовский; 44 — Кумаро-Ушаковский; 45 — Тараконский; 47 — Актайский

При интерполяции стратизогипис между опорными точками с известной глубиной залегания фундамента были использованы материалы площадных гравиметрических, электроразведочных и магнитометрических наблюдений. Указанные геофизические методы в пределах рассматриваемой территории характеризуются достаточной эффективностью, что связано с благоприятным распределением физических свойств горных пород в сводном стратиграфическом разрезе.

На территории Нижнезейской впадины выделяются две гравитационно-активные границы. Главная граница приурочена к поверхности докембрийского фундамента и характеризуется избыточной плотностью $\Delta\sigma_{\text{ср}} = +0,25 - 0,40 \text{ г/см}^3$.

Влиянием этой границы обусловлена прямая зависимость между характером гравитационных аномалий и гипсометрическим положением поверхности фундамента, проявляющаяся в большинстве районов впадины. Таким, например, прогибам поверхности фундамента (см. рисунок) как Лермонтовский, Белогорский, Комиссаровский, Сычевский, Кумаро-Ушаковский, Екатеринославский и многим другим соответствуют минимумы силы тяжести, в то время как Благовещенскому, Тамбовскому, Воскресеновскому, Албазинскому и ряду других поднятий отвечают гравитационные максимумы. Глубины залегания кровли фундамента в этих районах сравнительно легко рассчитываются по формуле плоско-параллельного слоя (с учетом данных по опорным точкам).

Вторая граница с переменной избыточной плотностью приурочена к кровле комплекса эффузивных пород ($\Delta\sigma_{\text{ср}} = +0,10 - 0,20 \text{ г/см}^3$). Однако она не имеет повсеместного распространения и существенно сказывается в гравитационном поле лишь на тех участках, где распространены значительные по мощности толщи эффузивов высокой плотности. Плотностные неоднородности, связанные с эффузивами, существенно не меняют качественной картины аномалий Буге; но в некоторых случаях влияют на их количественную характеристику. Обычно такие участки приурочены к периферическим частям поднятий фундамента и к некоторым погруженным зонам, осложненным разломами.

В северной части Нижнезейской впадины и на территории Амуро-Мамынского выступа, наряду с прямой, была отмечена и обратная зависимость между рельефом поверхности фундамента и гравитационными аномалиями (Лишневский, 1963). В этих районах была прослежена система небольших по площади, но интенсивных минимумов силы тяжести, протягивающихся с северо-запада на юго-восток от среднего течения р. Зеи до Майкурского поднятия. Минимумам соответствуют выходы фундамента, расположенные на абсолютных отметках от +200 до +400 м, сложенные, как правило, верхнепалеозойскими (?) гранитами. Обращает на себя внимание приуроченность этих минимумов к гипсометрически приподнятым участкам. Например, Дымовский минимум почти полностью захватывает гору Дымо (+408 м над ур. м.), имеющую в плане изометричную, куполовидную форму. Это обстоятельство может указывать на продолжающийся и в течение четвертичного периода постепенный подъем разуплотненных гранитных масс, который создает положительные морфоструктуры в современном рельефе. Расчеты показывают, что рассматриваемые отрицательные аномалии, вероятно всего, обусловлены либо локальным увеличением мощности «гранитного» слоя, либо процессами разуплотнения, происходящими внутри него. Отсутствие прямой связи между характером гравитационного поля и рельефом поверхности фундамента отмечается, но в более редких случаях, и в южных районах. Таков, например, Полтавско-Ильиновский минимум, значительной части которого соответствует крупное Полтавско-Ильиновское поднятие фундамента, выявленное по данным бурения, электро- и сейсморазведки.

Кроме структурных и глубинных факторов, многие гравитационные аномалии отражают также и петрографические неоднородности докембрийского фундамента, связанные прежде всего с интрузивными телами повышенной основности. Поэтому при структурных построениях, наряду с гравиметрическими, были использованы данные электроразведочных исследований методом теллурических токов (ТТ) и ВЭЗ. Погружения поверхности фундамента надежно фиксируются понижением средней напряженности поля ТТ, а в методе ВЭЗ — увеличением средней продольной проводимости. В пределах поднятий отмечается противоположная картина.

Использование магнитометрических данных при составлении структурной схемы основывалось на том, что в составе фундамента, наряду со слабомагнитными кристаллическими и метаморфическими породами, встречаются интрузии среднего и основного состава, характеризующиеся повышенными значениями магнитной восприимчивости. Интенсивные магнитные аномалии, создаваемые этими телами, обычно отличаются по морфологии от аномалий, связанных с мезозойскими эффузивами повышенной основности. Поэтому магнитные аномалии, связанные с породами фундамента, были использованы (по 63 точкам) для определения глубин до верхних кромок магнитовозмущающих масс.

Разрывные нарушения, показанные на схеме, проведены по гравитационным, магнитным, сейсморазведочным и, частично, буровым данным. Критерием для их выделения, в основном, являлись протяженные гравитационные ступени, сопровождающиеся узкими, линейно вытянутыми положительными или знакопеременными магнитными аномалиями. Эти аномалии, как показывает сопоставление магнитометрических данных с материалами геологической съемки и бурения, однозначно связаны с мезозойскими эффузивами основного и среднего состава.

Переходя к описанию структурной схемы, необходимо отметить, что рассмотрение строения фундамента Амуро-Зейской впадины не является задачей данной статьи. Можно лишь указать, что для большей части этой впадины характерны обширные по площади расплывчатые аномалии силы тяжести, в значительной степени отражающие строение глубинных горизонтов земной коры и в меньшей — структуру поверхности докембрийского основания. Это связано с повышенной плотностью верхнеюрско-нижнемеловых отложений ($\sigma_{\text{ср}} = 2,60 \text{ г/см}^3$), приближающейся к плотности пород фундамента ($\sigma_{\text{ср}} = 2,70 \text{ г/см}^3$). Особенностью Амуро-Зейской впадины являются также широко распространенные в ее пределах меловые гранитоиды, прорывающие и метаморфизующие мезозойские осадочные породы. В целом по комплексу как указанных, так и описанных М. С. Нагибиной (1963) признаков Амуро-Зейская впадина является типичной структурой «восточно-азиатской группы».

С юга Амуро-Зейская впадина ограничивается Амуро-Мамыньским частично погребенным выступом фундамента. По своей конфигурации, по составу и возрасту слагающих его пород этот выступ является довольно сложным образованием. В западной его части (в районе с. Талали и г. Шимановска) в составе фундамента преобладают верхнепалеозойские граниты, обнажающиеся на ряде участков. В восточной, наиболее приподнятой части, наряду с палеозойскими гранитоидами, широко развиты метаморфические толщи нижнего протерозоя, синия и нижнего кембрия, а несколько севернее — в районе среднего течения р. Зей и в Норо-Мамыньском междуречье — породы силура и девона. На юго-восточном склоне выступа, под чехлом маломощных кайнозойских отложений, скважинами вскрыты сланцы различного состава, по возрасту условно относимые к докембрию или к нижнему палеозою.

Ответвлением юго-западной оконечности выступа является Саскалинское поднятие северо-северо-западного простирания. Фундамент его сложен метаморфическими толщами среднего палеозоя, прорванными в

северных районах верхнепалеозойскими гранитами. Параллельно Саскалинскому поднятию располагаются Кумаро-Ушаковский, Тараконский и Актайский прогибы и Новогеоргиевское поднятие. К северо-западу от Тараконского прогиба выделяется Смирновское поднятие. Все эти структурные формы пространственно тяготеют к Амуро-Зейской впадине, однако по особенностям тектонического строения, выражающимся в четко проявленной блоковой структуре, сходны с поднятиями и прогибами, известными в Нижнезейской впадине.

В строении Смирновского поднятия, большая часть которого расположена на территории КНР, главная роль принадлежит нижнепротерозойским гнейсам и нижнепалеозойским гранитам. Новогеоргиевское поднятие, в пределах которого пробурена скважина, сложено палеозойскими амфиболовыми гранитами. Соседние с поднятием прогибы выделяются по интенсивным гравитационным минимумам. По расчетным данным, глубина залегания фундамента в них составляет 800—1000 м. Бортовые части прогибов, судя по интенсивным магнитным аномалиям, осложнены разрывными нарушениями. С последними связаны вулканогенные и туфогенные нижнемеловые образования, обнажающиеся на ряде участков.

Поднятия и прогибы поверхности фундамента, которые располагаются к югу от Амуро-Мамынского выступа и формируют Нижнезейскую впадину, группируются в структурные зоны, в целом ориентированные в субмеридиональном направлении. В западной части Нижнезейской впадины (в междуречье Амура и Зеи) располагается Приамурская зона кулисообразно сочленяющихся поднятий и прогибов. Среди положительных структур этой зоны наиболее крупными являются Петропавловское и Благовещенское. На значительной части Петропавловского поднятия породы фундамента выходят на дневную поверхность. Они представлены метаморфизованными эффузивно-терригенными и карбонатными образованиями силура и девона, прорванными верхнепалеозойскими гранитами и гранодиоритами. Северный склон поднятия перекрыт кислыми нижнемеловыми эффузивами, а в центральной его части развиты эффузивы преимущественно среднего состава, которые четко фиксируются в магнитном поле. Здесь же отмечаются и разрывные нарушения. Наиболее приподнятая часть Благовещенского поднятия располагается на левобережье Амура, где обнажаются нижнепротерозойские гнейсы и палеозойские гранитоиды. Скважинами на восточном склоне поднятия также вскрыты граниты. Южным продолжением Благовещенского является Гродековское поднятие, в строении которого, судя по разрезу скважины К-19, участвуют лейкократовые граниты, по видимому, верхнепалеозойского возраста, содержащие ксенолиты хлоритизированных слюдястых сланцев.

Отрицательными структурами Приамурской зоны являются Сергеевский, Сычевский, Корсаковский и Спасовский прогибы. Глубина залегания фундамента в прогибах колеблется от 800 до 2500 м. В большинстве из них широко развиты нижнемеловые эффузивы повышенной основности, четко фиксирующиеся как по геофизическим, так и по буровым данным. Генетическая связь их с расколами в основании и в бортовых частях прогибов не вызывает сомнений.

К востоку от Приамурской располагается Зейско-Селемджинская зона преимущественно глубокого залегания фундамента, протягивающаяся с юго-юго-запада на северо-восток. Средняя глубина залегания фундамента в этой зоне составляет 1000—1500 м. В южной части зоны расположены Лермонтовский и Дмитриевский прогибы. Основание прогибов, по сейсморазведочным данным (Бернштейн, Крупская, 1964), погружено до глубины 3000 м. Борты прогибов осложнены разломами, среди которых наиболее крупным является впервые выделенный В. Г. Васильевым и др. (1957) Зейский сброс, ограничивающий с северо-запада

Дмитриевский прогиб. Амплитуда сброса превышает 2000 м, наклон плоскости сбрасывателя достигает 40° (Бернштейн, Крупская, 1964). Вдоль восточного борта Лермонтовского прогиба, по данным бурения скважины К-17, также отмечается разрывное нарушение сбросового характера, которое проходит в фундаменте и захватывает низы осадочного чехла. С ним связаны меловые пирокластические образования, содержащие пролои фельзитов и базальтов. Здесь же отмечаются дайки нижнемеловых гранитоидов.

К северо-востоку от Лермонтовского и Дмитриевского прогибов предполагается обширное погружение поверхности фундамента, четко отображающееся понижением средней напряженности поля ТТ. В его пределах выделяются Козьмодемьяновский, Константиноградский, Белогорский и Комиссаровский прогибы. Среди них Белогорский прогиб является наиболее крупным и хорошо изученным. Он протягивается с юго-запада на северо-восток на расстояние около 60 км. Фундамент в центре прогиба погружен на глубину более 3000 м. Петрографический состав фундамента известен в южной части прогиба: по данным бурения, он здесь представлен катаклазированными гранитами, гранодиоритами, реже сиенитами (Железнова, 1964). Сопоставление глубин залегания фундамента, вычисленных по гравиметрическим данным, с отмеченными при бурении двух глубоких разведочных скважин (Итикутской и Белоцерковской) указывает на расхождение, не превышающие 200—300 м. В пределах прогиба сейсморазведочными работами отмечены многочисленные разрывные нарушения. Один из наиболее крупных сбросов прослеживается вдоль его восточного борта. Пробуренная на этом участке опорная скважина на глубине свыше 1200 м вскрыла мощную толщу эффузивных пород нижнемелового возраста (Сулимов, 1960).

В крайней северной части Зейско-Селемджинской зоны располагаются Колмогоровский и Червинский прогибы. Первый из них, выделенный по расчетным магнитометрическим данным, характеризуется северо-восточным простиранием и глубиной залегания фундамента, превышающей 500 м. Интенсивные магнитные аномалии указывают, что в разрезе нижнемеловых отложений, выполняющих прогиб, существенную роль играют эффузивные породы. Вдоль бортов прогиба прослеживаются крупные разрывные нарушения. Червинский прогиб соединяется с Колмогоровским узкой седловиной и, по существу, представляет собой северо-восточное окончание Нижнезейской впадины. По данным бурения гидрогеологических скважин в селах Александровка и Бысса, прогиб выполнен эффузивными и осадочными породами нижнего мела, перекрытыми с поверхности отложениями неогена.

Завитинско-Майкурская зона, расположенная примерно посредине Нижнезейской впадины, выделяется в целом как зона преимущественно приподнятого залегания фундамента. Она протягивается в северо-восточном направлении от низовьев рек Дима и Завитой, впадающих в Амур, до реки Б. Майкур.

В юго-западной части зоны выделяется крупное Полтавско-Ильиновское поднятие, сложенное, по данным бурения, биотит-роговообманковыми гнейсовидными гранитами (Pz₁?), пронизанными жилами порфировидных гранитов.

С востока Полтавско-Ильиновское поднятие ограничено Михайловским прогибом, протягивающимся в субмеридиональном направлении на 55 км. Прогиб отмечается гравитационным минимумом и понижением напряженности поля ТТ, он подтвержден сейсморазведочными и буровыми работами. Вдоль восточного борта прогиба прослеживается крупное разрывное нарушение, с которым связаны вскрытые скважинами нижнемеловые эффузивные и пирокластические образования.

Восточнее Михайловского прогиба располагается группа поднятий, среди которых выделяются Южно-Воскресеновское, Воскресеновское, Во-

сточно- и Западно-Албазинское. Поднятия четко отмечаются по геофизическим данным, а Западно-Албазинское и Воскресеновское, кроме того, изучены бурением. Фундамент их сложен катаклазированными гранитами и гранодиоритами, по всей вероятности, палеозойского возраста.

К северу от Албазинских поднятий расположено крупное Поздеевское поднятие. По данным бурения, его фундамент сложен серыми крупнокристаллическими палеозойскими гранитами. В пределах поднятия разрез перекрывающих отложений сокращен: полностью отсутствует томская свита, на своде поднятия нет также отложений завитинской свиты, а эродированная поверхность фундамента перекрывается породами цагаяна. С севера Поздеевское поднятие ограничивается Ромненским прогибом, выделенным в основном по данным электро- и сейсморазведки. Глубина погружения фундамента в прогибе превышает 1000 м. Еще севернее расположено крупное Майкурское поднятие, выделенное автором при сопоставлении данных геологической съемки, гравитационного и магнитного полей (Лишневский, 1963). Оно протягивается с юго-запада на северо-восток на расстояние около 100 км. Ширина его 40 км. Большая часть поднятия, приподнятая выше уровня моря, сложена нижнепалеозойскими гранитами, перекрытыми эффузивными породами томской свиты и маломощными отложениями неогена. Вдоль юго-восточного и северо-западного бортов поднятия прослеживаются крупные разрывные нарушения, которым соответствуют линейные положительные магнитные аномалии.

Притуранская зона преимущественно погруженного залегания фундамента расположена в восточной части Нижнезейской впадины. На значительном расстоянии она протягивается параллельно хребту Турана.

На севере зоны выделяется крупный Романовский прогиб северо-северо-восточного простирания. Прогиб асимметричен: восточный борт его, примыкающий к хр. Турана, — пологий, а западный — крутой. К этому же борту приурочена наиболее погруженная часть основания прогиба. Крупный разлом, четко прослеживающийся по магнитным и гравитационным данным, ограничивает Романовский прогиб с северо-запада. К западу от Романовского прогиба расположен Екатеринославский. Этому прогибу соответствует интенсивный минимум силы тяжести и резкое понижение напряженности поля теллурических токов. По расчетным гравиметрическим данным (при $\Delta\sigma_{\text{ср}} = +0,25 \text{ г/см}^3$), глубина залегания фундамента здесь превышает 3000 м. Пробуренная в наиболее погруженной части прогиба до глубины 2800 м скважина не вышла из нерасчлененной толщи верхнеюрско-валанжинского возраста (Горбачев, Тимофеев, 1965). Западная часть Екатеринославского прогиба осложнена сбросом со значительной амплитудой смещения.

На крайнем юго-востоке Нижнезейской впадины Притуранская зона изменяет свое простирание на северо-западное. В этом районе, по данным электроразведки и гравиметрии, располагаются Архаринский и Южно-Архаринский прогибы. Глубина залегания фундамента в последнем из них, по расчетным данным, превышает 2000 м.

Рассмотренные особенности тектоники Нижнезейской впадины подтверждают высказывавшееся еще раньше многими исследователями мнение о блоковом строении ее фундамента.

Большинство поднятий и прогибов, расположенных в пределах впадины, характеризуются субмеридиональными и северо-восточными простираниями. Глубина залегания фундамента в наиболее погруженных участках достигает 2500—3000 м, в то время как сводовые части поднятий обычно располагаются на глубинах, не превышающих нескольких сотен метров. В прибортовых частях структур углы наклона поверхности фундамента колеблются от 10 до 40°.

Наиболее древними отложениями среднего структурного яруса впадины являются верхнеюрско-валанжинские образования. Они приурочены, как указывалось, к наиболее погруженным участкам крупных прогибов. Структурные формы в этих отложениях, видимо, не связаны с дислокациями поверхности фундамента. Залегающие выше нижнемеловые отложения томской свиты дислоцированы слабее верхнеюрско-валанжинских. Они образуют широкие складки, в значительной степени повторяющие рельеф поверхности фундамента, и характеризуются более полными разрезами в пределах погруженных зон и сокращенными — на поднятиях. Это сокращение происходит как вследствие общего уменьшения мощностей, так и за счет выклинивания отдельных горизонтов, вплоть до полного их исчезновения. Завитинская свита и связанные с ней отложения цагаяна на большей части впадины перекрывают как погруженные, так и приподнятые участки, лишь несколько уменьшаясь в мощности в пределах последних вследствие выклинивания нижних горизонтов.

Важной особенностью верхнеюрско-меловых отложений Нижнезейской впадины является невысокая степень их уплотненности ($\sigma_{cp} = 2,30 \text{ г/см}^3$), которая существенно не увеличивается даже в глубоких прогибах. Незначительны во впадине и проявления мезозойского гранитоидного магматизма. Нижнемеловые граниты здесь представлены лишь спорадически встречающимися маломощными дайковыми телами, которые, по-видимому, являются подводными каналами для покровов кислых эффузивов. Это резко отличает Нижнезейскую впадину от Верхнеамурской, Амуро-Зейской, Торомской и многих других структур «восточноазиатской группы».

В то же время типичным для отложений среднего структурного этажа, выполняющих Нижнезейскую впадину, является закономерное выплаживание складчатых форм вверх по разрезу. Если иметь в виду и рассмотренное выше соотношение этих форм со структурами поверхности фундамента, то скорее всего верхнеюрско-меловые отложения Нижнезейской впадины следует относить к выделяемому А. Л. Яншиным (1965) нижнему структурному подъярису чехла молодых платформ. Учитывая незначительную мощность кайнозойского платформенного чехла, на тектонических картах целесообразно показывать мезозойские Амуро-Зейский прогиб и Нижнезейскую впадину и не выделять Зейско-Буреинскую синеклизу.

Литература

- Бернштейн Г. Л., Крупская Г. В. Сейсморазведочные исследования Призейской зоны Зее-Буреинской впадины. В сб. «Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири», вып. 3, Изд-во «Недра», 1964.
- Васильев В. Г., Вебер В. Т., Мандельбаум М. М. Новые данные о геологическом строении и перспективе нефтегазоносности Зее-Амурского междуречья. Геология нефти, № 7, 1957.
- Волхонин В. С., Лишневицкий Э. Н., Степанов П. П. Глубинное строение Зейско-Буреинской депрессии по геолого-геофизическим данным. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 7, 1964.
- Горбачев И. Ф., Тимофеев А. А. Стратиграфия меловых отложений Зее-Буреинской впадины. В кн. «Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1965.
- Железнова А. П. Новые данные по геологическому строению Зее-Буреинской впадины и дальнейшее направление поисковых работ на нефть и газ. Нефтегазовая геология и геофизика, № 3, 1964.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., вып. 37, Госгеолтехиздат, 1960.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
- Лишневицкий Э. Н., Степанов П. П. Основные черты тектоники центральной и южной частей Зее-Буреинской депрессии. Геология и геофизика, № 5, 1963.

- Лишнеvский Э. Н. Глубинное геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Верхне-Зейской и Зее-Буреинской депрессий. Автореф. канд. дис. М., 1963.
- Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XXXIII (3), 1958.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол., т. IV, 1960.
- Сулимов И. Н. Новые данные о строении Зейско-Буреинской впадины. Новости нефт. техн. (Геология), № 12, 1960.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.

ВНИИГеофизика
Москва

Статья поступила
20 декабря 1966 г.

E. N. LISHNEVSKY

ON THE STRUCTURE OF THE BASEMENT SURFACE WITHIN THE LOWER ZEYA DEPRESSION

Until recently, the Zeya-Bureya depression (syncline) has been regarded as a platform structure whose gently dipping sedimentary mantle, composed of friable Upper Cretaceous and Cenozoic sediments, directly overlies the pre-Mesozoic crystalline basement. But geophysical and drilling programs, carried out during recent years, have shown that dislocated, but poorly solidified volcanic-sedimentary Upper Jurassic -- Lower Cretaceous rocks occur under the platform mantle. In the southern part of the depression they fill the buried Lower Zeya depression whose basement is of a block nature.

On the basis of a comprehensive interpretation of geological, drilling and geophysical data, there was compiled a structural diagrammatic picture of the surface of the Lower Zeya depression's basement, with the contour interval equalling 500m. On this picture, there are identified the Near-Amur zone of uplifts and troughs arranged en échelon; Zeya-Selemdzhinsk and Near-Turansk zones of predominantly deep basement; and central Zavitin-Maykur zone of mostly shallow basement. More than 40 troughs and uplifts, identified within these zones, extend in an almost north-south and north-eastern directions. The maximum depth of the basement is 2--3 km, while the tops of many uplifts occur at depths of not more than several hundred metres. According to the composition, structure and tectonic position, Upper Jurassic-Cretaceous sediments of the Lower Zeya depression appear to be analogous to the lower structural substage of the young platforms' sedimentary mantle.

All-Union Research Institute
of Geophysical Methods of Exploration
Moscow

11

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(47)

ПОЛЕТАЕВ Б. Д., РОЗЕНБЕРГ В. Н., ЯЦУК В. И.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО
КРАЕВОГО ПРОГИБА**

Геологическое строение северо-восточного окончания Русской платформы и ее обрамления изучено лишь в самых общих чертах из-за плохой обнаженности региона и отсутствия достаточного количества глубоких скважин. Поэтому особую роль приобретают здесь геофизические методы исследований. Современные представления о тектонике региона в значительной мере основываются на геофизических данных в первую очередь на данных гравиразведки.

Не только по полноте изученности, но и по геологической эффективности (Поле-таев, Босых, 1962) гравиразведка занимает одно из ведущих мест в комплексе геофизических исследований рассматриваемой территории. Аномальное гравитационное поле наиболее полно и непосредственно отражает структуру поверхности карбонатных отложений среднего палеозоя, особенно в пределах Печорского угольного бассейна, расположенного в северной части Предуральского краевого прогиба.

Карбонатные породы являются ложем для мощных толщ пермских терригенных образований, содержащих угленосные серии осадков. Рельеф кровли карбонатов определяет основные структуры терригенной толщи, несмотря на наличие некоторого допермского перерыва в осадконакоплении в ряде районов. Определение гипсометрии поверхности карбонатных отложений имеет большое значение для выяснения общих перспектив Печорского бассейна, уточнения прогнозных запасов углей, выявления новых перспективных участков и определения направления дальнейших геологоразведочных работ на уголь.

Плотностной разрез рассматриваемой территории является благоприятным для проведения гравиметрических исследований. Верхняя плотностная граница связана с подошвой рыхлой толщи отложений кайнозоя, а местами мела и юры. Гравитационное влияние рыхлой толщи невелико и легко исключается при наличии данных об ее мощности. Вторая плотностная граница связана с кровлей карбонатных отложений, как правило, каменноугольного возраста. Она является основной поверхностью, определяющей характер аномального гравитационного поля. Третья плотностная граница приурочена к подошве осадочного комплекса отложений. Ее влияние имеет региональный характер и исключается при снятии регионального фона.

Таким образом, после исключения из суммарного гравитационного поля регионального фона и влияния осадков рыхлой толщи остается аномальное поле, создаваемое рельефом поверхности карбонатных отложений. Это дает возможность рассчитать глубины до контактной поверхности и построить структурную карту по кровле карбонатных осадков. Однако расчеты глубин осложняются из-за непостоянства эффективной плотности на контактной поверхности. Поэтому нами был произведен анализ и обобщение всех материалов по определению физических свойств пород, в результате чего построена карта зонального распределения плотностей горных пород региона. Методика построения и характеристика плотностных карт изложены в работе Б. Д. Полетаева и др. (1967).

На всю рассматриваемую территорию, по данным геофизических исследований, плотность промежуточного слоя $\sigma_{пр} = 2,3 \text{ г/см}^3$. Эта цифра близка к реальной средней плотности пород, залегающих выше уровня моря. Результаты анализа гравитационного поля и зонального распределения эффективной плотности на контактной поверхности явились основой для расчетов глубин до кровли карбонатных отложений.

Наряду с построением структурной карты по кровле карбонатов большой интерес представляет изучение общего геологического строения региона, выяснение взаимосвязи различных тектонических элементов. С этой целью проводилась качественная интерпретация гравитационного и магнитного полей с привлечением данных других геофизических методов и всех геологических материалов. Это дало возможность построить схематическую тектоническую карту северо-восточного окончания Русской

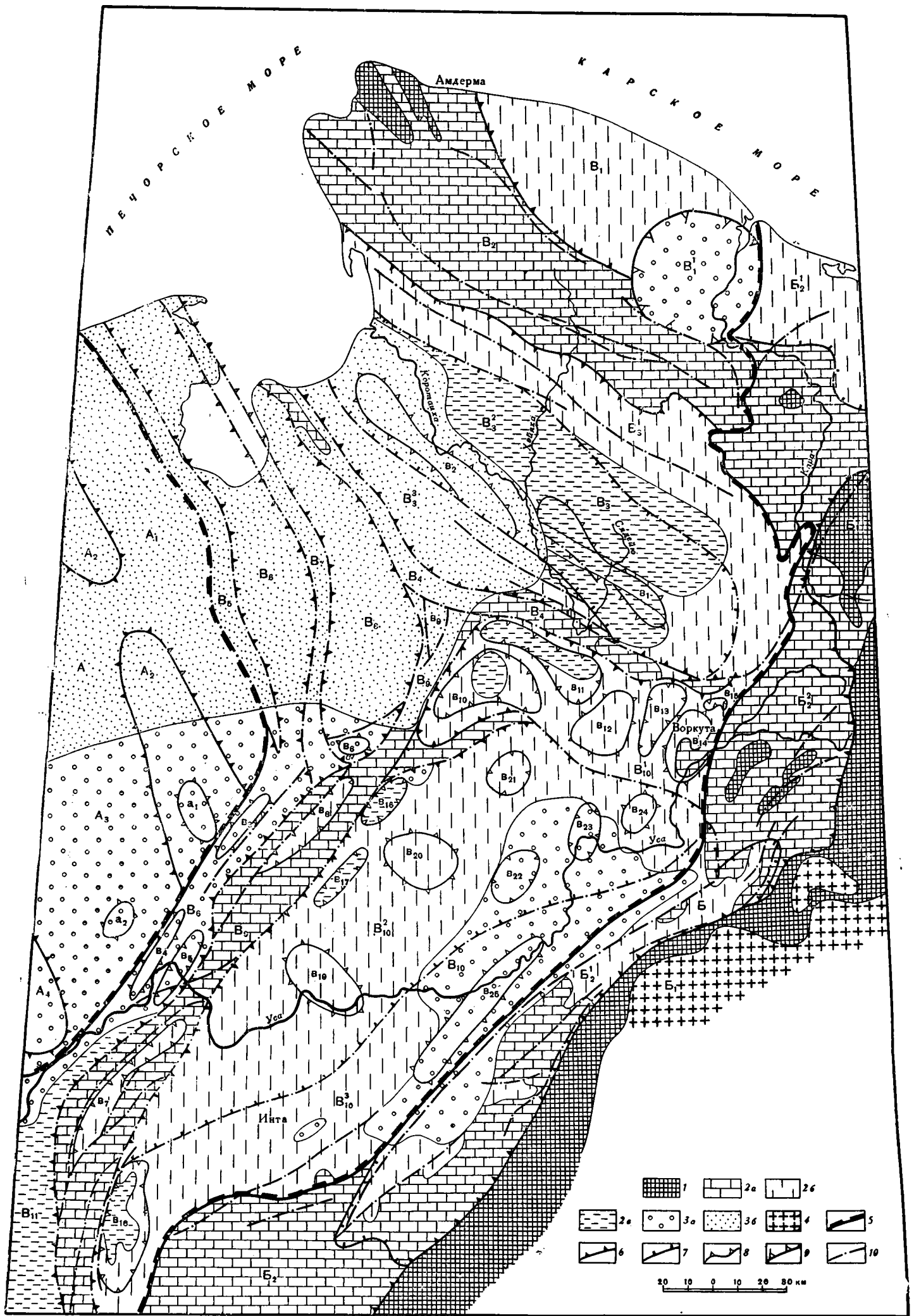


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба

Обобщенные контуры выходов отложений: 1 — метаморфических пород (протерозой — кембрий); 2 — карбонатных и терригенных отложений: а — выходы карбонатных пород (ордовик — карбон), б — выходы терригенных пород перми, в — выходы терригенных пород триаса; 3 — рыхлых отложений: а — выходы юрско-меловых отложений, б — распространение неоген-четвертичных отложений, снятых на остальной территории карты; 4 — основные и гранитоидные породы. **Границы структур:** 5 — региональных, 6 — крупных, 7 — зон и ступеней в крупных впадинах, 8 — локальных структур, 9 — границы впадины вулканического (?) происхождения; 10 — основные разрывные нарушения. **Региональные структуры:** А — Печорская синеклиза Русской платформы, Б — геосинклинальная складчатая область Урала, В — Предуральский крайовой прогиб (Воркутская часть).

Основные структурные элементы: А₁ — Няньковский прогиб, А₂ — Верхне-Колвинское поднятие, А₃ — Хорейвевская впадина, А₄ — Усинско-Колвинская зона разломов (Колвинское поднятие), Б₁ — Центрально-Уральское поднятие (мегаантиклинорий), Б₂ — зона складчатого палеозоя западного склона Урала: Б₂¹ — Лемвинская надвиго-чешуйчатая зона, Б₂² — зона антиклиналей Енгане-Пэ и Манито-Нырды.

В₁ — Карская впадина: В₁¹ — Усть-Карская неогеновая депрессия, В₂ — Пайхойский антиклинорий, В₃ — Коротаяхинская впадина: В₃¹ — Припайхойская зона флексур и крутых складок, В₃² — центральная зона, В₃³ — Коротаяхинская ступень, В₄ — горст Чернола, В₅ — поднятие Сорокина, В₆ — Хайпудырская впадина, В₇ — горстообразное поднятие Гамбурцева, В₈ — Верхне-Адзвьянская впадина, В₉ — Горст Чернышева, В₉¹ — Верхне-Роговское поднятие, В₁₀ — Усинская впадина: В₁₀¹ — Воркутская ступень, В₁₀² — Усинско-Роговская зона, В₁₀³ — Приуральская зона, В₁₁ — Большесынинская впадина. **Локальные структуры:** а₁ — Соллюкская брахиантиклиналь, а₂ — Хоседская брахиантиклиналь, в₁ — Верхне-Воркутское поднятие, в₂ — Центрально-Коротаяхинское поднятие, в₃ — Подверьюское поднятие, в₄ — Куш-Шорское поднятие, в₅ — Куш-Шорская впадина, в₆ — Адзвьянская брахиантиклиналь, в₇ — Шарью-Заостренская синклиналь, в₈ — Тальбейская синклиналь, в₉ — Нядейтинская грабен-синклиналь, в₁₀ — Верхне-Роговская муфта, в₁₁ — Воргашорская муфта, в₁₂ — Воргашорский (Ярвожский) купол, в₁₃ — Воркутская муфта, в₁₄ — Юньчигинское поднятие, в₁₅ — Юньягинская муфта, в₁₆ — Нерцетская муфта, в₁₇ — Старухаельская муфта, в₁₈ — Косьюнская впадина, в₁₉ — Нижне-Роговское поднятие, в₂₀ — Средне-Роговское поднятие, в₂₁ — Нижне-Роговская муфта, в₂₂ — Микитская муфта, в₂₃ — Сейдинская муфта, в₂₄ — Нижне-Воркутское поднятие, в₂₅ — Прилемвинский вал.

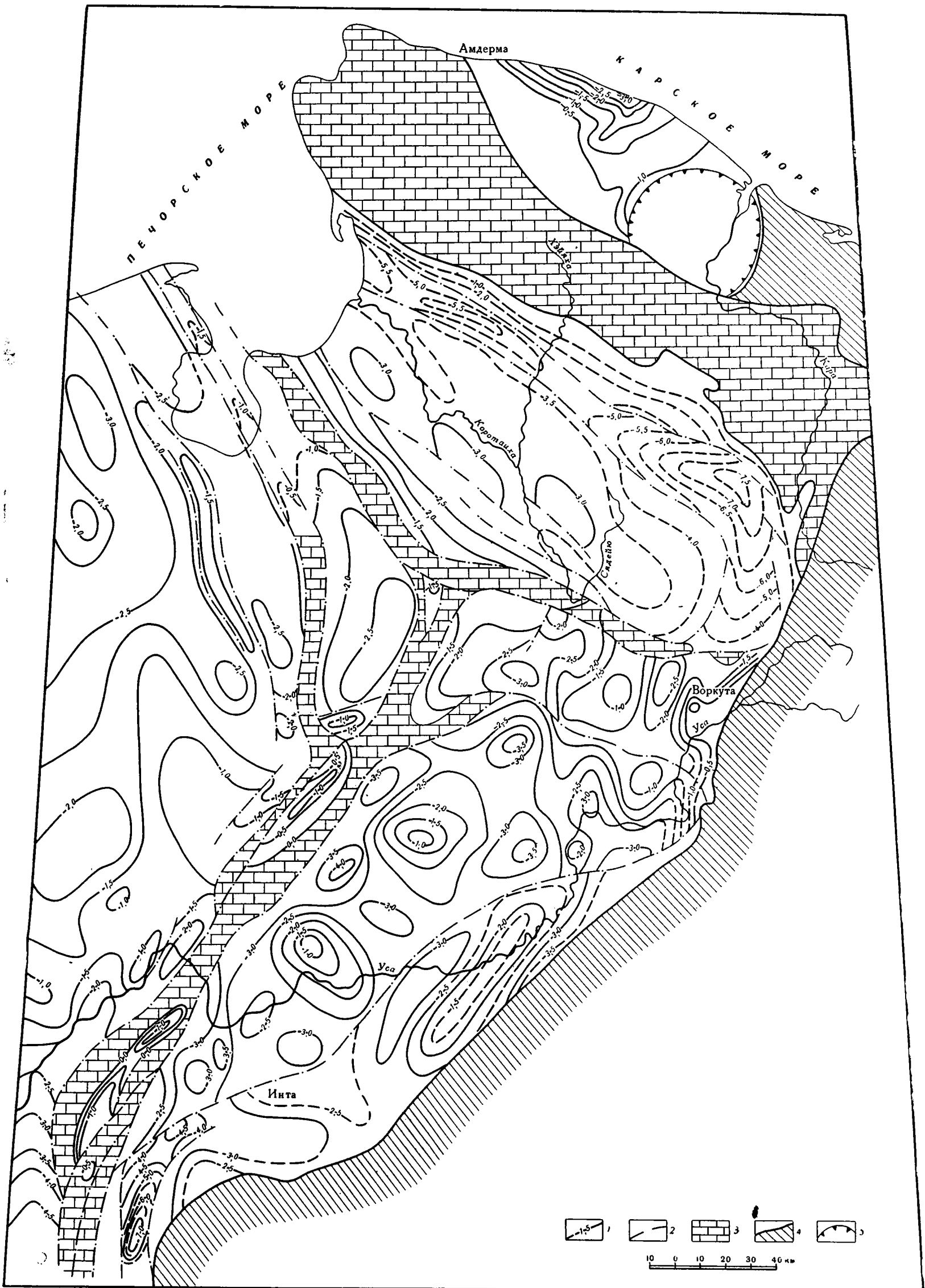


Рис. 2. Структурная карта северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуралья по поверхности карбонатных отложений

1 — изогипсы поверхности карбонатных отложений (км); 2 — некоторые основные тектонические нарушения; 3 — выходы карбонатных пород под рыхлые отложения; 4 — восточная граница Печорского угольного бассейна; 5 — граница впадины вулканического (?) происхождения

платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба (Печорского угольного бассейна) (рис. 1). При построении карты для выявления и уточнения локальных тектонических элементов использовались данные расчетов контактной поверхности. На карту нанесены обобщенные контуры выходов различных комплексов отложений: древнего метаморфического, представленного породами верхнего протерозоя и кембрия; среднего дислоцированного комплекса осадочных пород — карбонатных (ордовик — карбон) и терригенных (пермь и триас); верхнего рыхлого комплекса отложений коры, мела и кайнозоя.

На тектонической карте по комплексу всех данных выделены следующие региональные структуры: северо-восточная часть Русской платформы (А), геосинклиальная складчатая область Урала (Б) и Воркутская часть Предуральского краевого прогиба (В).

До настоящего времени нет единого мнения о положении границы Русской платформы и Предуральского прогиба в рассматриваемой области (Афанасьев, Яцук, 1965, Геология месторождений..., 1965). На основании анализа геофизических и геологических данных граница северо-восточной части платформы может быть намечена по валлообразным поднятиям: Сорокина (B_5) на северо-востоке, Подверьюсскому (v_3) и Куш-Шорскому (v_4) на юго-востоке. Граница между структурами Урала и краевого прогиба проведена несколько условно. Фактически она соответствует восточной границе распространения пермских угленосных отложений (восточной границе Печорского угольного бассейна).

От границы платформы в сторону Уральской геосинклиальной складчатой области намечается более или менее резкое погружение платформенного основания. В период формирования Предуральского краевого прогиба край платформы был вовлечен в общий процесс прогиба и осложнен региональными разломами, по которым происходило воздымание линейных горстообразных поднятий. Таким образом, платформенное (возможно, рифейское) основание распространено на значительную площадь прогиба. Оно занимает большую западную часть Усинской (B_{10}) и часть Коротайхинской (B_3) впадин. Этот вывод подтверждает, в частности, схема простирающихся гравитационных аномалий. Западная часть Усинской впадины характеризуется «платформенным», северо-западным простираением локальных аномалий и соответствующих им структур. В пределах платформенного основания прогиба в период герцинского орогенеза была сформирована вся упомянутая система горстов. Остальная часть прогиба имеет герцинское (геосинклиальное) основание.

На рис. 2 представлена структурная карта по кровле карбонатных отложений, построенная в результате массовых расчетов глубин по гравитационному полю до этой поверхности. Расчеты производились известными способами (Андреев, Клушин, 1962) по равномерной и достаточно густой сети на всей площади исследования. Часть расчетов выполнена на электронно-вычислительных машинах по программе, разработанной во ВНИИГеофизика. (Бережная, Телепин, 1966).

Стратиграфическая и гипсометрическая привязка контактной поверхности осуществлялась и контролировалась материалами бурения, сейсморазведки и частично по обнажениям карбонатных пород. Поверхность карбонатов представлена различными стратиграфическими горизонтами. В западных и южных районах она приурочена к самым низам пермских отложений, на остальной территории впадин — к отложениям различных отделов карбона, на горстообразных поднятиях — к породам карбона, девона или силура. В Приуралье, на площади развития пород лемвинского комплекса, представляющего собой чередование различных фаций осадков от ордовика до перми включительно, единой поверхности раздела не наблюдается и структурная карта здесь не могла быть построена.

Методика расчетов контактной поверхности позволила исключить систематические ошибки в определении глубин и оценить величины случайных ошибок. Средняя квадратическая ошибка в расчетах глубин по сопоставлению с данными сейсморазведки в целом по всей исследуемой площади равна ± 120 м. С учетом ошибок сейсмических наблюдений общая квадратическая ошибка определения глубин до карбонатов составила ± 150 м. Это дало возможность определить величину сечения изогипс структурной карты в 500 м.

Необходимо подчеркнуть, что представленная структурная карта носит схематический характер. Гипсометрия поверхности карбонатных отложений дает обобщенные, сглаженные контуры структур. Это связано с региональным характером выполненных построений. На всей исследуемой площади достоверность карты подтверждена фактическими данными о глубинах до карбонатов или мощностях терригенной толщи. Исключением являются крайняя восточная часть Усинской впадины и северо-восточная часть Коротайхинской впадины, где нет фактических данных о глубинах залегания карбонатов. Здесь не было возможности осуществить необходимый контроль за правильностью расчетов, поэтому изогипсы показаны пунктиром.

В результате проведенных исследований изменилось представление о геологическом строении Коротайхинской и Усинской впадин. В пределах Коротайхинской впадины выделена одноименная ступень (B_3^1), примыкающая к горсту Чернова; оконтурена центральная часть впадины (B_3^2) с локальными поднятиями (v_1 и v_2), расположенными кулисообразно по линии простираения синклинали; в северо-восточной части впадины намечается глубокий грабен (B_3^1).

В пределах Усинской впадины на севере уверенно выделена Воркутская ступень (B_{10}^1), разграничены западная (B_{10}^2) и восточная (B_{10}^3) зоны. Первая из них имеет характерные для платформ северо-западные простирания структур, вторая — типичные геосинклинальные (уральские) простирания. Поверхность карбонатов не погружается полого к осевой линии, как в общем представлялось ранее, а характеризуется сложным рельефом. Здесь выявлен ряд новых синклинальных и антиклинальных структур. Наиболее интересными из них являются два поперечных поднятия, названные Нижне-Роговским (B_{19}) и Средне-Роговским (B_{20}). Первое из них расположено на юго-восточном продолжении оси платформенного Верхне-Колвинского поднятия (A_2), второе — на продолжении оси поднятия Гамбурцева (B_7). В восточной части впадины четко околнута структура Уральского простирания — Прилемвинский вал (B_{25}). Мы не будем приводить в настоящей статье описание всех новых структур, выявленных в результате проведенных исследований, отмечать все сделанные уточнения контуров известных ранее структурных элементов и линий тектонических нарушений. На двух прилагаемых картах (рис. 1 и 2) хорошо видны все структурные построения. Каждая структура имеет свой индекс, расшифровка которого дана в условных обозначениях. Всем выявленным структурам даны названия по элементам географической карты. Наименования известных ранее структур не менялись.

Структурные построения представляют не только научный, но и чисто практический интерес. Анализируя угленосность пермских отложений, характер ее региональных изменений (Геология месторождений..., 1965) и гипсометрию поверхности карбонатных пород Печорского бассейна, можно выделить несколько новых участков неглубокого залегания наиболее угленасыщенных свит пермской толщи.

На этих участках целесообразно сосредоточить первоочередные поисковые работы на уголь. Наибольший интерес представляет рассмотрение перспектив Усинской впадины. В связи с более сложным рельефом карбонатного ложа, чем представлялось ранее, на ряде участков продуктивные толщи залегают на доступных для промышленной разработки глубинах и могут представлять большой интерес для поисково-разведочных работ на уголь.

К числу таких участков следует отнести районы Нижне-Роговского (B_{19}) и Средне-Роговского (B_{20}) поднятий, где целесообразны поиски месторождений энергетических углей, связанных с отложениями верхневоркутской свиты. Здесь можно ожидать значительную рабочую угленосность свиты, которая в районах указанных поднятий будет находиться непосредственно под рыхлыми отложениями.

Участки неглубокого залегания угленосных отложений печорской серии верхней перми распространены на площади, примыкающей к обшам крыльям Верхне-Роговского поднятия (B_9^1), а также в южной части Верхне-Адзвинской впадины (B_8). Эти участки входят в зону максимальной рабочей угленосности печорской серии и представляют значительный интерес для поисковых работ на уголь. Здесь возможны месторождения энергетических углей, пригодные для открытой разработки.

В районе сочленения горстов Чернышева (B_9) и Чернова (B_4) выявлена Нядейгинская грабен-синклиналь (B_9), которая по аналогии с уже известными угольными месторождениями горста Чернышева (Тальбейским и Шарью-Заостренским), видимо, выполнена продуктивными верхнепермскими осадками и, следовательно, является перспективной для поисковых работ на уголь. Достаточно высокая угленосность отложений печорской серии в западной части бассейна указывает на перспективность района, непосредственно примыкающего к западному борту кража Чернышева.

В пределах Коротайхинской впадины участки неглубокого залегания отложений нижней перми могут быть приурочены к Коротайхинской ступени (B_3^3) и юго-западному склону Пай-Хоя (B_2), вплоть до побережья Печорского моря. Однако здесь нет данных о характере угленосности разреза, что не позволяет обоснованно выделить углереперспективные площади. Участки неглубокого залегания верхнепермских отложений могут быть приурочены к Верхне-Воркутскому (B_1) и Центрально-Коротайхинскому (B_2) поднятиям.

На тектонической карте в пределах Карской впадины выделена уникальная по форме и характеру поля Усть-Карская гравитационная аномалия (B_1^1), совпадающая в плане с одноименной неогеновой депрессией. Здесь же наблюдаются довольно интенсивные магнитные аномалии обоих знаков. Эта аномалия связана, по-видимому, со структурой, созданной вулканической деятельностью. Для установления природы Усть-Карской аномалии и выявления возможных полезных ископаемых, связанных с проявлениями древнего вулканизма, здесь целесообразно проведение буровых работ.

Выполненные исследования по территории северо-восточного окончания Русской платформы и северной части Предуральского краевого прогиба и построенные тектоническая и структурная карты позволили получить новые данные о геологическом строении региона. Были выявлены новые структурно-тектонические элементы или уточнены данные об известных ранее структурах (границах, простираниях, характере рельефа и т. д.). Совместный анализ гипсометрии карбонатных отложений и материалов об угленасыщенности разреза позволил намечать новые перспективные участки и определить направление поисковых работ на уголь. Публикуемые карты расширяют перспективы Печорского угольного бассейна.

Литература

- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Гостоптехиздат, 1962.
- Афанасьев Б. Л., Яцук В. И. Основные этапы геологического развития Печорского угольного бассейна и современная его структура. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР», вып. 4, Изд-во «Недра», 1965.
- Бережная Л. Т., Телепин М. А. Решение прямой и обратной задачи гравиметрии с помощью спектрального представления. В сб. «Прикладная геофизика», вып. 48, Изд-во «Недра», 1966.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3, Печорский угольный бассейн, Изд-во «Недра», 1965.
- Полетаев Б. Д., Босых Ю. А. Геологическая эффективность гравиразведки в Печорском угольном бассейне и смежных районах. В сб. «Геофизическая разведка», вып. 10, Гостоптехиздат, 1962.
- Полетаев Б. Д., Курбатова Н. С., Розенберг В. Н. Карта зонального распределения плотностей горных пород Печорского угольного бассейна. В сб. «Разведочная геофизика», вып. 20, Изд-во «Недра», 1967.

Трест «Геофизнефтеуглеразведка»

Статья поступила
13 июля 1966 г.

УДК 551.24(574.5)

В. Д. ВОЗНЕСЕНСКИЙ, А. А. ДУХОВСКИЙ

О СТРОЕНИИ ПОВЕРХНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

В Казахстанской складчатой области широко распространены осадочные, вулканогенные и интрузивные породы докембрийского возраста (гнейсы, различные метаморфические сланцы, кварциты, порфиroidы, гранитоиды), образующие в совокупности мощный метаморфический комплекс, который можно рассматривать в качестве комплекса основания (Муратов, 1963) или структурного комплекса фундамента (Борсук, 1964). Выступы метаморфического комплекса на дневную поверхность давно уже обнаружены и хорошо изучены в Кокчетавском массиве, Улугтау, Каратау, на Сарысу-Тенизском водоразделе, в Бет-Пак-Дале, Кендыктасе, в северо-западном Прибалхашье, Джунгарии. На очереди теперь более сложная задача — выявить среди полей развития палеозойских и мезо-кайнозойских образований такие площади, которые характеризуются неглубоким залеганием докембрия, наметить их границы с прилегающими «впадинами» — участками, где фундамент находится на большей глубине и, в конечном счете, составить хотя бы общее представление о морфологии верхней границы метаморфического комплекса.

Мы попытались решить эту задачу на примере Сарысу-Балхаш-Нурилского водораздела — сравнительно небольшой территории, охватывающей северо-западную крайнюю часть Джунгаро-Балхашской складчатой системы (рис. 1).

Выходы пород докембрийского метаморфического комплекса известны в юго-западной части рассматриваемой территории на Атасу-Монитинском водоразделе.

В составе комплекса можно выделить три свиты. Нижняя, мощностью не менее 3000 м, сложена метаморфическими сланцами (кварцево-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми, кварцево-актинолитовыми и др.), филлитами, рассланцованными кварц-полевошпатовыми песчаниками, кварцитами, известняками. Средняя свита состоит главным образом из кварцитовидных, существенно кварцевых песчаников, нередко превращенных в сланцеватые слюдястые кварциты. Мощность ее 500—700 м. Верхняя свита, мощностью 1000—2000 м сложена катаклазированными и милонитизированными липаритовыми порфирами. Кроме того, к докембрийскому метаморфическому комплексу относятся лейкократовые катаклазированные и милонитизированные граниты, слагающие крупные тела, вытянутые согласно с простиранием вмещающих пород¹.

Стратиграфически выше докембрийских образований залегает мощная (до 2000 м) толща оолитовых известняков, возраст которой условно, на основе сопостав-

¹ Данные, полученные В. Д. Вознесенским в 1965 г., позволяют авторам присоединиться к мнению А. Г. Гокоева о докембрийском возрасте перечисленных образований.

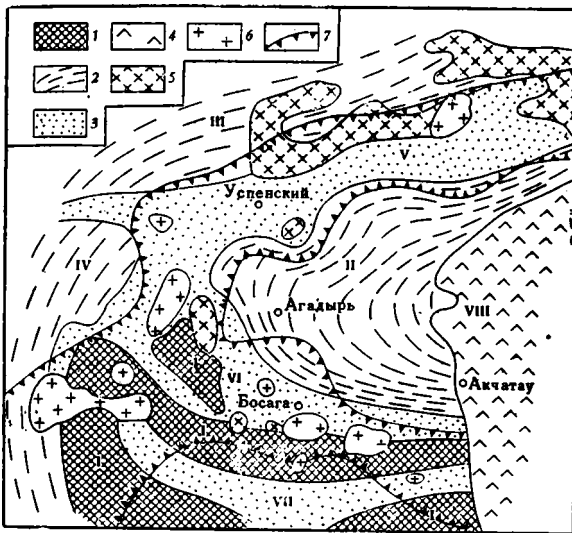


Рис. 1. Схема тектоники северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы

1 — докембрийские метаморфические образования; 2 — кремнистые, вулканогенные и терригенные отложения ордовикского и силурийского возраста; 3 — осадочно-вулканогенные отложения среднего и верхнего палеозоя; 4 — эффузивно-пирокластические образования верхнего палеозоя; 5 — верхнекаменноугольные гранитоидные интрузии; 6 — пермские гранитные интрузии; 7 — контуры Атасу-Успенской отрицательной гравитационной аномалии. I — Атасу-Моинтинский позднекаледонский антиклинорий. Герцинские антиклинории: II — Жаман-Сарыуский, III — Тектурмаский, IV — Талдыманакский (Атасууский). Герцинские синклинории: V — Успенский, VI — Акжал-Аксоранский, VII — Акбастауский, VIII — Токрауский

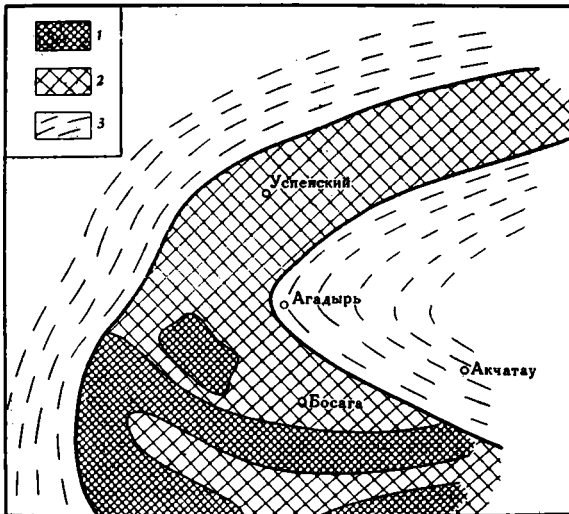


Рис. 2. Схема строения поверхности докембрийского метаморфического комплекса (поверхности фундамента) в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы

Выступы поверхности фундамента: 1 — выходящие на земную поверхность; 2 — перекрытые более молодыми образованиями; 3 — области наибольшего погружения поверхности фундамента

ления с другими районами Казахстана, определяется как кембро-ордовикский. Выходы этой толщи в общем совпадают с площадью развития докембрийских пород и ограничены территорией Атасу-Моинтинского водораздела. Здесь же на Атасу-Моинтинском водоразделе имеются крупные тела ордовикских гранитоидных интрузий (Авдеев, 1965). Перечисленные образования (докембрийские и нижнепалеозойские), участвуют в строении позднекаледонского Атасу-Моинтинского антиклинория.

На крыльях указанного антиклинория и в области его северного погружения широко развиты кремнисто-вулканогенные образования уртынджальского (яшмо-диабазового) комплекса, сформировавшегося, по видимому, в конце ордовика, а местами, как например в Агадырском районе, в силуре (Вознесенский, 1965; Ненашев и др., 1965), и тесно связанные с ним зеленцветные терригенные толщи силурийского возраста. Области распространения этих отложений обычно выделяются на тектонических схемах как Жамансарыуский, Тектурмаский и Талдыманакский (Атасууский) герцинские антиклинории. Суммарная мощность уртынджальского комплекса и терригенных толщ силура огромна, около 7000—8000 м.

На силурийских отложениях, либо непосредственно на допалеозойских - нижнепалеозойских образованиях, с резким несогласием залегают вулканогенно-осадочные отложения девонского и нижнекаменноугольного возраста, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, а также лавами и туфами липаритового, дацитового и, реже, андезитового состава. Они развиты в Успенском, Акжал-Аксоранском и Акбастауском герцинских синклинориях. Мощность их 3000—4000 м.

Венчается разрез палеозоя сравнительно мало мощными породами верхнепалеозойских эффузивно-пирокластических пород. Эти отложения развиты в Успенском синклинории, а также в Токрауском синклинории, краевая часть которого попадает в пределы рассматриваемого района.

Очень широко на Сарысу-Балхаш-Нурунском водоразделе распространены гранитоидные интрузии верхнепалеозой-

ского возраста. Как правило, они располагаются в пределах Атасу-Моинтинского антиклинория и герцинских синклиналиев: Успенского, Акжал-Аксоранского и Акбастауского.

В пределах рассматриваемой территории обращает на себя внимание крупная интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести (вернее, система отрицательных аномалий), которая охватывает периферические части Атасу-Моинтинского водораздела и протягивается через район гор Ортау на север, а затем на северо-восток в район гор Кент (см. рис. 1). Эту региональную систему отрицательных аномалий силы тяжести можно назвать Атасу-Успенской аномалией. В контур ее попадают вы-

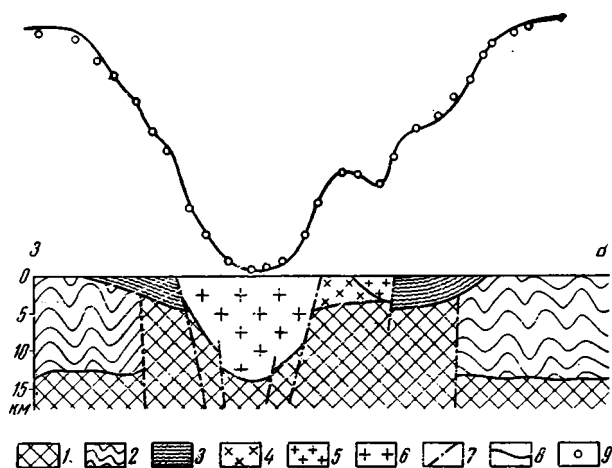


Рис. 3. Схематический геологический разрез в районе гор Ортау

1 — комплекс метаморфических пород докембрийского возраста ($\sigma=2,64 \text{ г/см}^3$); 2 — комплекс кремнистых, вулканогенных и терригенных пород силурийского возраста ($\sigma=2,68 \text{ г/см}^3$); 3 — комплекс осадочно-вулканогенных пород девонского и каменноугольного возраста ($\sigma=2,64 \text{ г/см}^3$). Космурунский гранитоидный массив верхнекаменноугольного возраста; 4 — гранодиориты ($\sigma=2,64 \text{ г/см}^3$); 5 — лейкократовые граниты ($\sigma=2,56 \text{ г/см}^3$). Ортауский гранитный массив пермского возраста; 6 — аляскитовые и лейкократовые граниты ($\sigma=2,58 \text{ г/см}^3$); 7 — зоны тектонических нарушений; 8 — кривая силы тяжести; 9 — значения силы тяжести, полученные в результате подбора

ходы докембрийских метаморфических пород Атасу-Моинтинского антиклинория (за исключением его центральной части, где преобладают породы сланцевой свиты и практически отсутствуют порфиры и граниты), средне- и верхнепалеозойские вулканогенные и осадочные отложения Успенского и Акжал-Аксоранского синклиналиев, многие гранитоидные массивы каменноугольного возраста и все пермские интрузии гранитов. За пределами аномалии остаются обширные поля, сложенные образованиями уртынджалского комплекса и терригенными отложениями силура.

По нашему мнению, Атасу-Успенская гравитационная аномалия свидетельствует о том, что докембрийские метаморфические образования (граниты, порфиры, кварциты, кварцево-серицитовые сланцы и др.) протягиваются сравнительно на небольшой глубине, порядка нескольких километров, от северной окраины Атасу-Моинтинского антиклинория в северном направлении в район пос. Успенский и затем на северо-восток, под осевой частью Успенского синклиналия в сторону Кентского гранитного массива. Иначе говоря, под Успенским синклиналием намечается погребенный выступ поверхности структурного комплекса фундамента, смыкающийся в районе гор Ортау с докембрийскими структурами Атасу-Моинтинского антиклинория (рис. 2, 3).

Рассмотрим основные доказательства, свидетельствующие в пользу высказанного выше предположения.

Сопоставление плотностей различных комплексов горных пород из района Атасу-Успенской аномалии (таблица) показывает, что в пределах ее развиты наименее плотные породы, обладающие, по сравнению с окружающими их толщами, недостатком массы, равным $0,04-0,12 \text{ г/см}^3$. Очевидно, или причиной аномалии является вся совокупность «легких» пород, или, наоборот, преобладающее влияние на аномальный гравитационный эффект оказывает какой-нибудь один из выделенных комплексов («гранитный», вулканогенно-осадочный или метаморфический).

Ф. С. Моисеенко (1964), Л. П. Бачин, Г. Р. Бекжанов, В. В. Бродовой и др. (1965) считают, что крупные отрицательные аномалии силы тяжести Центрального Казах-

стана, подобные рассматриваемой нами, создаются верхнепалеозойскими (в частности, пермскими) гранитными интрузиями, выходы которых на поверхность являются выступами огромных глубинных плутонических масс или даже собственно гранитного слоя.

Средние значения плотности различных комплексов горных пород района Атасу-Успенской аномалии¹

Краткая характеристика комплексов	Среднее значение плотности, г/см ³
Метаморфические породы докембрийского возраста: кварциты, кварцево-сланцевые сланцы, милонитизированные липаритовые порфиры и граниты	2,64
Кремнистые, вулканогенные и терригенные породы ордовикско-силурийского возраста: яшмы, диабазы, спилиты, конгломераты, песчаники, сланцы ²	2,68—2,70
Вулканогенные и осадочные породы девонско-каменноугольного возраста: липариты, дациты, андезиты, туфы кислого и среднего состава, песчаники, сланцы, конгломераты	2,64
Аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты каменноугольного и пермского возраста	2,58—2,60

¹ Таблица составлена на основании изучения плотности образцов горных пород района гор Ортау с привлечением данных Ф. С. Моисеенко (1965).

² Эти комплексы развиты за пределами Атасу-Успенской аномалии.

Согласиться с этой точкой зрения трудно. Имеется целый ряд фактов, позволяющих прийти к выводу, что в пределах Атасу-Успенской аномалии не существует скоплений огромных глубинных масс верхнепалеозойских гранитов, которые могли бы являться источником этой аномалии. Основные из этих фактов следующие.

1. Верхнепалеозойские интрузии гранитов создают отдельные, изолированные друг от друга минимумы силы тяжести, которые четко отмечаются на общем фоне Атасу-Успенской аномалии. Эти минимумы лишь усложняют характер гравитационного поля аномалии, но не затуманивают ее полностью.

2. В результате интерпретации кривой силы тяжести по детальному профилю, пересекающему Атасу-Успенскую аномалию в широтном направлении (см. рис. 3), установлено, что аномалеобразующие массы непосредственно выходят на земную поверхность, а не залегают на глубине, как это должно быть в случае существования глубинных не вскрытых батолитов.

3. Представление о гранитных интрузиях, как о выступах огромных глубинных плутонов, неизбежно приводит к выводу, что эти интрузии должны иметь расширяющуюся книзу форму. Однако это положение далеко не во всех случаях подтверждается имеющимся фактическим материалом.

На основании интерпретации гравиметровых данных нами установлено, что один из крупнейших пермских гранитных массивов, расположенный в пределах Атасу-Успенской аномалии, Ортауский, на глубине имеет форму, сужающуюся книзу (см. рис. 3). Аналогичная форма получена Ф. С. Моисеенко (1964) для Шалтасского массива. Восточно-Коунрадский гранитный массив, по данным Ю. В. Юнаковский и А. Н. Строганова (1964), расширяется книзу лишь до глубины около 1 км. Далее направление падения его контактов становится вертикальным.

4. Предполагая наличие в Центральном Казахстане огромных глубинных гранитных масс, названные выше авторы тем самым считают, что так называемый «гранитный» слой земной коры представлен собственно гранитами. Между тем в настоящее время все большее число исследователей приходит к выводу, что земная кора на всю ее мощность сложена не магматическими, а метаморфическими образованиями различных ступеней метаморфизма (Белоусов, 1965; Резанов, 1965). Д. Н. Казанли (1959), анализируя результаты глубинного сейсмического зондирования, проведенного в Центральном Казахстане, отмечает, в частности, что «гранитный» слой здесь представлен в основном метаморфическими образованиями нижнего палеозоя и докембрия.

На основании сказанного выше можно вполне обоснованно предположить, что Атасу-Успенская аномалия вызвана не глубинными массами верхнепалеозойских гранитов, а суммарным влиянием пород вулканогенно-осадочного и метаморфического комплексов. Поскольку мощность среднепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений сравнительно невелика и оценивается, по геологическим данным, в 4–5 км, основное влияние на аномальный гравитационный эффект оказывают «легкие» метаморфические образования докембрия, слагающие выступ кристаллического фундамента, перекрытый на значительной части Сарысу-Балхаш-Нурынского водораздела осадочно-вулканогенными и вулканогенными толщами среднего и верхнего палеозоя. В районе

гор Ортау амплитуда этого выступа оценивается, по гравиметрическим данным, в 10—14 км. С окружающими его сложено дислоцированными ордовикско-силурийскими образованиями выступ имеет резкие вертикальные контакты, которые можно объяснить как зоны глубинных разломов.

На существование в рассматриваемом районе погребенного выступа фундамента указывает также ряд геологических данных.

Прежде всего обращает на себя внимание расположение поясов складок уртынджалского (яшмо-диабазового) комплекса. Указанные пояса окаймляют с юго-западной и северо-восточной стороны жесткий цоколь Атасу-Моинтинского антиклинория и ведут себя по отношению к нему пассивно, облекая его, приспосабливаясь к его очертаниям. Это видно на северо-восточном крыле Атасу-Моинтинского антиклинория (вблизи пос. Агадырь и Басага), а также на западном его крыле в районе Актау и Жельдытау (см. рис. 1).

Западный пояс складок, постепенно изменяя свое простирание, продолжается далеко на северо-восток, вдоль северного края Успенского синклинория, в горы Аркалык-Сарытау-Тектурмас. Другой пояс (восточный) также отклоняется к северо-востоку, что установлено в горах Талдыэспетау Н. А. Штрейсом и С. Е. Колотухиной (1948), и прослеживается, правда на очень небольшое расстояние, по южному борту Успенского синклинория. Таким образом, в северной части Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела яшмо-диабазовые пояса околонтуривают площадь, приблизительно совпадающую с Успенским синклинорием и Атасу-Успенской гравитационной аномалией. Естественно предположить, что и в этой части района яшмо-диабазовые пояса отвечают контурам жесткого цоколя (выступа фундамента), подобно тому, как это наблюдается на крыльях Атасу-Моинтинского антиклинория.

Косвенным доказательством существования под Успенским синклинорием выступа докембрийского фундамента может служить приуроченность к Успенскому синклинорию интрузивных массивов, сложенных гранитами пермского возраста. В этом отношении Успенский синклинорий сходен с Атасу-Моинтинским антиклинорием, для которого тоже очень характерны пермские гранитные интрузии. В пределы дугообразной зоны, охватывающей значительную часть Атасу-Моинтинского антиклинория и Успенский синклинорий, попадают Кумолинский, Жаманкарабасский, Шалгасский, Аиртауский, Кызылтауский, Ортауский, Коктенкольский, Котур-Кызылтауский, Улькен-Каракууский, Кентский и другие интрузивы.

Вне этой зоны на рассматриваемой территории крупные пермские гранитные массивы неизвестны. По-видимому, сходство между Атасу-Моинтинским антиклинорием и Успенским синклинорием в интенсивности проявления пермского гранитного магматизма связано с тем обстоятельством, что в обеих структурах источник гранитной магмы был один и тот же — относительно неглубокие горизонты кристаллического фундамента и, в первую очередь, опромные массы докембрийских порфиоров и грацитов, почти не отличимых по химическому составу от гранитов пермского возраста.

Интенсивная расланцованность палеозойских пород Успенского синклинория — это еще один довод в пользу существования под Успенским синклинорием выступа докембрийского фундамента. Как показывают исследования, проведенные на площади Атасу-Моинтинского антиклинория, зоны расланцевая располагаются, как правило, на стыке горст-антиклинальных поднятий, сложенных докембрийскими образованиями, и примыкающих к ним среднепалеозойских грабен-синклинальных зон. По-видимому, эта закономерность справедлива и для области Успенского синклинория и, следовательно, имеющиеся здесь многочисленные зоны расланцевания указывают на сравнительно неглубокое залегание кристаллического фундамента и неровную ступенчатую форму его поверхности.

Наряду с выделенной нами Атасу-Успенской отрицательной гравитационной аномалией, причиной которой является погребенный выступ докембрийского фундамента, в пределах внутренней части Центрального Казахстана известно еще несколько подобных региональных отрицательных аномалий силы тяжести, расположенных как по периферии Джунгаро-Балхашской складчатой системы, так и внутри нее.

Характерной особенностью этих аномалий, так же как и Атасу-Успенской, является то, что именно к площадям их развития приурочены пермские гранитные интрузии. Возможно, что указанные гравитационные аномалии тоже связаны с погребенными выступами поверхности докембрийского метаморфического комплекса, который, по мнению Б. И. Борсука (1964), слагает фундамент Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

В связи с высказанными соображениями о природе региональных отрицательных гравитационных аномалий можно предположить, что крупнейшая в Центральном Казахстане область пониженных значений силы тяжести, именуемая Центрально-Казахстанским гравитационным минимумом, вызвана не только прогибом поверхности Мохоровичича, который установлен здесь по данным глубинных сейсмических зондирований (Казанли и др., 1959), но и одновременно значительным по размерам выступом (блоком) пород докембрия, расположенным среди более плотных ордовикских и силурийских образований. По отношению к этому блоку рассмотренный выше выступ поверхности фундамента является структурным элементом второго порядка. Однако эти предположения требуют более детального и тщательного рассмотрения, что не является целью данной работы.

Литература

- Авдеев А. В. Интрузивные комплексы Атасу-Джамшинского водораздела. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 3, 1965.
- Бачин Л. П., Бекжанов Г. Р., Бродовой В. В. и др. Схематическая геофизическая карта Казахстана (основные результаты региональных геофизических работ в Казахстане). В сб. «Геологические результаты прикладной геофизики». Изд-во «Недра», 1965.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. геология, № 1, 1965.
- Борсук Б. И. Важнейшие складчатые системы Казахстанской складчатой области и их строение. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, т. III, Госгеолтехиздат, 1964.
- Вознесенский В. Д. О возрасте уртынджалского комплекса в Прибалхашье и некоторых структурных особенностях Прибалхашья в конце раннего и начале среднего палеозоя. В кн. «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурских отложений Центрального Казахстана», Л., 1965.
- Казанли Д. Н., Попов А. А., Антоненко А. Н. Глубинное сейсмическое зондирование в Центральном Казахстане. Вестн. АН КазССР, № 4, 1959.
- Моисеенко Ф. С. К вопросу о морфологии крупных интрузий Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, вып. 4, 1964.
- Моисеенко Ф. С. Плотность горных пород и некоторые вопросы ее изучения. Геология и геофизика, № 8, 1965.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Ненашев Ю. П., Пупышев Н. А., Проскурников В. Е., Гурина Т. И. Стратиграфическое положение яшмо-диабазового комплекса в Жаман-Сарьуйском антиклинории. В кн. «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурских отложений Центрального Казахстана», Л., 1965.
- Резанов И. А. О вещественном составе глубоких горизонтов земной коры. В сб. «Геологические результаты прикладной геофизики». Изд-во «Недра», 1965.
- Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун (Жана-Аркинское района Карагандинской области). Тр. Ин-та геол. наук, вып. 101, Изд-во АН СССР, 1948.
- Юнаковская Ю. В., Строганов А. Н. О характере погружения поверхности Восточно-Коунрадского массива в области сочленения с месторождением Медный Коунрад (Центральный Казахстан). Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 1, 1964.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
14 июля 1966 г.

УДК 528.946

С. П. ВАЛЬБЕ

ИЗОБРАЖЕНИЕ ФОРМАЦИЙ НА ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТАХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

В современной геологии изучению формаций уделяется все больше и больше внимания. Формационный анализ особенно важен при изучении типов развития земной коры и закономерностей размещения полезных ископаемых. Естественно поэтому, что отображение пространственного размещения формаций и изменения их мощностей резко повышает содержание и значение тектонических карт. Между тем на изданных в последние годы общих и региональных тектонических картах, и в частности на Международной тектонической карте Европы (1964), обычно находили отображение не полные ряды формаций, а только некоторые наиболее важные частные формации. Попытки же отображения на картах мощностей формаций и их изменения по площади (по меньшей мере для складчатых сооружений) не делались. Между тем опыт, накопленный автором при составлении Тектонической карты Туркмено-Хорасанской складчатой области, свидетельствует о целесообразности и возможности решения этих задач на картах масштаба 1:2 500 000 и более детальных.

Напомним, что формациями принято называть естественные ассоциации горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные части которых парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и возрастном отношении (Н. С. Шатский, 1960; Н. П. Херасков, 1959). Каждая формация или ряд формаций отвечает конкретным условиям осадконакопления в опре-

деленной геотектонической зоне, находящейся на определенной стадии своего развития.

Именно поэтому в основу классификации формаций чаще всего кладется тектонический фактор (Белоусов, 1954; Рухин, 1959; Херасков, 1959 и др.). Примером подобной классификации может служить классификация В. Е. Хаина. В этой классификации предложено выделять четыре класса или, вернее, четыре типовых ряда формаций, соответственно характерных для следующих структурных зон: устойчивых платформ, подвижных платформ, миогеосинклиналей и передовых прогибов, эвгеосинклиналей и межгорных прогибов. Принадлежность района к той или иной геоструктурной зоне определяется по развитию в ее пределах ряду формаций. На недавно изданной Международной тектонической карте Европы была сделана попытка показать площади развития некоторых главнейших формаций, характеризующих определенные черты развития структурных единиц складчатых областей, и в частности эв- и миогеосинклинальных зон. Определение тектонической принадлежности того или иного района к конкретной зоне (например, к эвгеосинклинали) на этой карте произведено по присутствию главнейшей формации. Но принадлежность данного района к данной структурной зоне не остается постоянной. Даже в пределах одного геотектонического этапа вследствие смещения во времени границ между зонами происходит переход данного района из одной структурной зоны в другую. Например, Аладагский и Биналудский антиклинорий в мезозое целиком принадлежали миогеосинклинальной зоне Альпийского пояса. Об этом свидетельствует состав накопившихся здесь повсеместно нормально осадочных терригенных и карбонатных формаций юры и мела и практическое отсутствие в разрезе вулканогенных толщ. Однако в эоценовое время, в пределах южных крыльев Аладагского и Биналудского складчатых сооружений, накопление нормально осадочных толщ сменялось формированием мощного вулканогенного комплекса. Появление этого комплекса в разрезе, очевидно, свидетельствует о переходе соответствующей части территории из миогеосинклинальной зоны в эвгеосинклинальную. Совершенно очевидно, что изменение типа развития той или иной территории может происходить неоднократно, а переход из одной структурной зоны в другую — на разных стадиях развития этих зон. Все особенности истории развития территории находят отражение в рядах формаций. В этой связи делается очевидным вывод о необходимости повсеместного отображения на тектонических картах, в пределах складчатых сооружений, всех формаций, т. е. о раскрытии полного формационного состава структурных этажей. Только в этом случае тектоническая карта подчеркнет как общие, так и специфические черты развития складчатых сооружений и их отдельных районов.

Существует определенное соответствие между структурными этажами и подэтажами, с одной стороны, и формациями — с другой. И это естественно, так как границам между структурными подразделениями разреза земной коры во времени отвечают скачки в развитии территории, приводящие к смене условий осадконакопления и типов формаций. Структурные этажи (подэтажи), как известно, разделены обычно значительными несогласиями.

В состав структурного этажа (подэтажа) может входить либо одна, либо чаще несколько частных формаций. В первом случае формации отделяются друг от друга несогласием. Во втором, более широко распространенном случае, формации, входящие в состав одного структурного подразделения, могут перекрывать друг друга без несогласия.

Структурные подразделения (этажи, подэтажи), включающие в себя одну формацию, удобно называть моноформационными, а те из них, которые обнимают несколько формаций, — полиформационными. Для отображения на тектонических картах формационных особенностей полиформационных структурных подэтажей целесообразно их деление по формационному признаку на части.

Частью структурного подэтажа предлагается называть одну формацию или так называемый латеральный (горизонтальный) ряд формаций, т. е. серию разновозрастных формаций, которые замещают друг друга по площади при переходе из одной геоструктурной зоны в другую. На тектонических картах части подэтажей следует отображать оттенками цвета, принятого для данного структурного подэтажа, а состав формаций или латерального ряда формаций — накладными штриховыми знаками.

Расчленение полиформационных структурных подэтажей на части формации, латеральные ряды формаций, помимо объективного раскрытия историко-геологических особенностей района, способствует более полному отображению структурных взаимоотношений, что оказывается особенно важным при составлении региональных тектонических карт таких складчатых сооружений, в пределах которых обширные территории образованы с поверхности одним структурным подэтажом. Расчленение полиформационных структурных подэтажей на части (формации, латеральные ряды формаций) выполнено, в частности, автором при составлении тектонической карты Копетдага. Так, например, широко развитый здесь нижний подэтаж Ag_2 (верхний баррем — маастрихт) верхнего геосинклинального структурного этажа (верхний баррем — палеоген) подразделен на две части. В состав нижней (Ag_{2a}^1) из них включена

терригенная формация апта — сеномана. а верхний (Ag_{2B}¹) — карбонатная формация турона — маастрихта.

Отображение на тектонических картах распределения формаций в пространстве и во времени, как уже отмечалось, раскрывает основные стадии развития структурных зон. Но не всякая формация сама по себе позволяет устанавливать принадлежность данного района в данную эпоху к определенной тектонической зоне. Затруднения в определении подобной принадлежности, в частности, возникают тогда, когда в двух смежных структурных зонах развиты сходные или однотипные формации. К числу подобных, например, относятся группа терригенных и группа карбонатных формаций. Накопление формаций этих групп может одновременно происходить в пределах миогеосинклинальных прогибов и сопредельных с ними склонов платформ (верхнебарем-сеноманская терригенная формация Копет-Дага и Туранской эпигерцинской платформы). Поэтому решить достаточно достоверно вопрос о типе тектонического режима той или иной части складчатого сооружения во время накопления развитой здесь терригенной формации только по составу этой формации представляется затруднительным. Важный дополнительный материал в отношении характера движений того или иного района во время накопления данной формации дает анализ мощностей этой формации.

Формация	Мощность в метрах			
	до 200	200—1000	1000—2500	2500—5000
Осадочные				
А. Геосинклинальные				
Группа терригенных формаций	•	••	•••	••••
Группа флишевых формаций	†	††	†††	††††
Группа глинистых формаций	—	=	— —	— — —
Группа карбонатных формаций				
Б. Орогенические				
Ранняя, преимущественно морская моласса	○	○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○ ○
Поздняя преимущественно континентальная моласса	•	• •	• • •	• • • •
Вулканогенные				
Основные	∨	∨ ∨	∨ ∨ ∨	∨ ∨ ∨ ∨
Средние	∪	∪ ∪	∪ ∪ ∪	∪ ∪ ∪ ∪
Кислые	×	× ×	× × ×	× × × ×

Таким образом, мы приходим к выводу о необходимости отображения на тектонических картах не только типа, но и мощностей каждой формации, а также ее изменений по площади.

Для отображения мощностей формаций на тектонических картах складчатых сооружений не представляется возможным использовать метод изопакит, так как проведение последних резко снизило бы читаемость карты. В этой связи мы предлагаем в штриховые накладные обозначения формаций вложить двойной смысл: типами накладных знаков отражать типы формаций, а их различными количественными комбинациями — изменения мощностей формаций. Так, терригенную формацию обозначить жирными точками. Изменение мощности этой формации будет отражено количественными комбинациями точек: одной • — мощностью до 200 м, двумя •• — от 200 до 1000 м; тремя ••• — от 1000 до 2000 м и т. д. Если, например, в пределах дан-

ного поля мощность терригенной формации не превышает 200 м, на карте это поле следует покрыть разрозненными одиночными точками. Увеличение мощности в каком-либо направлении до 1000 м отображается покрытием соответствующего поля знаком спаренных точек и т. д.

Примеры условных обозначений для отображения состава и мощностей некоторых формаций приведены в таблице.

Итак, одной из важнейших задач при составлении современных тектонических карт, вообще, и складчатых сооружений, в частности, является объективное отображение типов развития важнейших геоструктурных элементов. Решение этой задачи невозможно без раскрытия на тектонических картах формационного строения структурных этажей и подэтажей. В связи с тем, что структурные подэтажи чаще всего имеют полиформационный характер, для отображения формационного строения необходимо их деление на тектонических картах на части. Всякая часть подэтажа должна включать в себя одну формацию или латеральный ряд формаций. Части подэтажей, также и как подэтажи, на картах следует выделять оттенками цвета, принятого для данного этажа. При этом тип формации выражается накладным штриховым знаком. Количественные комбинации этих знаков используются для отображения изменения мощности формации.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостехиздат, 1954.
Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития складчатых геосинклинальных областей. Международная тектоническая карта Европы. Изд-во «Наука» и «Недра», 1964.
Рухин Л. Б. Ряды фаций и формаций. Тезисы докладов и сообщений четвертого всесоюзного литологического совещания. Изд-во АН УзССР, 1959.
Хайн В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, вып. 2, 1959.
Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 27, вып. 5, 1959.
Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Гостехиздат, 1957.
Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1960.

Институт геологии
ТуркмССР г. Ашхабад

Статья поступила
28 октября 1966 г.

УДК 551.252(571.55)

В. Г. ГЛАДКОВ

ПОПЕРЕЧНЫЙ КЛИВАЖ ПОРОД НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ р. АГИ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Мелкие структурные формы литологически однообразных песчано-сланцевых отложений Агинского массива содержат богатую информацию о геологических движениях, создавших его современную структуру. Изучение их морфологии и условий залегания, находящихся в тесной генетической зависимости от формирования крупных складчатых и разрывных нарушений, позволит воссоздать историю геологического развития этого интересного, но во многом еще загадочного крупного структурного элемента Забайкалья. Выявленные автором некоторые проявления кливажа в осадочных толщах, слагающих правобережную часть р. Аги в ее среднем течении, представляют одну из попыток в этом отношении.

Осадочные отложения упомянутой выше территории представлены переслаивающимися песчаниками (сланцевыми, гравелитистыми, разно- и тонкозернистыми) и сланцами (филлитовидными, алевропелитовыми, алевролитовыми и глинистыми) с прослоями гравелитов и эффузивов. Они собраны в крупные складки с размером в поперечнике 30—40 км и осложнены большим количеством более мелких складок различных порядков (рис. 1). Простираение пород субмеридиональное, от СЗ в южной части (330°) до ССЗ (340—350°) и меридионального в северной. В плане они образуют крупную дугу, выпуклую к западу.

Складки высоких порядков характеризуются сложностью форм. Они представлены изоклинальными сжатыми складками течения с размером в поперечнике 700—1000 м и длиной до нескольких километров и более, а также крупными открытыми складками (4—6 км в поперечнике и более 10 км длины), осложненными в ядрах

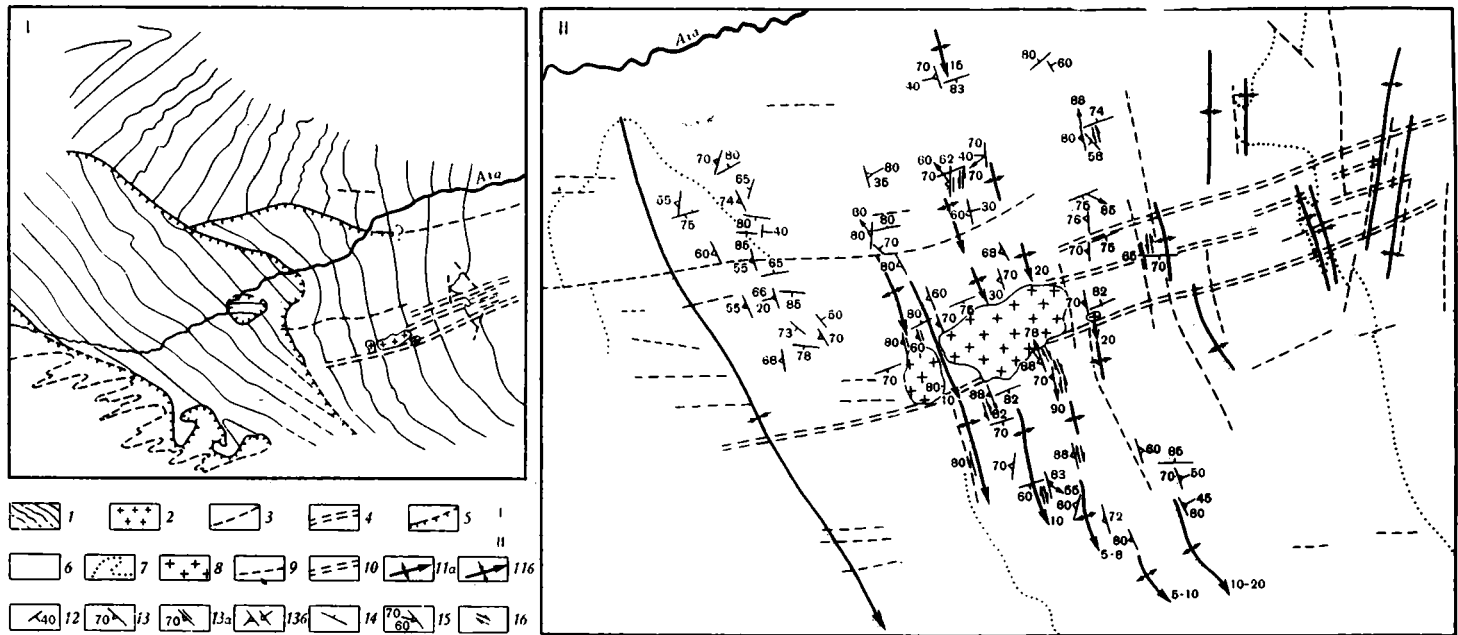


Рис. 1. Схема структурных элементов пород на правом берегу р. Аги

I — Схематическая геологическая карта; по Н. А. Флоренсову (1937) с дополнениями автора: 1 — пространство пород; 2 — граниты; 3 — разрывные нарушения; 4 — зоны повышенной трещиноватости; 5 — линии надвигов. II — Схема структурных элементов; 6 — сланцы; 7 — граниты свит; 8 — граниты; 9 — разрывные нарушения; 10 — зоны повышенной трещиноватости; 11 — оси складок (а — антиклинальных, б — синклинальных) и погружение шарниров; 12—15 — элементы залегания слоистости: 12 — главного кливажа; 13а — совпадение слоистости и главного кливажа; 13б — совпадение простирания и разные углы падения их; 14 — поперечного кливажа; 15 — шарниров мелких складок в плоскости главного кливажа; 16 — направление смещения по складкам волочения

многочисленными мелкими складками. Складчатые структуры несколько запрокинуты к востоку (угол падения осевых поверхностей равен $60-70^\circ$) и характеризуются изгибами осей в плане, виргацией, иногда кулионным расположением. Общим для них является погружение шарниров к югу под углом $10-15^\circ$ с резкими «перепадами» в отдельных участках до $30-40^\circ$ и даже 50° . Существенной особенностью пород является развитие продольного (осевого и слоевого) и поперечного кливажей.

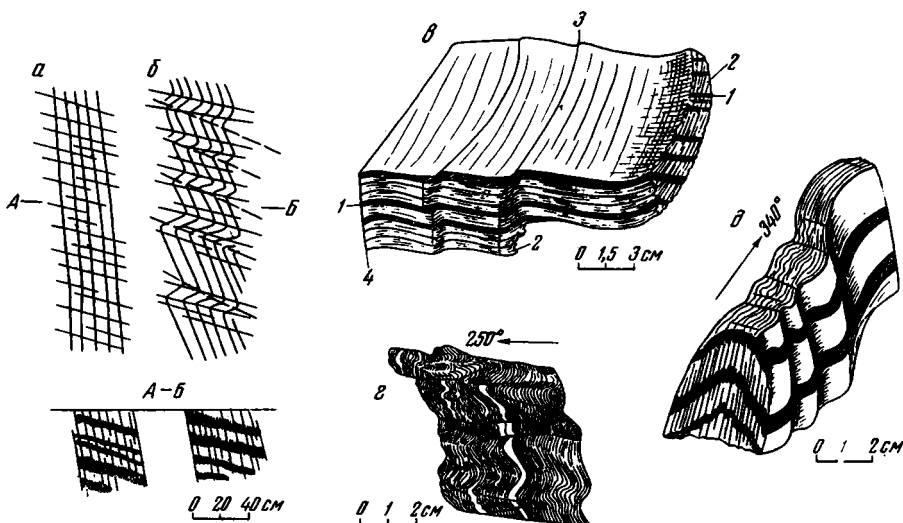


Рис. 2. Форма проявления мелких складок и поперечного кливажа

а, б — взаимоотношение слоистости, главного и поперечного кливажей; элементы залегания (азимут и угол падения) слоистости (широкие черные полосы) — $90^\circ < 30^\circ$, главного кливажа — $78^\circ < 83^\circ$, шарниров складок — $125^\circ < 55^\circ$, их осевых поверхностей (штрих) — $190^\circ < 60^\circ$, поперечного кливажа, (сплошные линии) — $170^\circ < 60^\circ$. Обозначения «А» и «Б» отстоят друг от друга на несколько метров (план); в — складки волочения типа флексур; г — характер микроскладчатости (в срезе) в местах развития поперечного кливажа; д — изгиб пород в плоскости главного кливажа (образец)

Наибольшим распространением пользуется осевой (главный) кливаж. Он имеет выдержанное простирание 340° и падение к запад-юго-западу под углами $60-70^\circ$. По главному кливажу развита трещиноватость, разбивающая породы на протяженные плитки различной толщины и имеющая генеральное распространение в районе.

Поперечный кливаж встречается относительно реже, большей частью в сланцах, реже в песчаниках; в плотных эффузивах он отсутствует. По своему внешнему проявлению поперечный кливаж представлен частыми сближенными параллельными трещинами скола. Они имеют восток-северо-восточное простирание и крутые до вертикальных углы падения. Расстояние между трещинами колеблется от нескольких миллиметров до $20-30$ см и больше. Они ориентированы почти перпендикулярно к простиранию слоистости пород и всегда ассоциируют с мелкими изгибами и складками от $0,5-1$ до $10-30$, редко больше сантиметров в поперечнике. Большой частью они представлены характерными складками волочения с крутыми до вертикальных углами погружения шарниров.

Кливаж генетически ассоциирует с этими складками и располагается в местах перегибов (рис. 2). Он связан с закономерной ориентировкой слюдистых минералов и зерен кварца вблизи поверхностей трещинок и относится к типу кливажа скальвания (Ажгирей, 1966), обладающего некоторыми признаками кливажа течения и разлома.

Приведенный выше фактический материал позволяет рассмотреть некоторые кинетические стороны этого явления.

Формирование поперечного кливажа (и складок волочения с крутонаклонными шарнирами) обусловлено «послойными» смещениями пластин пород, ограниченных поверхностями главного кливажа. Эти смещения происходили в горизонтальном направлении при субмеридиональной ориентировке, поперечно к шарнирам складок волочения. В соответствии с этим следует признать главной причиной, приведшей к упомянутым выше явлениям, крупный флексуобразный изгиб в плане пород с осью В (совпадающей с шарниром флексуры), ориентированной в почти вертикальном направлении, а с осями А и С — соответственно в широтном и меридиональном. Возникший изгиб представляет собой вторичную складку, наложенную на герцинскую

складчатость, имеющую субмеридиональное простирание. О масштабах этого явления можно судить по значительному количеству «поздних» (по поверхностям главного кливажа) дифференциальных перемещений пластин пород на большой площади, фиксируемых поперечным кливажем.

Следовательно, поперечный кливаж в нашем случае по взаимоотношению со складчатыми структурами может быть отнесен к кливажу осевой плоскости крупной флексуры в плане; при этом его тесная генетическая связь со складками волочения больше соответствует типу кливажа межслоевого скольжения.

Однако, выдержанные элементы залегания кливажа, часто не считающиеся с «местными деталями складчатой структуры» (Ажгирей, 1966), позволяют признать участие в его формировании и сжимающих сил, ориентированных в субмеридиональном направлении. Результатом этого является, по-видимому, и широкое развитие широтных надвигов, характерных для Агинского массива (Гладков, 1961; Лучицкий, 1940; Соколов, 1935; Флоренсов, 1937; Якжин, 1955).

Таким образом, на Агинском массиве мы встречаемся с очень интересным и своеобразным взаимоотношением разновозрастных складчатостей. Более поздние складчатые движения (по-видимому, мезозойского возраста, так как с их элементами отмечается структурно-пространственная связь мезозойского магматизма и оруденения) используют вторичную «стратифицированность» палеозойской осадочной толщи, обусловленную развитием главного кливажа. Эта стратифицированность создает новую моноклинальную структуру субмеридионального простирания, реагирующую на последующие флексурные изгибы.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
Г л а д к о в В. Г. Новые данные об оловянинском надвиге. Геол. и геофиз., № 1, 1961.
И в а н о в Б. А. Угленосные и другие мезозойские отложения Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32, 1949.
К о з е р е н к о В. Н. Геологическое строение ЮВ части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956.
Л у ч и ц к и й И. В. О структурах Центрального Забайкалья. Сов. геология, № 1, 1940.
Л у ч и ц к и й И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, Изд-во АН СССР, 1950.
Л у ч и ц к и й И. В. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онона. Очерки по геол. Сибири, вып. 17, Изд-во АН СССР, 1954.
Н а г и б и н а М. С., Л у ч и ц к и й И. В. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1948.
С о к о л о в Д. С. Геологический очерк верхней части бассейна р. Или и Туры. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1, 1935.
С о к о л о в Д. С. Основные черты геологической истории Восточного Забайкалья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 5—6, 1940.
Ф л о р е н с о в Н. А. К геологии верхней части бассейна р. Аги. В кн. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 12, 1937.
Ф л о р е н с о в Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., вып. 1, 1954.
Я к ж и н А. А. Некоторые черты геологической структуры Восточного Забайкалья. Разв. и охр. недр., № 2, 1955.

Иркутский научно-исследовательский
институт редких металлов

Статья поступила
29 марта 1967 г.

УДК 551.243(235.216)

Т. С. ЗАМАЛЕТДИНОВ, В. Л. КЛИШЕВИЧ, А. В. ЯГОВКИН

ТЕГЕРМАЧСКИЙ ГЕРЦИНСКИЙ ШАРЬЯЖ В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Широкое распространение герцинских надвигов в Южном Тянь-Шане и их значительные амплитуды установлены сравнительно недавно. Наиболее существенный вклад в дело изучения этих структур в пределах Алая внес Г. С. Поршняков (1960, 1961, 1962), занимавшийся в региональном плане анализом форм тектонических структур среднепалеозойских толщ и впервые указавший на существенную роль надвигов в этом районе, а также на практическую важность их изучения.

Тегермачский покров является частью крупного надвига, ограничивающего с севера Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий (Поршняков, 1961²). В пределах рассматриваемой территории (междуречье Чиле-Исфайрам, рис. 1) линия выхода этого надвига на дневную поверхность образует в плане извилистую, почти замкнутую петлю, прослеживаясь от р. Пум на севере до р. Тегермач на юге и от р. Исфайрам на западе до р. Гезарт на востоке. Отдельные участки этого надвига были закартированы

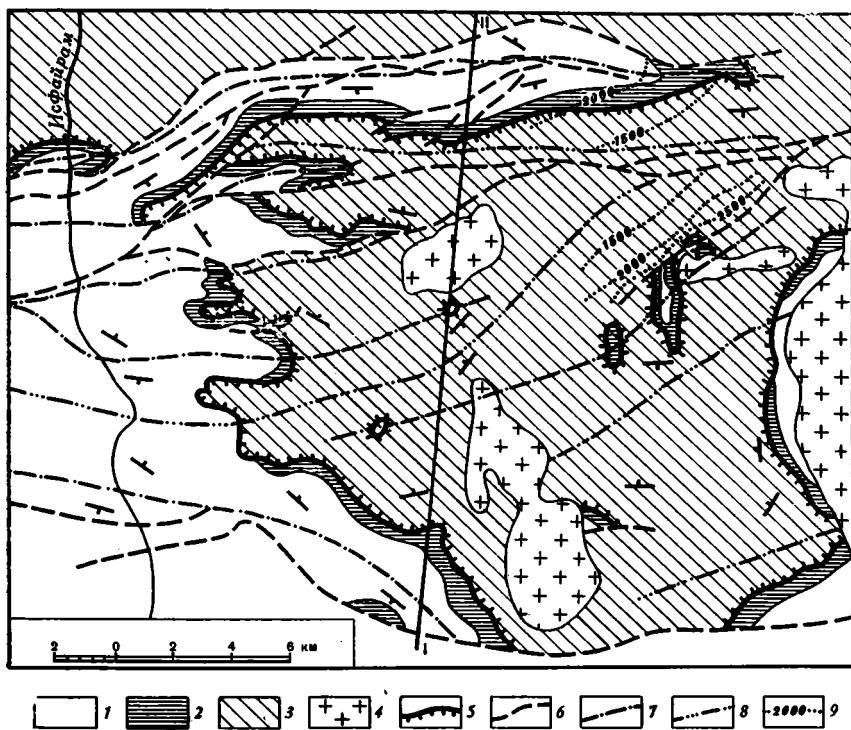


Рис. 1. Схематическая карта тегермачского покрова

1 — доломиты и известняки автохтона (D_2-C_2); 2 — толубайская свита; 3 — аллохтэн; 4 — гранодиориты; 5 — поверхность сместителя Тегермачского шарьяжа; 6 — секущие позднегерцинские разломы; 7 — оси антиклиналей; 8 — оси синклиналей; 9 — изогипсы кровли известняков, по данным ВЭЗ

в 1944 г. М. М. Кухтиковым и в 1958 г. А. В. Разваляевым. Авторам удалось более подробно исследовать разные участки Тегермачского покрова при проведении тематических и поисково-съёмочных работ в этом районе с 1956 г. по 1964 г. В результате были установлены широкие перекрытия по надвигу каменноугольных известняков сланцами силура, характер складчатых и разрывных нарушений, осложняющих покровную структуру, морфология шарьяжа, а также уточнен стратиграфический разрез автохтонных и аллохтонных толщ. Поскольку существование в природе подобных структур многие геологи подвергают сомнению, представляется целесообразным опубликовать основные фактические материалы по Тегермачскому покрову.

Интересующий нас район является частью северного крыла Андыгенско-Кичикалайского антиклинория. В строении автохтонных толщ последнего принимают участие песчаники и сланцы силура (установлены западнее описываемого района в бассейнах рек Газ, Барксы, Булак-Вашти), на которые несогласно, иногда с конгломератами в основании налегает мощная толща (около 2000—2500 м) темных слоистых доломитов и известняков среднего и верхнего девона. Выше залегают грубослоистые и массивные известняки нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы) мощностью до 700 м, которые в свою очередь перекрываются слоистыми известняками намюрского и башкирского ярусов. Мощность последних обычно не превышает 500 м. Венчается разрез фузулиновыми известняками нижнемосковского подъяруса мощностью около 100 м и песчано-сланцевой толубайской свитой (до 500 м), которая по возрасту относится к верхней части нижнемосковского подъяруса — нижней части верхнемосковского подъяруса.

Автохтонные толщи обнажаются с внешней стороны упомянутой выше «петли» надвига, а также внутри ее в нескольких тектонических окнах, в которых современная эрозия достигла этих пород (рис. 2).

Аллохтон сложен резко огличными разрезами среднего палеозоя. В основании этих разрезов залегают песчано-сланцевые толщи силура, в нижних горизонтах которых преобладают глинистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников, а в верхних — существенная роль принадлежит песчаникам. Общая мощность силурийской толщи около 1500 м. Более высокие горизонты разреза аллохтона в пределах рассматриваемой территории обнажаются в районе Ходжа-Кеяна и г. Акчоко, где они представлены известняками лудлова и нижнего девона общей мощностью до 15 м. Восточнее, в бассейне р. Чиле (г. Чалка), среди карбонатных толщ установлены также нижний и средний карбон. По-видимому, существенную роль в строении аллохтона играет сокращенный разрез среднего палеозоя (Поршняков, 1961.). Наиболее полно этот разрез представлен на междуречье Актюбе — Гезарт. Здесь на сланцы силура налегают конгломераты, песчаники и сланцы с линзами известняков среднего девона мощностью до 300 м, на которые с перерывом налегают намюрские известняки с прослоями кремней мощностью около 160 м. Разрез венчается пачкой песчаников и сланцев с прослоями известняков, гравелитов и конгломератов нижнемосковского подъяруса мощностью около 50 м.

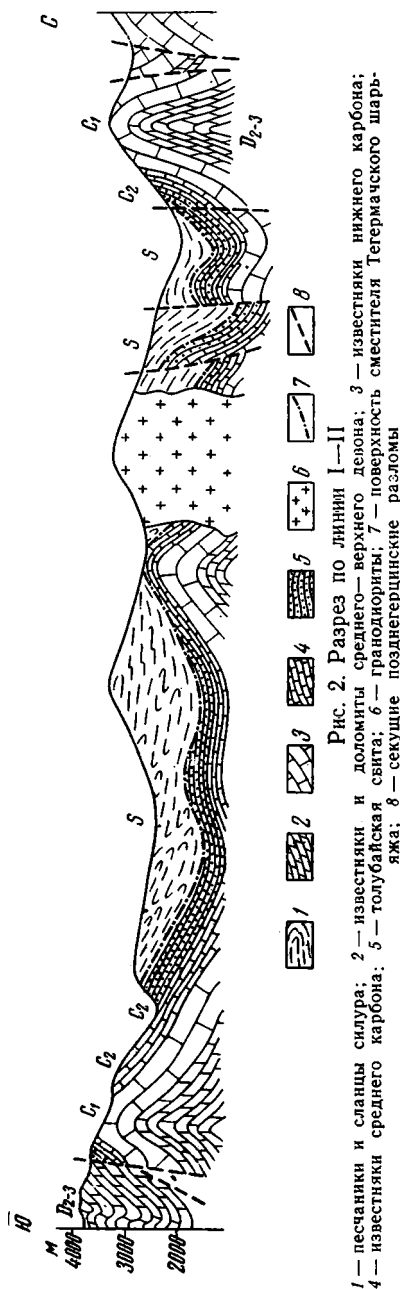


Рис. 2. Разрез по линии I—II
1 — известняки и доломиты среднего—верхнего девона; 2 — известняки нижнего карбона; 3 — известняки и доломиты среднего—верхнего девона; 4 — известняки среднего карбона; 5 — сланцы силура; 6 — гранодиориты; 7 — поверхность сместителя Тегермачского шаража; 8 — секущие позднегерцинские разломы

Наиболее характерными особенностями Тегермачского покрова являются почти полная параллельность поверхности сместителя и слоистости соприкасающихся толщ, отсутствие мощных милонитов, а также участие аллохтонных и автохтонных толщ в позднейших складчатых и разрывных дислокациях.

Аллохтон налегает обычно на самые высокие горизонты автохтона (рис. 3, 4) — толубайскую свиту — и в отдельных обнажениях вследствие литологического сходства последней с породами силура контакт между ними устанавливается с трудом. Значительно реже аллохтонные толщи налегают непосредственно на лежащие ниже известняки. При прослеживании линии контакта аллохтона и автохтона улавливаются общее закономерное изменение мощностей толубайской свиты. Так, если в северной части района (горы Оджалъвес) мощность толубайской свиты превышает 400 м, то в направлении к югу (верховья р. Пум, правый борт Исфайрама ниже р. Кичих-Караганды) мощность ее уменьшается до 150—200 м, а еще южнее, в районе водораздела Тегермач — Пум и в верховьях Абшира, сланцы силура надвинуты непосредственно на известняки среднего карбона либо на толубайскую свиту, мощность которой не превышает здесь нескольких десятков метров. Южнее под поверхностью надвига вновь появляются терригенные толщи среднего карбона, мощность которых постепенно нарастает в южном направлении и на правобережье р. Тегермач достигает 250 м. Толубайская свита во всех обнажениях имеет обычно простую структуру, не осложненную лежащими складками или пологими чешуями, которые могли бы свидетельствовать о сколь угодно значительном перемещении отдельных ее частей совместно с аллохтоном. Наблюдаемые изменения мощностей свиты обусловлены скорее всего конседиментационными процессами.

«Согласное» залегание песчано-сланцевых толщ силура на подстилающих их породах карбона наблюдается практически во всех обнажениях. Так, например, на южном склоне г. Оджалъвес азимут падения автохтонных песчано-сланцевых толщ среднего карбона 170—180° при углах падения в 45—60°, а в перекрывающих их песчано-сланцевых толщах силура 170—180°, при углах падения в 45—60°. В бассейне р. Тегермач и в верховьях р. Гезарт падение пород карбона колеблется от СВ 20—30° до СЗ 350° под углом 25—50°, такие же элементы залегания в толщах аллохтона вблизи поверхности надвига. Структурные и текстурные изменения в приконтактовой зоне аллохтонных и автохтон-

ных толщ несколько различны в отдельных обнажениях и зависят в первую очередь от вещественного состава соприкасающихся толщ и, по-видимому, от палеорельефа автохтона. Так, например, в северной и южной частях района, где мощность толубайской свиты достигает первых сотен метров, поверхность сместителя фиксируется в обнажениях маломощной зоной (от нескольких десятков сантиметров до 4 м) милонитов. Милониты подверглись уплотнению и в современных разрезах

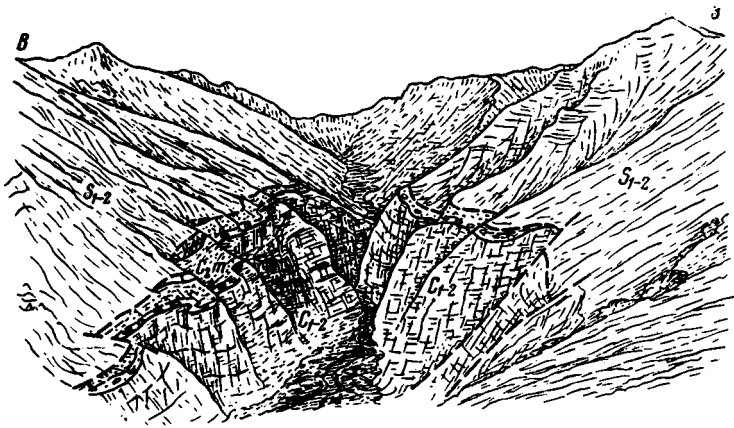


Рис. 3. Акканчигайское тектоническое окно

Рисунок с фотографии. В нижней части долины мраморы, над ними — песчано-сланцевые отложения силура

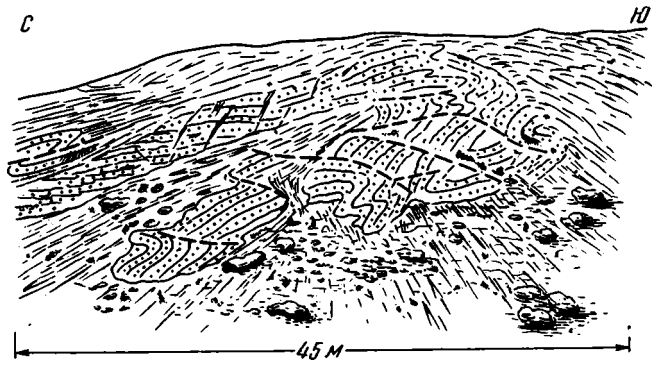


Рис. 4. Складка «волочения» в песчано-сланцевой силурийской толще на перевале Абшир

Рисунок с фотографии

внешне почти не отличаются от прилегающих к ним сланцев и алевролитов. Характерной особенностью этой зоны обычно является развитие диагональных трещин скальвания, как правило не выходящих за ее пределы. Прилегающие к зоне милонитов породы сильно кливажированы, причем кливаж распространяется в них на расстояние не более 5—7 м. Очень редко в зоне контакта аллохтонных и автохтонных толщ наблюдается сплошность.

В районах, где мощность терригенной толщи автохтона незначительна (реки Кок-Деве, Калчигай) или она отсутствует полностью (р. Акканчигай), поверхность сместителя фиксируется обычно небольшой зоной тектонических брекчий мощностью до 2—5 м. Возникновение этих брекчий несомненно связано с движением покрова, поскольку имеющиеся здесь более молодые складчатые нарушения (см. ниже) пологи и не могли вызвать значительных межпластовых подвижек и связанного с ними формирования брекчий. Сопровождающая брекчии зона повышенной трещиноватости распространяется в окружающие породы на расстояние 1,5—2 м по обе стороны от них. Непосредственно выше и ниже этой зоны удается находить остатки граптолитов и фораминифер удовлетворительной сохранности.

В полосе пониженных мощностей верхней терригенной толщи автохтона, а также в районах, расположенных к югу от нее, широким распространением пользуются мелкие

складки «волочения», встречающиеся как в автохтонных, так и в аллохтонных толщах. Складки, развитые в автохтоне, затрагивают обычно лишь верхние горизонты. Они характеризуются субширотным простиранием, небольшим размахом крыльев (до 2—10 м), асимметричным строением и пологими углами падения пород на крыльях (10—20°). Реже наблюдаются более крутые или даже опрокинутые на юг складки; размах их крыльев не превышает 2 м. Значительно большим распространением пользуются складки «волочения» в аллохтонных толщах, распространяясь на значительные расстояния от плоскости шарьяжа. Размах крыльев складок здесь достигает 300 м (обычно 20—50 м). Характерной особенностью их является северное падение осевых поверхностей складок под углом в 20—50°. Южные крылья антиклиналей часто подвернуты (см. рис. 4).

Пространственная приуроченность мелких складок к полосе пониженных мощностей толубайской свиты и к югу от нее обусловлена, по-видимому, наличием здесь в момент движения аллохтона положительной (антиклинальной) структуры, выраженной в рельефе.

Помимо рассмотренных выше мелких структурных нарушений, безусловно тесно связанных с движением покрова, значительных деформаций как автохтонные, так и аллохтонные толщи в период формирования шарьяжа не претерпели. Практически «согласное» залегание пород автохтона и аллохтона свидетельствует о формировании покрова на самых ранних, первых стадиях инверсии тектонического режима. Позднее оба комплекса оказались смятыми в серию крупных субширотных складок и разбитыми крутопадающими разломами. Последние рассекают складчатую структуру района и в своем большинстве возникли, по-видимому, в позднегерцинскую эпоху (Поршняков, 1962; Синицын, 1960).

Рассмотрим некоторые крупные складки, конформно осложняющие автохтонные и аллохтонные толщи.

Вдоль северной окраины описываемого участка прослеживается Оджальвеская антиклиналь, сложенная доломитами верхнего девона, известняками и терригенными породами карбона. На крыльях складок на них надвинуты песчано-сланцевые толщи силура. Южное крыло складки хорошо выражено на всем ее протяжении, падение пород здесь южное или юго-восточное по азимуту 160—180° под углами в 40—60°. Северное крыло складки сильно нарушено, и в современной структуре сохранились лишь отдельные его фрагменты. Падения пород в этом крыле крутые северные 350—360°, угол 60—70°, до опрокинутых южных.

Южнее располагается субширотная синклиналиная складка с силурийскими песчано-сланцевыми толщами в ядре и каменноугольными известняками автохтона на крыльях. Падения пород аллохтона в крыльях складки — 40—50°. В восточной части складки, по данным ВЭЗ, устанавливается более пологое (30—40°) падение кровли известняков в северном крыле складки, что обусловлено, вероятно, уменьшением мощности толубайской свиты в южном направлении. У обеих описанных выше структур наблюдается отчетливое пологое (5—10°) погружение шарниров к востоку.

На правобережье Исфайрама и в бассейне Аустана устанавливаются три небольшие антиклинальные и две разделяющие их синклиналиные складки. В ядрах антиклиналей здесь залегают девонские доломиты и известняки карбона, синклинали выполнены песчано-сланцевыми отложениями силура. Углы падения пород в крыльях обычно 30—60°; отмечается слабо выраженный наклон складок к северу. Шарниры их испытывают отчетливое погружение к востоку, угол погружения шарниров — около 10°. Складки затухают в 8—10 км восточнее Исфайрама. К южной из этих антиклиналей приурочено небольшое тектоническое окно мраморизованных известняков в верховьях Аустана. Известняки здесь, как и перекрывающие их песчано-сланцевые породы силура, имеют пологое северо-западное падение (340—15°).

От слияния составляющих Абшира в направлении к западу-юго-западу прослеживается следующая к югу крупная синклиналиная складка. Наиболее отчетливо она выражена в бассейне Абшира, где падения пород на крыльях ее достигают 30—50°, причем южное крыло несколько более крутое. В юго-западном направлении складка существенно выполаживается. Падения пород аллохтона здесь в южном крыле преобладают северные и северо-западные пологие (10—30°), а в северном крыле — южные и юго-восточные также пологие. По кровле известняков автохтона на правобережье Исфайрама отмечается лишь очень пологая синклинали с падением в северном крыле не более 10°, а в южном 10—30°.

Юго-восточнее этой синклинали располагается пологая антиклинальная складка. Ядерная часть складки сложена известняками карбона, выступающими среди сланцев силура в нескольких тектонических окнах. Наиболее восточными из них являются тектонические окна, установленные в верховьях Булатая. Здесь обнажаются светлые мраморы и мраморизованные известняки, перекрываемые песчаниками и сланцами толубайской свиты мощностью около 100 м. На толубайскую свиту наведены песчаники и сланцы силура. Падение всех пород и плоскости надвига — ССЗ 340—350°, угол 40—60°. Площади окон — около 0,3 и 0,5 км². На северо-востоке, по данным бурения, известняки прослеживаются еще на 0,5 км под сланцами силура.

На юго-западе, по данным бурения, эти известняки соединяются с мраморами, слагающими наибольшее по площади из известных здесь тектонических окон — Капчигайской. Мраморы в этом окне перекрыты малоомной пачкой гравелитов, песчаников и сланцев с прослоями известняков, содержащих остатки среднекаменноугольных фораминифер (по данным А. И. Гончарова). В перекрывающих их песчаниках и сланцах найдены остатки граптолитов.

Залегание пород в районе Капчигайского тектонического окна пологое. В южной его части породы падают в направлении к юго-юго-востоку ($150-170^\circ$, угол 5°), а в северной — залегают горизонтально или имеют пологое северо-западное падение. Площадь обнаженной части автохтона здесь — около 2 км^2 .

В соседней к западу долине имеется еще одно Абширское тектоническое окно; оно меньше капчигайского ($0,8 \text{ км}^2$) и сложено белыми мраморами и мраморизованными известняками. Над ними залегает горизонт гравелитов ($2-3 \text{ м}$), перекрытый по надвигу песчано-сланцевыми отложениями силура. Породы в северной части окна имеют пологое северо-западное падение ($330-350^\circ$, угол $5-10^\circ$), а в южной залегают горизонтально.

По-видимому, в строении этой же антиклинали принимает участие небольшое тектоническое окно в истоках правого притока р. Тегермач (см. рис. 1). Однако непосредственная структурная связь двух последних тектонических окон в аллохтонных толщах не установлена.

По данным геофизических исследований (ВЭЗ), известняки, слагающие основание автохтона в описанных тектонических окнах, прослеживаются под силурийскими сланцами в северо-западном направлении и соединяются с известняками южного крыла Оджалъвесской антиклинали.

Южнее описанной антиклинали располагается широкая мульдообразная синклиналь, занимающая площадь от верховьев Абшира до Гезарта и Тегермача. Для нее характерно очень пологое залегание известняков автохтона. Так, в левом борту Гезарта падение известняков северо-западное и западное, угол падения $10-15^\circ$, изредка до $20-25^\circ$. Еще более пологое залегание наблюдается в тектонических окнах верховьев Абшира, и лишь в южном крыле синклинали, в верховьях Тегермача и Гезарта, падение пород становится более крутыми ($40-50^\circ$). В южном крыле этой синклинали имеется тектоническое окно площадью около 1 км^2 у озера Яшин-куль. В нем обнажаются светлые мраморы и мраморизованные известняки, на которых согласно залегают пачка сланцев и гравелитов, перекрываясь по надвигу песчано-сланцевой толщей силура. Падение пород крутое северное ($10-20^\circ$, угол $40-50^\circ$). В аллохтоне на водоразделе Абшир — Тегермач также отмечается пологая синклинальная складка с углами падения в крыльях до 20° . Южное крыло осложнено серией более мелких крутых складок.

Южнее, уже за пределами покрова, в известняках и доломитах автохтона имеется крутая антиклинальная складка запад-северо-западного простирания с падениями пород в крыльях около $40-60^\circ$.

Описанные выше складчатые структуры характеризуются симметричным строением. Южные крылья антиклиналей, как правило, более пологие, чем северные, причем наклон этих возникших после шарьяжа структур к северу особенно отчетливо заметен в известняках.

Изложенное убедительно свидетельствует о покровной структуре района. Наблюдаемые в обнажениях соотношения пород, тектонические окна, приведенные данные ВЭЗ и бурения указывают на повсеместное распространение известняков под сланцами.

Обращаясь к вопросу о возрасте и условиях образования Тегермачского покрова, необходимо иметь в виду следующее.

1. Установлена почти полная параллельность в залегании слоев автохтона и аллохтона.

2. Поверхность надвига участвует в последующих складчатых дислокациях обоих комплексов.

3. Под поверхностью надвига залегают обычно породы толубайской свиты, время образования которой на основании изучения остатков фораминифер определяется как раннемосковский век — начало позднемосковского века.

4. Надвиг пересекается интрузивными телами, время образования которых оценивается как раннепермское (Поршняков, 1962).

5. Северо-восточнее и восточнее описанного района в бассейнах рек Чиле, Киргизата, Кичик-Алай установлено несогласное налегание базальных конгломератов верхнемосковского подъяруса на различные горизонты среднего палеозоя.

6. Структура верхнемосковских конгломератов и песчаников и перекрывающих их согласно флишоидных толщ верхнего карбона характеризуется относительно более простыми формами, отличающимися от структурных форм среднего палеозоя.

Все изложенное позволяет предполагать, что образование Тегермачского покрова было приурочено к начальной стадии складчатости и произошло за сравнительно короткий промежуток времени в конце московского века. Небольшие опрокинутые складки в аллохтоне и складки волочения вблизи поверхности надвига свидетельствуют о перемещении аллохтонных масс с севера на юг. Опрокидывание крупных структур в северном направлении связано, по-видимому, с более поздней перестройкой,

отразившей пермскую складчатость в соседних верхнепалеозойских прогибах (Синицын, 1960).

Горизонтальное перемещение по Тегермачскому надвигу в пределах современной структуры вкост ее простирается превышает 20 км. Местоположение корней Тегермачского покрова и истинные амплитуды перемещения по надвигу остаются дискуссионными. Эти вопросы тесно связаны с наличием или отсутствием корней у вулканогенных и карбонатных толщ, слагающих смежную с Андыгенско-Кичикалакским антиклинорием синклинойной структуры (Поршняков, 1960, 1961₂). При наличии корней горизонтальное смещение покрова не превысит приведенных выше цифр; в случае же полной аллохтонности амплитуды перемещения окажутся гораздо значительнее, превышающими 70—100 км. В последнем случае корни Тегермачского покрова могут располагаться приблизительно в зоне современных адырных складок в южной Фергане, южнее которых в Ошских горах, а также в полосе палеозоя южного обрамления Ферганской впадины имеются разрывы, аналогичные по своему строению разрезам аллохтона Тегермачского покрова.

Литература

- Поршняков Г. С. Типы разрывов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Тр. Упр. геологии и охр. недр при СМ КиргССР, сб. 1, 1960.
- Поршняков Г. С., Клишевич В. Л., Котельников В. И., Яговкин А. В. Сокращенный тип разрывов среднего палеозоя в зоне высоких предгорий Алайского хребта. Сб. «Геология Средней Азии». Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. Средне-Азиатского ин-та геол. минер. сырья, вып. 6, 1961.
- Поршняков Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. Вестн. Ленингр. ун-та, № 6, 1962.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.

Ленинградский государственный университет им. А. А. Жданова

Статья поступила
13 марта 1967 г.

УДК 551.243(571.5)

Е. Н. АЛТУХОВ

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУР ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ДОКЕМБРИИ

История тектонического развития структур юго-западного обрамления Сибирской платформы освещалась в работах В. А. Кузнецова (1952), Н. С. Зайцева (1964), И. И. Белостоцкого и др. (1959) и многих других исследователей. В данной статье мы пытаемся более подробно изложить некоторые стороны этой проблемы, связанные с начальными этапами развития протерозойско-рифейской геосинклинали.

Наиболее интересным является вопрос о характере фундамента рассматриваемой геосинклинали системы, так как от того или иного его решения зависят, в частности, выводы по металлогении. В последнее время на эту тему высказаны различные точки зрения, поэтому освещение этих вопросов представляется достаточно необходимым.

Структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы были созданы в результате тектонических и магматических процессов, протекавших в течение протерозоя и закончившихся к началу кембрия. Эти процессы привели к созданию складчатых сооружений зоны рифеид, в современном эрозионном срезе образующих в пространстве две структурные ветви: восточно-сянскую и хамар-дабан-сангиленскую. Комплекс отложений, сформированный в течение протерозоя, характеризует главный этап геосинклинали развития рифеид (по терминологии М. В. Муратова), в котором четко выделяются три стадии: начальная (терригенная формация) средняя (карбонатная формация) и заключительная (терригенно-вулканогенно-карбонатная) формация. К последней стадии приурочен главный этап магматической деятельности, закончившейся до начала палеозоя (Алтухов, 1963, 1968). В заключительную стадию развития рифеид подверглась активизации юго-западная окраина Сибирской платформы, где развился

«прогиб», выполненный геосинклинальными формациями комплекса зеленых сланцев (Смирнов, 1963). Этот «прогиб» заложился на структурах шарыжалгайского архейского комплекса, слагающего фундамент Сибирской платформы, блоки которого в настоящее время в ряде мест выведены на дневную поверхность (Смирнов и др., 1966). Отложения комплекса зеленых сланцев этого «прогиба» прорваны гранитоидными интрузиями верхнерифейского магматического цикла, по составу, петрографо-минералогическим и геохимическим особенностям принципиально не отличающимися от таких собственно зоны рифейд (Протеросаян, Западный Хамар-Дабан, Сангилен и т. д.).

С начала кембрия структуры рифейд вступили в орогенный этап развития, охарактеризованный грубообломочной терригенной, терригенно-вулканогенной, наземно-вулканогенной и другими формациями, участвующими в строении мульдообразных структур, наложенных на различные слои рифейского фундамента, но известных лишь в пределах юго-западной ветви рифейд (Сангилен и смежные с ним районы Монголии) рис. 1. Пологое залегание нижнесреднекембрийских слоев в этих структурах и лишь слабое их коробление говорит о том, что сколько-нибудь значительных тектонических движений в палеозое в указанной части зоны рифейд не было (Алтухов, Смирнов, 1966; Амантов, 1963).

Одной из характерных черт строения зоны рифейд является наличие выступов архейского фундамента (цоколь Сибирской платформы) (Алтухов, Смирнов, 1966; Зайцев, 1964 и др.). В структурном отношении эти выступы представляют собой выходы на поверхность комплекса основания геосинклинальной системы. В настоящее время известно лишь одно местоположение такого выступа, находящееся в верховьях рек Иркутта и Китоя — Гарганская глыба. Однако ряд признаков указывает на существование подобных глыб в других местах, но пока еще не вскрытых эрозией. Главнейшими из этих признаков являются: сокращенные мощности разреза по сравнению с окружающими районами (рис. 2); широкое развитие в комплексе отложений главного этапа геосинклинального развития брахиформных структур, указывающих на возможную близость жестких блоков; поверхностный план размещения складчатых структур и некоторые другие признаки.

Все перечисленные выше признаки отчетливо выражены в строении Одурум-Шутхулайского поднятия. Ранее нами подчеркивалось, что отличительной особенностью поднятия является то, что в нем разрез отложений докембрия характеризуется сокращенной мощностью, благодаря чему в некоторых сечениях имеется возможность наблюдать весь разрез с пятичленным его делением. Эта особенность поднятия, наряду с его северо-восточной ориентировкой (байкальское направление) и другими частными чертами строения, позволяет предполагать, что на протяжении всей протерозойской эры чувствовалось высокое положение архейской глыбы фундамента платформы с северо-восточной ориентировкой, параллельной ориентировке Гарганской глыбы (Алтухов, Смирнов, 1966).

Так же, как и под Одурум-Шутхулайским поднятием, на территории Сангилена есть основания предполагать существование погребенной глыбы раздробленного архейского фундамента Сибирской платформы. Одним из таких оснований служит факт широкого развития штамповых структур в покрове, говорящих о близости жестких блоков фундамента. Эти складки характеризуются неправильной формой в плане (прямоугольной, овальной и т. д.) и коробчатой в разрезе. Обычно эти складки имеют асимметричное строение, при этом падение слоев на крыльях меняется в широких пределах. Простирающие ося эти складок не подчиняется общему направлению простирающей структуры, а как бы срезает ее под углом, что является одним из доказательств их глыбовой природы. Размеры складок различны и колеблются от одного до десяти километров. Такие складки широко развиты в западном межфланговом поле пологих дислокаций Сангилена, где они осложняют строение протяженных линейных складок в карбонатном комплексе рифея. Известны они в Эрзинском, Тесхемском и Качинском антиклинориях, осложняя строения складок в терригенном комплексе протерозоя. Подобные складки известны и в пределах Восточного Саяна, в частности в Одурум-Шутхулайском поднятии и в восточном крыле Окинского синклинория. В последнем особенно четко проявляется различная ориентировка брахискладок, крылья и ядра которых сложены породами гарганского комплекса. Такие же складки отмечаются и в других местах Восточного Саяна, известны они и в пределах Западного Хамар-Дабана (Хангарульская антиклиналь и др.).

Как известно, подобные складки широко развиты в средневерхнепалеозойском покрове (чехле) Минусинской впадины, где их глыбовая природа, а также строение и классификация подробно разобраны Б. Н. Красильниковым и А. А. Моссаковским (Красильников, Моссаковский, 1958).

Предположение о существовании глыбы фундамента под отложениями терригенного комплекса Сангилена (см. рис. 2) проливает свет на «неожиданное», казалось бы, появление в составе конгломератов из нижней части разреза терригенного комплекса галек интрузивных пород среднего и основного состава, найденных, по данным Я. Д. Шенкмана (Шенкман, 1959), в бассейне р. Церигингол. Наличие этих галек следует, вероятно, объяснять не внутридокембрийским магматическим циклом, для предположения о существовании которого нет никаких геологических данных, а существованием архейской глыбы (?), как области размыта во время накопления осад-

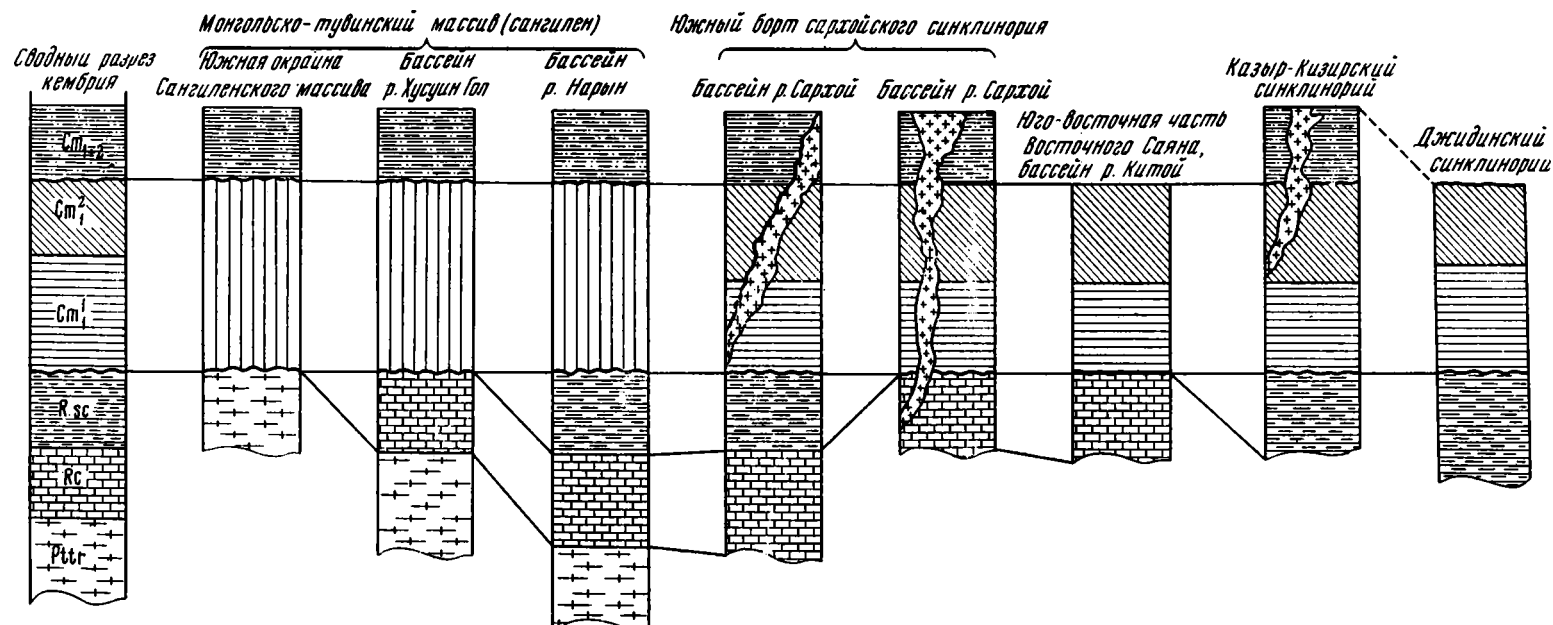


Рис. 1. Схема положения границы Cm — Rcm в различных частях зоны рифенд

Cm₁₊₂ — нижняя треть разреза (сархойская, казырская, шурмакская, кускунугская, саган-сайрская хохюртовская свиты и их аналоги); Cm₂ — средняя часть разреза (боксонская, балахтисонская, горлыгская, карахольская, джидинская свиты и их аналоги); Cm₁₊₂ — верхняя треть разреза (кухемская, акхемская, мангатольская, киргизская свиты и их аналоги); Rsc — сланцево-карбонатный комплекс Сангилен и его аналоги; Rc — карбонатный комплекс Сангилен и его аналоги; Pctr — терригенный комплекс Сангилен и его аналоги

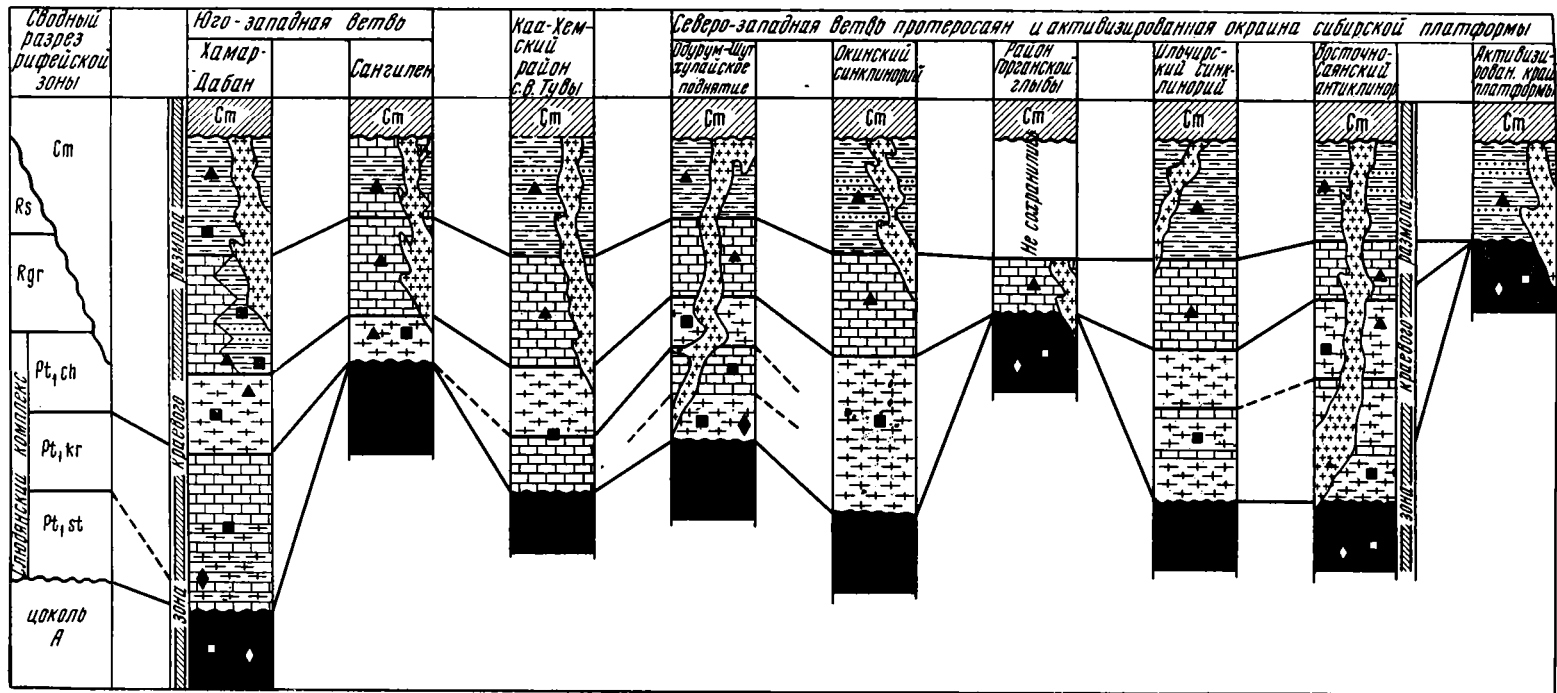


Рис. 2. Принципиальная схема разрезов рифеид

1 — терригенно-эффузивные комплексы; 2 — карбонатные комплексы; 3 — терригенные комплексы; 4 — кристаллический цоколь платформы; 5 — рифейская интрузия; 6 — кембрийские отложения.
 Господствующие фацции метаморфизма: 7 — зеленосланцевая; 8 — амфиболитовая; 9 — гранулитовая. Rs — комплекс зеленых сланцев и его аналоги; Pt₁ch — хангарульская свита и ее аналоги; Pt₁st — шутхулайская свита и ее аналоги; Rgr — гарганский комплекс и его аналоги; Pt₁kr — кыренская свита и ее аналоги

ков терригенного комплекса, поскольку для пород шарыжалгайского комплекса архея очень характерны вмещающие ими интрузивные породы среднего и основного состава.

Таким образом, есть все основания предполагать, что разрез докембрийских отложений Сангилене не полный и начинается лишь с терригенного комплекса, стратиграфическим аналогом которого в других районах являются верхние свиты слюдянского комплекса: блинская, хангарульская и др.

Иначе говоря, геосинклинальное развитие в пределах Сангилене или, по крайней мере, части его, вероятно, началось лишь со времени отложения осадков терригенного комплекса и этот комплекс занимает базальное положение в разрезе отложений докембрия Сангилене. К тому же известно, что для начальных этапов развития геосинклинали характерны излияния основных лав. Соответственно и в терригенном комплексе Сангилене имеются прослои и линзы амфиболитов, большинством исследователей считающихся ортоамфиболитами, что подкрепляет предположение о принадлежности терригенной формации Сангилене к начальному этапу развития протерозойско-рифейской геосинклинали.

В пользу высказанного предположения также может служить и наличие в составе терригенного комплекса Сангилене железистых кварцитов, подобных известным в отложениях свиты Соснового Байца Восточного Саяна. Хотя свита Соснового Байца входит в состав комплекса зеленых сланцев разреза докембрия Восточного Саяна (Смирнов, 1963), т. е. находится в верхней части разреза докембрия, а мугурская свита, содержащая железистые кварциты, входит в состав терригенного комплекса Сангилене, одновозрастного с верхним членом слюдянского комплекса Восточного Саяна, оба эти члена разреза имеют, по нашему мнению, сходство. Оно выражается в том, что в Восточном Саяне отложения свиты Соснового Байца занимают аналогичное положение в ритмическом осадочном процессе, т. е. соответствуют тому моменту ритма, когда заканчивается формирование терригенной формации (с прослоями эффузивов). При этом характерно, что крупные концентрации железистых кварцитов имеют место как в свите Соснового Байца, так и на Сангилене в терригенном комплексе. В этом случае, если верно предположение о базальном характере терригенного комплекса Сангилене, обе толщи занимают сходное структурное положение, располагаясь в основании разреза и залегая на глыбах архейского фундамента. В частности, свита Соснового Байца с железистыми кварцитами распространена в пределах упоминавшегося выше верхнерифейской «прогиба», образовавшегося на краевой части Сибирской платформы.

Если принять вывод о том, что на Сангилене архейская глыба существовала в рельефе до начала времени отложения пород терригенного комплекса, то, во-первых, находятся возможные источники обломочного материала в протерозойский отрезок времени развития геосинклинали, а, во-вторых, выявляется очень интересная закономерность. Она заключается в последовательном погружении блоков «глыб» раздробленного фундамента Сибирской платформы во времени, начиная от внутренних частей геосинклинали в сторону древней платформы, т. е. в направлении, противоположном обрастанию платформы все более юными складчатыми зонами (соответственно рифейды, салаириды и каледониды). Так, глыба, существовавшая в рельефе на территории Сангилене в течение части протерозоя, погрузилась под уровень моря перед временем формирования осадков терригенного комплекса. На территории, расположенной севернее и северо-восточнее, подобные глыбы продолжали существовать в рельефе до начала рифея. Мы знаем в настоящее время только одну из них — Гарганскую, которая погрузилась под уровень моря перед началом времени формирования отложений гарганского комплекса (Смирнов и др., 1967). Наконец, еще позже, перед временем отложения осадков комплекса зеленых сланцев погрузились блоки раздробленного к тому времени фундамента окраины Сибирской платформы, расположенные еще севернее.

Таким образом, прямые и косвенные признаки позволяют говорить о том, что заложение протерозойско-рифейской геосинклинальной системы произошло на платформенном основании и что ко времени заложения протерозойско-рифейской геосинклинали произошло раздробление фундамента платформы, отдельные блоки которого испытывали погружение не одновременно. Быстрее и интенсивнее погружение блоков шло лишь к юго-западу от краевого разлома, где располагался, по-видимому, протерозойский шовный прогиб. Во внутренних же частях геосинклинали отдельные глыбы, подобные Гарганской, существовали в рельефе различное время. Вероятно, можно говорить о дифференцированном, не одновременном, не одноактном характере заложения протерозойско — рифейской геосинклинали, но всюду в пределах рассмотренной территории, на коре континентального типа, каким является шарыжалгайский комплекс фундамента Сибирской платформы. В пользу последнего вывода говорит и широкое развитие принципиально однотипного (Смирнов и др., 1966) гранитоидного магматизма как в зоне рифейд с полным геосинклинальным разрезом, где геологические данные позволяют предполагать наличие погребенных блоков с корой континентального типа (а в одном случае и выведенного непосредственно на поверхность — Гарганская глыба), так и в зоне геосинклинального прогиба на окраине Сибирской платформы, где отложения комплекса зеленых сланцев, вмещающие эти интрузии, сохранились в гребнях.

Сиапический тип коры краевой части платформы и Гарганской глыбы (шарыжалгайский комплекс) сомнений не вызывает. Очевидно не должно возникать сомнение в том же типе коры и блоков, предполагаемых во внутренних частях рифейской геосинклинали, в пользу чего говорит, как уже отмечалось, однотипный верхнерифейский гранитоидный магматизм как в зоне рифеид, так и в пределах возникшего в рифее прогиба на платформе. В то же время проявления основного — ультраосновного магматизма в зоне рифеид крайне слабые. В связи с изложенным выше приходится сделать вывод, что представление о заложении Саяно-Алтайской геосинклинальной системы на коре океанического типа (Красильников, 1966) нам представляется недостаточно аргументированным.

Литература

- Алтухов Е. Н. К обоснованию рифейской интрузии на Сангилене. Докл. АН СССР, т. 152, № 5, 1963.
- Алтухов Е. Н. Тектонические структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы. Геотектоника, № 1, 1968.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Главнейшие структуры рифеид юга Сибири. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол., № 1, 1966.
- Амантов В. А. Геология и проблемы геолого-структурного районирования каледоний территории северо-западной Монголии. Автореферат канд. дисс., 1963.
- Белостоцкий И. И. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. Изд-во «Наука», 1966.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. Складки облекания северной части Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1958.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. горно-геол. ин-та, вып. 12, 1952.
- Смирнов А. Д. Восточный Саян. Стратиграфия верхнего докембрия. Госнаучтехиздат, 1963.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. Б. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. Изд-во «Наука», 1967.
- Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах восточной Тувы. Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 5, 1959.

Институт минералогии,
геохимии и кристаллохимии
редких элементов АН СССР
Министерство геологии СССР

Статья поступила
24 ноября 1966 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 528.946+551.24

П. М. ХРЕНОВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЕВРАЗИИ
И МОНОГРАФИИ «ТЕКТОНИКА ЕВРАЗИИ»

Главный редактор — акад. А. Л. Яншин. Изд-ва «Недра», «Наука», 1966 г.

Выход в свет Тектонической карты Евразии и монографии «Тектоника Евразии» — серьезное достижение советской геологической науки; оно, очевидно, будет иметь важное международное значение.

Для подготовки подобного труда потребовалась напряженная многолетняя работа большого коллектива тектонистов Геологического института АН СССР под руководством акад. Н. С. Шатского и позже акад. А. Л. Яншина.

Приступая к составлению карты, ее авторы встретили на своем пути многие трудности, связанные либо с довлеющими в геологической науке традициями, либо с дискусионностью имеющегося исходного материала. Однако в итоге получилась работа, представляющая собой «первый обобщающий труд по тектонике Евразии. Впервые с единой точки зрения сделана попытка разобраться в истории формирования структур всей территории этого обширнейшего материка. Впервые также сделана попытка выяснить структуры дна его внутренних морей и омывающих его берега океанов» (Тектоника Евразии, 1966, стр. 11). Но не только это обстоятельство является главным в оценке рассматриваемого труда. Есть еще одно принципиальное соображение, которое нельзя не учитывать, анализируя проделанную работу. Как справедливо отмечают составители, «исторически сложилось так, что геология в течение первых полутора столетий своего развития разрабатывалась преимущественно на материалах Европы и частично Северной Америки. Естественно, что геологические закономерности, установленные на территории Европы и Северной Америки, считались имеющими планетарное значение» (стр. 5). Вместе с тем за последние десятилетия достигнуты громадные успехи в изучении геологии Сибири, Дальнего Востока, Монголии, Китая и других стран Азии. Выявленные новые закономерности в строении земной коры Азиатского континента заставляют сейчас пересматривать многие привычные представления, выработанные на материалах Европы. Особенно это касается соотношения платформенных и геосинклинальных областей, стадий развития геосинклиналией, общей направленности тектонического процесса, связи магматизма и тектоники и т. д. Следовательно, можно согласиться с мнением А. Л. Яншина (1965), который подчеркивал, «что многие современные тектонические представления не возникли бы или были бы сформулированы существенно иначе, если бы изучение строения и развития земной коры начиналось не в Европе, а в Азии» (1965, стр. 32).

Здесь невозможно охватить весь круг вопросов, освещенных в монографии, или сколько-нибудь полно дать оценку тех закономерностей, которые вытекают из чтения самой карты. Вероятно, многие геологи примут участие в обсуждении этого труда. Мы коснемся лишь некоторых вопросов, поднятых в монографии и нашедших графическое выражение на Тектонической карте Евразии.

Касаясь принципов составления карты, автор указывает, что они следовали выдержавшей проверку временем идее «расчленения территории по возрасту главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие». Этот принцип, как известно, был развит главным образом тектонистами советской геологической школы (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и др.).

Однако авторы, столкнувшись с новыми структурными закономерностями, вытекающими главным образом из анализа тектоники Азиатского материка, вынуждены отступить (довольно часто!) от принятого ими принципа. Это прежде всего касается структур, которые, «строго говоря, не могут быть отнесены ни к группе геосинклинальных, ни к группе платформенных» (1966, стр. 26). К такой категории структур авторы отнесли: впадины и прогибы, развивавшиеся в среднем и верхнем палеозое в областях каледонской и байкальской складчатости; мезозойские впадины восточной окраины

Азиатского материка (впадины Тихоокеанского типа); неотектонические впадины, связанные с эпиплатформенным орогенезом; Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс. Нам представляется, что, выделив указанные структуры, ученые сделали принципиальный шаг вперед в тектоническом районировании и в тектоническом анализе конкретных структурных особенностей тех или иных территорий. Можно лишь поставить вопрос — как это сделано: удачно или неудачно, но это уже предмет научной дискуссии.

Принцип районирования складчатых областей по времени главной складчатости, как показал опыт составления тектонической карты Евразии и карт других территорий, оказался во многом плодотворным. Авторам удалось придать карте определенную историчность, дать характеристику формаций различных областей, вскрыть морфологию структур и особенности магматизма, что имеет важное значение также и для металлогенического анализа.

Вместе с тем некоторые положения авторов о байкальской и каледонской эпохах складчатости дискуссионны.

Прежде всего следует отметить известную трудность, с которой столкнулись авторы при разграничении байкальской и раннекаледонской складчатости в пределах Восточной Сибири. При этом над авторами довели определенные традиции при подходе к оценке «байкальской складчатости», установленной еще в 1932 г. Н. С. Шатским. На самом деле известно, что Н. С. Шатский (1932), основываясь на скудном геологическом материале по Сибирской платформе и ее складчатому обрамлению, с большой прозрачностью выдвинул идею о существовании самостоятельной зоны байкальской складчатости в противовес концепциям «древнего темени Азии» Эюсса — Обручева и байкальских каледонид Де-Лоне — Тетяева. Н. С. Шатский полагал, что байкальская складчатость захватила не только конец докембрия, но и начало кембрия. Эта идея в целом имеет важное значение, но с тех пор появились новые материалы, были проведены крупные геологические исследования, накоплены серьезные факты, указывающие на необходимость внесения в первоначальную схему Н. С. Шатского изменений, касающихся прежде всего временных и пространственных границ «байкальской складчатости» в пределах Восточной Сибири. Последнее необходимо, так как Н. С. Шатский (1957, 1960, 1963) и его последователи начали придавать байкальской складчатости общепланетарное значение.

Изучение тектонотипа байкальской складчатости, под которым всегда понимали Байкальскую горную область, показало сложное полициклическое ее строение (Павловский, 1948, 1956; Салоп, 1964, 1967 и др.). В структурах этой области ясно различалось несколько последовательных этапов: архейский, нижне- и верхнепротерозойский (рифейский), каледонский (раннекаледонский). Вопрос заключается лишь в том: на каком уровне проводить границу «байкалид»? Какими границами ограничить их распространение в складчатом обрамлении Сибирской платформ.

Ответ на первый вопрос дают многочисленные факты, указывающие на то, что во внутренней части Байкальской горной области, начиная от верховьев рек Мамы, Верхней Ангары, Среднего Витима, Бамбуйки, Томпуды, Турки, Чины, Олдынды, Ульдзуйтуя, установлены фаунистически охарактеризованные нижне- и среднекембрийские толщи, которые местами с угловым несогласием перекрывают более древние осадочно-метаморфические и магматические комплексы. Это позволило Е. В. Павловскому (1960) высказать принципиальное замечание о границе байкальской складчатости. Он писал: «Возраст складчатости верхнепротерозойского комплекса повсеместно определяется с большой ясностью. И в Западном и в Восточном Прибайкалье отложения трансгрессивной серии кембрия располагаются на глубоко размытом складчатом верхнепротерозойском фундаменте. В настоящее время количество наблюдений, подтверждающих именно такого рода взаимоотношения кембрия и верхнего протерозоя, настолько велико и однозначно, что не остается никаких сомнений в широком региональном значении складчатости на грани, отделяющей нижний кембрий от верхнего докембрия» (1960, стр. 82). Следовательно, указанная складчатость легко сопоставляется с ассинтской складчатостью Г. Штилле (1964). Однако, учитывая приоритет Н. С. Шатского, эту складчатость предпочтительнее именовать «байкальской», с неперменным ограничением ее верхнего возрастного предела. До недавнего времени этот возрастной предел байкальской складчатости определялся «до эпохи нижнего кембрия» (Павловский, 1960, стр. 83). Но теперь появляются материалы, основанные на определении абсолютного возраста и некоторых сравнительных биостратиграфических построениях, указывающие, что в основании нижнего кембрия согласно с ним залегает терригенный комплекс (ушаковская свита в Прибайкалье; конгломератово-песчаниковые толщи внутренних районов Байкальской горной области), который должен относиться к эокембрию или венду. В таком случае возраст байкальской складчатости опускается здесь гораздо ниже «эпохи нижнего кембрия», а мощные толщи терригенных и лежащих выше карбонатных осадков с фауной археоциат нижнего кембрия относятся к новому геосинклинальному (раннекаледонскому) этапу развития Байкальской горной области.

Рассматривая границы байкальской складчатости по югу Восточной Сибири, мы неизбежно затрагиваем вопрос о границах каледонской платформы. Учитывая, что на карте впервые для Сибири выделены районы раннекаледонской и позднекаледонской складчатости, эта задача, на наш взгляд, становится более определенной. Она была бы

еще более упрощена, если бы авторы учли некоторые исследования, проведенные в последнее время в Восточном Саяне, Прибайкалье и Забайкалье. Мы имеем в виду работы С. М. Замараева (1961, 1962, 1965), показавшего важное значение краевого шва Сибирской платформы. Последний заложился еще в архее и продолжал свое развитие в протерозое и палеозое. Выясняется, что этот краевой шов был как раз естественной границей Сибирской платформы также и в раннем палеозое (С. Обручев, Великославинский, 1953; Беличенко, Хренов, 1965; Ляцкий, 1966 и др.).

В вопросе о границе раннекаледонской складчатости наши представления (Хренов, 1961; Беличенко и др., 1962; Беличенко, Хренов, 1965) в общем близки идеям, высказанным Е. В. Павловским (1956) и Н. С. Зайцевым (1964). Остается лишь пожалеть, что Н. С. Зайцев, являющийся одним из авторов карты и главы монографии о ранних каледонидах, не смог, по-видимому, противостоять традиционной, но в свете нового материала неверной точке зрения о границе байкалит как в Восточном Саяне, так и в Забайкалье. Мы полагаем, что распространение кембрийских толщ и их структурные соотношения с докембрием к востоку и юго-западу от краевого шва Сибирской платформы указывают на возможность выделения внутри Саяно-Байкальской складчатой зоны двух крупных структурных элементов: краевого геоантиклинального поднятия и внутренней эвгеосинклинали (Беличенко, Хренов, 1965), граница между которыми условно проводится нами по центральной части Витимского плоскогорья, с выходом к устью р. Селенги, затем по южному склону Хамар-Дабана и Центральной части Восточного Саяна. Здесь нет необходимости вдаваться в характеристику названных элементов. Следует лишь подчеркнуть два важных момента: в Алтае-Саяно-Байкальской геосинклинали системе мы имеем миграцию во времени этапа завершающей складчатости: поздние каледониды в Алтае и Западном Саяне, ранние каледониды в Восточном Саяне (до краевого шва), Туве, Юго-Западном и Западном Забайкалье, Средне-Витимской горной стране, и байкалиты — в Присаянье и Байкало-Патомском нагорье. Если граница между поздними и ранними каледонидами как будто бы более или менее ясна, то граница байкалит и ранних каледонид в свете сказанного выше может быть проведена по торцовому сочленению глубинных разломов, совпадающих с расположением офиолитового пояса нижнего протерозоя (муйская серия и муйский комплекс Л. И. Салопа, 1967) и отсекающих крупные впадины — Уакит-Верхнеангарскую, Средне-Витимскую и некоторые другие, выполненные мощными (до 8—10 км) формациями нижнего кембрия и венда. Эти формации представлены конгломератами, песчано-сланцевыми, доломитовыми, известняково-доломитовыми и мергелистыми толщами, смятыми в линейные складки и прорванными крупными интрузиями гранитоидов.

Важно подчеркнуть, что во впадинах базальные горизонты нижнего кембрия залегают на глубоко размытом фундаменте, сложенном осадочно-метаморфическими и вулканогенными толщами верхнего и нижнего протерозоя или даже архея (Салоп, 1964). Еще больше материалов о ранних каледонидах имеется по Витимскому плоскогорью и Западному Забайкалью. Здесь отчетливо установлены и широко распространены поздние молассы кембрийской геосинклинали, представленные терригенными красноцветными толщами, залегающими с угловым, а местами азимутальным несогласием на всех более древних, в том числе и осадочно-вулканогенных образованиях нижнего кембрия (Беличенко, Хренов, Чернов, 1961; Беличенко и др., 1962). Имеются наблюдения (Гусев, 1964), указывающие на значительный перерыв перед отложениями верхнего кембрия — последние залегают на размытой поверхности гранитов витимканского (джидинского) комплекса, которые прорывают образования осадочно-вулканогенных толщ нижнего кембрия.

Следовательно, ни указанные выше впадины, ни осадки, их выполняющие, не могут быть отнесены, как это сделано на карте, а также в тексте К. А. Клитиным (рис. 9, стр. 59), к категории впадин, выполненных орогенными образованиями байкалит, или зачаточными краевыми прогибами (внутренними впадинами) байкалит. Подобное замечание целиком относится к формациям Манского и Сагансайского прогибов в Восточном Саяне.

Наконец, отметим второй важный аспект проблемы. Как показали фундаментальные исследования Е. В. Павловского (1948, 1956, 1960), Л. И. Салопа (1964, 1967) и др., Байкальская горная область является классическим тектонотипом полициклического развития древнейшей геосинклинали системы Земли. Здесь ясно различаются архейские, ниже- и верхнепротерозойские и раннекаледонские тектоно-магматические этапы, каждый из которых оставил свой существенный след в истории развития структур не только Байкальской горной области, но и всей складчатой системы юга Восточной Сибири. Таким образом, и байкальская, и раннекаледонская (витимская, по Беличенко, Хренов, 1965) складчатости являются естественными этапами полициклического развития структур рассматриваемой геосинклинали системы.

Следующей дискуссионной тектонической проблемой является выделение на карте структур не геосинклиального и не платформенного типа. Выше мы отмечали важное принципиальное значение выделения подобных структур, что несомненно привлечет к ним пристальное внимание геологов, а также поможет их вестороннему изучению и дальнейшему определению места, которое они занимают в истории развития структур Земли. Мы полагаем, что по некоторым аспектам этой проблемы уже сейчас могут быть высказаны достаточно обоснованные соображения, отличные от взглядов составителей карты и авторов монографий.

Основные особенности структур негесинклинального и неплатформенного типа¹

Главные признаки	Названия структур и их возраст					
	Дорифейские вулканические пояса и впадины	Средне- и верхнепалеозойские впадины	Мезозойские впадины Тихоокеанской группы	Мезозойский Чукотско-Катазатский пояс	Неотектонические впадины	
Осадочные формации и их мощность	Континентальные и морские (красноцветные молассоидные песчаники, конгломераты, кварциты, сланцы); 1—5,0 км	Морские и континентальные: красноцвет. ая молассоидная, карбонатно-терригенная, карбонатная, терригено-угленосная; 3—6 км	Континентальные, реже морские: молассоидные, угленосные, редко известняковая; 4—10 км	Континентальные (редко морские); молассоидная, угленосная; 3—6 км	Континентальные молассоидные (редко карбонатные и сероцветные, угленосные); 3—5—8 км	
Магматические формации	Вулканические	Липаритовая, реже андезитобазальтовая	Липаритовая, базальтоидная (плагнопорфиры, базальты, андезиты и др.)	Андезитобазальтовая, трахибазальтовая, трахиандезитовая, липаритовая	Андезитобазальтовая, липаритовая	Базальтовая, трахибазальтовая, андезитобазальтовая, реже липаритовая и трахитовая
	Плутонические	Гранитоидная, граниты «рапакви»	Гранитоидная, щелочных гранитов и сиенитов, габбро-сиенитовая	Гранитоидная, щелочных гранитов и сиенитов, габброидная	Гранитоидная, реже габбровая	Не характерны
Комагматические вулканоплутонические ассоциации						
Складчатые и разрывные дислокации	Глыбовая складчатость, приразломная складчатость, системы глубинных разломов, аркогенные надвиги	Глыбовая складчатость, приразломная складчатость, системы глубинных разломов, аркогенные надвиги	Глыбовая складчатость (флексуры, сундучные и коробчатые), системы продольных и поперечных разломов, аркогенные надвиги	Глыбовая складчатость, приразломная складчатость, флексуры, зоны продольных и поперечных разломов	Куполообразные, приразломные складки. Системы сопряженных разломов, аркогенные надвиги	
Разрыв во времени между структурным этапом «впадин» и фундаментом	I период и более	I—3 периода	I—3 и более периодов	I период	I—3 периода и более	
Метаморфизм	Слабый, сильный в зонах глубинных разломов	Слабый, повышается в зонах глубинных разломов	Слабый	Слабый	Отсутствует	
Морфологические особенности	Широкие впадины, вулканотектонические структуры, грабены	Впадины, прогибы, вулканотектонические структуры, грабен-синклинали	Впадины, прогибы, вулканотектонические структуры, грабены	Впадины, приразломные прогибы, грабены, вулканотектонические структуры	Впадины, грабены, рифт	
Главные тектонотипы	Северо-западная часть Балтийского щита, Прибайкальский вулканический пояс и др.	Минусинская, Рыбинская, Оркадская, грабен Осло и др.	Впадины Монголо-Охотского пояса и Катазия	Охотско-Чаунский, Сихотэ-Алинский, Катазатский и др.	Байкальский рифт, Рейнский грабен, впадины Средней Азии, Восточно-Африканский рифт и др.	

¹ Автор оставляет в таблице морфологический тип структур, употребляемый в монографии, хотя все они должны были бы быть обобщены термином, характеризующим структуру в целом.

Так, нам представляется, что, выделив четыре самостоятельные структурных категории — средне- и верхнепалеозойские впадины на каледонидах и байкалидах; внегеосинклинальные мезозойские структуры востока Азии; Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс; неотектонические впадины — авторы придали им некую исключительность и не захотели увидеть в них самостоятельный и последовательно изменяющийся ряд специфических структур континентальной земной коры. Попытаемся эту мысль кратко аргументировать, оперируя, по существу, тем же фактическим материалом, который изложили авторы.

В монографии неоднократно подчеркивается «мысль о направленном развитии тектонических процессов в истории Земли», «о необратимом характере изменений самих тектонических движений и создаваемых ими структурных форм» (1966, стр. 421), что «анализ истории тектонического развития Евразии убеждает в справедливости тех воззрений, согласно которым однотипных повторяющихся циклов тектонического развития земной коры не существует, а характер тектонических процессов, их «качество» с течением времени меняются» (стр. 422, разрядка наша.— П. Х.). Поэтому делается вполне резонный вывод о том, что «геосинклинали разных эр и складчатые сооружения, возникшие в разные эпохи, существенно отличаются друг от друга» (стр. 13), и что даже «одновозрастные складчатые сооружения достаточно резко отличаются между собой» (стр. 13). Но вместе с тем как будто бы ни у кого не вызывает сомнения правомерность выделения единого ряда (хотя и различного в своих конкретных этапах) геосинклиналей, развивающихся по общей схеме по крайней мере «в неохроне» (от рифа до современной эпохи). Не что подобное, вероятно, можно было бы сказать и о развитии платформ (Одинцов, 1962). В таком случае правильно ли так резко обособлять и не пытаться связать между собой те четыре категории особых структур, о которых шла речь выше? Не лучше ли попытаться найти те общие для них черты, которые существуют, при определенных качественных отличиях их между собой в зависимости от времени проявления, пространственного размещения, типа и возраста предшествующего фундамента и т. д.

Даже беглое знакомство с главнейшими особенностями выделенных структур показывает ясное сходство развитых в них осадочных и магматических формаций, морфологии структур, складчатых и разрывных дислокаций, соотношений с фундаментом и т. д. (см. таблицу). Следовательно, можно предполагать и сходство причин, вызвавших образование названных структур. Поэтому вряд ли можно согласиться с теми определениями некоторой исключительности, какую дают им авторы. Например, «средне- и верхнепалеозойские впадины и прогибы на каледонидах и байкалидах представляют собой совершенно специфические структурные образования, не повторяющиеся в другие эпохи развития земной коры» (стр. 26); мезозойские впадины тихоокеанской группы «представляют собой специфические структуры востока Азии» (стр. 27); Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс — это «совершенно особая структурная зона, свойственная Тихоокеанскому сегменту земной коры и отсутствующая за ее пределами» (стр. 218); или неотектонические впадины представляют собой «особый этап развития материка», который можно считать «качественно новым в истории тектонических движений земной коры» (стр. 343).

Если мы признаем неповторяемость развития геосинклиналей, качественное их отличие даже в пределах одной складчатой зоны (например, эв- и миогеосинклинальные трюги, разные типы осадочных и магматических формаций), то было бы странно не признавать тех же качеств среди выделенных авторами типов разновозрастных «впадин». Вероятно, эта кажущаяся «неповторяемость» и способствовала определению их «исключительности». Однако если попробовать разобраться в генетической сущности каждой структуры, а затем сравнить их между собой (таблица), то эта исключительность исчезает. Выясняется, что каждая из выделенных категорий структур имеет несколько стадий (этапов) развития со специфическим набором формаций. Среди них есть впадины, целиком сложенные амагматическими образованиями или по крайней мере имеются амагматические толщи внутри структурного этажа впадин (арктическая группа впадин среднего и верхнего палеозоя, мезозойские впадины Алданского и Северо-Китайского щитов, неотектонические впадины Средней Азии, некоторые впадины Байкало-Охотской зоны) и впадины, выполненные почти полностью вулканитами (девонский нижний структурный комплекс Минусинской впадины, юрские впадины Западного Забайкалья и др.). Особенно сходно размещение интрузивных формаций как в самих впадинах, так и в структурах обрамления (сводовые поднятия, краевые разломы и т. д.), наблюдаемое для палеозойских и мезозойских внегеосинклинальных структур. Вместе с тем авторы, выделив на карте мезозойские посторогенные и негеосинклинальные граниты¹ в восточной части Азиатского континента, почему-то аналогичные по генезису граниты девона, развитые в каледонидах и байкалидах Восточной Сибири и других местах, показали посторогенными гранитами герцинид, тем самым структурно оторвав их от комагматичных им вулканитов, вошедших в структурный ярус впадин (Рыбинская, Минусинская и др.). То же самое относится к пермским щелочным гранитоидам грабена Осло, возможно, среднепалеозойским щелочным интрузиям (сыныр-

¹ Эти граниты иногда неудачно называются «платформенными гранитами» (стр. 28). Судя по идее их выделения, им следует присвоить какое-то другое название.

ский комплекс) Северо-Байкальского нагорья, дорифейским гранитам и щелочным гранитам западной части Аравийского щита и т. д. Остается сожалеть, что на карте щелочные интрузии не были, так же как гранитные, разделены по времени их образования и структурной позиции, так как они характерны отнюдь не только «для заключительных стадий эпигеосинклинальной складчатости и для платформенных этапов развития» (стр. 29).

Представляется, что в свете имеющихся материалов теперь нельзя говорить об исключительной приуроченности вулканических поясов типа Чукотско-Катазиатского лишь к краевой части Азиатского континента. Изучение палеовулканических структур внутренних частей Евразии (Комаров, Хренов, 1962, 1963, 1964; Масайтис, Старицкий, Комаров и др., 1964; Хренов и др., 1963, 1965, 1966) убедительно показывают, что подобные вулканические или вулcano-плутонические пояса и зоны¹ свойственны и дорифейским краевым частям Северо-Азиатского кратона (Косыгин и др. 1964) и, особенно, девонским тектоно-магматическим процессам (Богданов, 1959; Гордиенко, 1964, 1966; Четверикова, 1966; Карпова, 1966 и др.), развивающимся в связи с зонами глубинных разломов, разделяющих блоки земной коры разной консолидации. При этом, как представляется, вулcano-плутонические пояса не являются самостоятельными структурами, а лишь морфологическим типом или вещественным выражением более общей структуры, стоящей в одном ряду главных структур земной коры — геосинклиналь — платформа. Таким образом, мы подошли к генетической сущности выделенных авторами категорий тектонических структур. Здесь прежде всего возникает вопрос о соотношении последних с развитием конкретных геосинклинальных зон. Последний обсуждался и продолжает обсуждаться многими исследователями. Посмотрим, как его решают авторы монографии и карты. Так, средне- и верхнепалеозойские впадины характеризуют «вполне определенный этап развития складчатой структуры преимущественно нижнепалеозойских геосинклинальных систем» (стр. 12). Среди указанных впадин выделяется два класса: унаследованные и наложенные впадины, характеризующиеся как некоторыми сходными признаками, так и значительными отличиями (стр. 113, 114), которые дают право Н. С. Зайцеву сделать заключение о том, что «унаследованные прогибы стоят ближе к структурам геосинклинального этапа развития, часто соответствуя его заключительной стадии (стр. 114). С этим заключением нельзя не согласиться, поэтому, может быть, было бы лучше класс «унаследованных впадин» отнести к верхнему структурному этажу или орогенному структурному этажу соответствующей геосинклинали. Таким образом, лишь «наложенные» впадины, с нашей точки зрения, могут быть бесспорно отнесены к типу структур особого рода.

Следующий класс мезозойских впадин тихоокеанской группы считается связанным с развитием «мощных тектонических процессов в соседних геосинклиналях» (стр. 27), «которые проявились по периферии мощного геосинклинального пояса, разделявшего в мезозое докембрийские и палеозойские структуры материка Азии и ложа Тихого океана» (стр. 210). Вместе с тем имеются районы, где есть мезозойские «внегеосинклинальные структуры», а мезозойских геосинклиналей нет или они отстоят от них на сотни и тысячи километров (Западное Забайкалье, Монголия). Какая-то защита, защищаемого М. С. Нагибиной и некоторыми другими исследователями, в отношении «омоложения верхней возрастной границы мезозойских отложений, выполняющих впадины и прогибы» (стр. 210) по направлению от внутренних частей материка к периферии Тихого океана, укажем следующее. Выясняется, что верхнемезозойские континентальные толщи (мел) в равной степени слагают впадины Западного Забайкалья, Центральной и Восточной Монголии, северо-востока Китая; в прибрежной же части Катазии и Северо-Корейского щита их меньше, чем во внутренних частях континента. Те же соображения можно высказать и в отношении возраста и изменения состава магматических комплексов. Здесь мы полностью разделяем мнение Б. А. Петрушевского (1964, 1966). Таким образом, вряд ли правильно безоговорочно связывать комплекс процессов, идущих в той или иной геосинклинальной зоне, с процессами магматизма, осадконакопления, образования впадин и сопряженных поднятий, происходящими в то же самое время (или даже несколько позже) на территориях, отстоящих на сотни и тысячи километров и давно закончивших свое геосинклинальное развитие. Развитие вещества Земли происходит непрерывно и необратимо и если в каких-то частях земной коры идет тот или иной глубинный процесс (теперь, кажется, для всех очевидно, что ответственными за это являются процессы, идущие в мантии), то конечные результаты этих процессов в разных конкретных условиях могут дать качественно различные геологические структуры (а следовательно, и вещественное выражение их). В конечном итоге, как представляется, все эти особенности структурных категорий

¹ Разными исследователями выделены следующие вулcano-плутонические пояса: дорифейские — Прибайкальский, Енисейский, Учуро-Майский; девонские — Саянский, Центрально-Казахстанский, Кызылкумско-Кураминский; мезозойские — Западно-Забайкальский, Станового нагорья; кайнозойские — Западно-Аравийский, Саяно-Алданский и др. К этой же категории структур следует, вероятно, отнести пермский магматизм грабена Осло (Беляевский, 1963), а также аналогичные образования в пределах Африки, Австралии, Сев. и Южн. Америки.

определяются энергетическими возможностями того или иного сегмента верхней мантии.

Следующие две группы структур, Чукотско-Катазиатский пояс и неотектонические впадины, как подчеркивают сами авторы, не являются производными от геосинклиналей (стр. 212, 323). Однако, рассматривая некоторые типы неотектонических впадин (Рейнский, Ронский и Лиманский грабены), Д. А. Туголесов и А. Л. Яншин допускают их хронологическую и генетическую «связь со складчатостью Альп» (стр. 325). Вместе с тем, ставя эти грабены в один ряд с Великими Африканскими грабенами, они противоречат только что приведенному ими тезису о связи первых «со складчатостью Альп». Нам неизвестны высказывания, связывающие Африканский рифт с какой-либо зоной складчатости. Предпочтительнее рассматривать Рейнский грабен как самостоятельное звено крупного поперечного Рейско-Скандинавского линеймента (Беляевский, 1963), включающего также пермские магмопроявления грабена Осло и развивавшегося как сквозная структура, не зависящая от окружающих складчатых зон Европы.

Таким образом, подводя итоги обзору генетических особенностей выделенных на карте структур особого рода, сделаем одно принципиальное замечание. Во всех случаях подчеркивается главным образом морфологический тип структур («впадины», «пояса»). Естественно ожидать, что имеются и другие морфологические формы (сводовые поднятия, купола, валы, хребты, выступы, разломы и т. д.), позволяющие судить об общем типе структуры в целом. Авторы отдают себе в этом отчет (стр. 27, 112, 194, 218, 322 и др.), однако лишь некоторые из упомянутых выше групп структур получили общую тектоническую характеристику: «внегеосинклинальные мезозойские структуры Востока Азии» (стр. 193) или «области эпиплатформенного орогенеза» (стр. 323). Первое название нельзя считать удачным, потому что оно учитывает только мезозойские структуры, расположенные на востоке Азии. А как быть со сходными структурами других геологических эпох? Например, с дорифейскими впадинами Прибайкалья, девонскими — в Восточном Саяне и др.? Второе название предпочтительнее, но оно, по мысли авторов, относится лишь к структурам «качественно новым в истории тектонических движений земной коры. В более древних структурах мы не наблюдаем столь широкого распространения впадин, выполненных молассами не связанных с определенной одновозрастной им складчатой областью» (стр. 343). Выше мы старались показать, что подобная исключительность всех выделенных авторами структур особого рода не может считаться безусловной. В частности, области эпиплатформенного орогенеза являются, вероятно, начальными этапами развития более общей структуры земной коры, которую, как указывалось выше, некоторые исследователи считают **категорией, равноправной геосинклиналям и платформам**. Здесь вряд ли нужно обсуждать достоинство того или иного названия этой структуры, встречающегося в литературе. Должен быть поставлен один принципиальный вопрос — эта третья структурная единица земной коры не имеет причинных и следственных связей с развитием геосинклинальных зон. Те и другие могут находиться лишь во временных связях с более общими глубинными явлениями, происходящими в веществе мантии и меняющимися, в конечном итоге, лик Земли. Нам кажется, что имеется достаточно материалов, приведенных как авторами карты и монографии, так и другими исследователями, чтобы положительно решить эту важнейшую тектоническую проблему. Последняя, по существу, была впервые намечена в Советском Союзе еще в 1940 г. Г. Ф. Мирчинком, который писал: «Нам представляется целесообразным выделить глыбовые зоны» (1940, стр. 54), которые возникают в связи с «могучими процессами, по-новому, качественно, начинающими преобразовывать земной лик. Эти новые качественные процессы не являются в то же время абсолютно новыми, а содержат в себе много элементов, сходных с процессами, проходящими в геосинклинальных зонах и платформах, что и было причиной того, что многие из исследователей не смогли увидеть элементы нарождающегося нового на фоне старого» (там же, стр. 59).

Однако название этой структурной категории, естественно, не может быть производным от слова «геосинклиналь» или «платформа». Поэтому мы, в частности, не можем согласиться с авторами карты и монографии, когда они Катазию для мезокайнозойского времени причисляют к категории «молодых платформ» (стр. 302).

Выделение третьего структурного элемента в развитии земной коры имеет важнейшее значение для металлогенического анализа¹. В настоящее время общие принципы металлогенического анализа исходят из признания стадийного развития геосинклинальных складчатых зон. Однако наличие «не геосинклинальных и не платформенных структур» сразу же поставило в повестку дня пересмотр тех схем, которые базировались на традиционном анализе развития геосинклинальных зон (Ю. А. Билибин и др.). Работы, учитывающие металлогению «зон тектонической активизации»², уже

¹ К сожалению, глава монографии «О связях полезных ископаемых с тектоническими структурами континентальной части Евразии» слишком фрагментарна. В ней, по существу, не намечены те основные критерии к классификации тектонических структур, которые можно было бы использовать для целей регионального металлогенического анализа.

² Отметим, что, хотя этот термин широко используется в металлогенической литературе, смысловое значение его слишком широко и не может удовлетворить геологов.

появились в печати (М. А. Ициксон, Д. И. Горжевский, Л. И. Красный, В. Т. Матвеевко, А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий, Н. А. Фогельман, П. М. Хренов, Е. Г. Шаталов, А. Д. Щеглов и др.).

Представляется, что «структуры особого рода» заслуживают скорейшей классификации и на их базе должны быть выделены самостоятельные металлогенические провинции, отличные от существующих металлогенических провинций складчатых областей и платформ. Естественно, они должны найти также графическое изображение на металлогенических картах.

Подведем итоги. Анализ карты убедительно показал, что Евразийский материк включает в себя все известные в земной коре категории тектонических структур. Вместе с тем здесь нашли наиболее яркое выражение структуры особого рода, выделение и изучение которых обогатило геологическую науку. Последнее позволит по-новому подойти к оценке структурных особенностей других материков Земли. В этом мы видим прежде всего всю важность и своевременность появления тектонической карты Евразии и монографии «Тектоника Евразии». Высказанные автором замечания касаются лишь тех вопросов, которые кажутся ему наиболее дискуссионными. Мы сознательно не касались некоторых принципиальных выводов авторов, затронутых в заключительной главе монографии. Это предмет особого разбора. Важно отметить безусловную прогрессивность идей, положенных в основу и карты, и монографии. К ним неоднократно будут возвращаться исследователи, работающие в области теоретической и региональной геологии, тектоники и металлогении. Плодотворное обсуждение этих идей позволит авторам через какой-то срок, мы в этом уверены, вернуться к новому изданию карты. Мы так же надеемся, что наряду с принципами тектонического районирования по времени главной складчатости будут разработаны принципы более рационального показа «внескладчатых» структур, структур негесинклинального и не-платформенного генезиса, которые наряду с геосинклинальными зонами и платформами являются важнейшими категориями структур Земли.

Литература

- Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Поздние молласы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области. Докл. АН СССР, т. 138, № 6, 1961.
- Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 8, Изд-во АН СССР, 1962.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1965.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Восточного Прибайкалья. Геология и геофизика, № 8, 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Беляевский Н. А. Тектоника и магматизм грабена Осло. В кн. «Проблемы геологии на XXI сессии международного геол. конгресса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, № 1, 1959.
- Гордиенко И. В. О связи вулканизма с интрузивной деятельностью в зоне сближения Окинского и Главного Саянского глубинных разломов. Докл. АН СССР, т. 159, № 3, 1964.
- Гордиенко И. В. Девонский вулканоплутонический комплекс пород Окинского хребта и некоторые вопросы внескладчатого магматизма в Восточном Саяне. «Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности», Алма-Ата, 1966.
- Гусев В. Н. Новые данные о верхней возрастной границе нижнепалеозойских гранитоидов южной части Витимского плоскогорья. Тез. докл. конфер., геол. секции, Чита, 1964.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и в нижнем палеозое. Геология и геофизика, № 11, 1961.
- Замараев С. М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы. В сб. «Геофизические исследования и пробл. нефтегазоносности юга Сибирской платформы», Гостоптехиздат, 1962.
- Замараев С. М. Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 2, 1965.
- Карпова Е. Д. Тектонический режим образования и региональные закономерности размещения вулканогенно-интрузивных формаций в палеозойских структурах Средней Азии. «Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности», Алма-Ата, 1966.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских структур Восточной Азии. Докл. АН СССР, т. 151, № 4, 1963.

- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. Сб. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О природе мезозойской активизации Забайкалья. Тр. второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области, Улан-Удэ, 1964.
- Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. Сб. «Деформация пород и тектоника», Пробл. 4, Изд-во «Наука», 1964.
- Косыгин Ю. А., Башарина А. К., Березин Н. А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Изд-во АН СССР, Новосибирск, 1964.
- Ляцкий В. Б. Байкало-Енисейский разлом. Сов. геология, № 6, 1966.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. «Материалы по общей и региональной тектонике ВСЕГЕИ». Нов. сер., 85, 1963.
- Мирчик Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XVIII (3-4), 1940.
- Обручев С. В., Великославинский Д. А. Докембрий Западного побережья Байкала. Тр. Лабор. геол., докембрия, Изд-во АН СССР, вып. 2, 1953.
- Одинцов М. М. Некоторые вопросы тектонического развития платформ. Геология и геофизика, № 6, 1962.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер., вып. 99, Изд-во АН СССР, 1948.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол., конгр., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петрушевский Б. А. К истории развития зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1966.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2, Изд-во «Недра», 1964, 1967.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. Изд-во «Наука», 1964.
- Хренов П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. В сб. «Проблемы тектоники», Госгеолтехиздат, 1961.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. О вулcano-плутонических поясах юга Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Шерман С. И. О структурно-тектоническом положении вулcano-плутонических поясов (на примере юга Восточной Сибири). Симпозиум по проблеме «Вулcano-плутонические формации», Алма-Ата, 1965.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов П. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений Сибири», Изд-во «Наука», 1966.
- Четверикова Н. П. Строение широтной ветки девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1966.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X (3-4), 1932.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. тр., т. I, Изд-во АН СССР, 1963.
- Штилле Г. Распределение асинтской складчатости. Избр. тр., Изд-во «Мир», 1964.
- Янин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.

ХРОНИКА

УДК 528.946+551.24

**СОВЕЩАНИЕ ПОДКОМИССИИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА
В МОНТЕВИДЕО (19—23 ОКТЯБРЯ 1967 г.)
ПО ПОВОДУ СОЗДАНИЯ МЕЖДУНАРОДНОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ И ПРИНЯТЫЕ ИМ РЕШЕНИЯ**

В соответствии с решением Комиссии по Геологической карте мира, принятым на последней ее сессии (Париж, июнь 1966), с 19 до 23 октября 1967 г. в Уругвае (г. Монтевидео) состоялась сессия Подкомиссии по Тектонической карте мира, посвященная созданию карты Южной Америки. Это совещание состоялось при материальной и организационной поддержке ЮНЕСКО, в частности Регионального центра развития науки в странах Латинской Америки, которым руководит д-р Гарридо.

Основной целью этой сессии явилась организация работы по подготовке тектонической карты Южной Америки, принципы выполнения которой были разработаны в 1963 г. на совещании в Рио-де-Жанейро, посвященном составлению геологической карты этого материка. В совещании Подкомиссии по Тектонической карте мира приняли участие представители стран Южной Америки, члены бюро Комиссии по Геологической карте мира и несколько специалистов, деятельность которых в международных комиссиях прямо связана с программой этой сессии¹. Во время совещания были заслушаны доклады о принципах составления и легендах тектонических карт Европы, Северной Америки, Африки, Австралии и доклады, касающиеся проекта Тектонической карты Мира в масштабе 1 : 15 000 000. Кроме того, были заслушаны доклады представителей всех геологических учреждений стран Южной Америки, позволившие с большой полнотой определить состояние работ по созданию различного типа геологических карт всех стран этого материка. Я не буду перечислять всех сделанных докладов, непосредственно касающихся проблем тектоники Южной Америки, и лишь отмечу некоторые наиболее важные. К ним относятся общий обзор состояния дел с созданием тектонической карты Южной Америки, сделанный

¹ Участниками этой сессии были доктора: Ж. Марсе (Президент Комиссии Геологической карты мира), Ф. Делани (Генеральный секретарь Комиссии Геологической карты мира), А. А. Богданов (Генеральный секретарь Подкомиссии Тектонической карты мира), А. Р. Ламего (вице-президент Комиссии Геологической карты мира по Южной Америке), Ф. Б. Кинг (координатор Тектонической карты Северной Америки), Ж. Шубер и А. Фор-Мюре (координаторы тектонической карты Африки), Х. Гарридо (ЮНЕСКО), и сотрудники его миссии, а также технические сотрудники Комиссии Геологической карты мира. Геологические учреждения стран Южной Америки были представлены: Аргентина — д-р Г. Фурке; Боливия — д-ра Г. Перейра Басконе и С. Ривас; Бразилия — д-р Ф. Альмейда, д-р Е. Сушинский, д-р Н. Д. Пинто, д-р Е. О. Феррейра; Венесуэла — д-ра С. и А. Беллична и Н. И. Малоней; Гвиана — д-р С. Сингх; Гвиана Французская — д-р Ж. Барруол; Колумбия — д-р Д. Суескун; Мексика — д-р З. де Черна; Перу — д-р Э. Беллидо, д-р Х. Паредес Пачеко; Уругвай — д-р А. Фернандец, д-р Г. Госо, д-р Э. Хейде; Чили — д-р Х. Корвалан Диаз, д-р Р. Фуллер; Эквадор — д-р Х. Гранха. В сессии также участвовали А. И. Тугаринов, Дж. М. Диккинс, М. Дж. Рикард.

Автор данного обзора, совместно с А. И. Тугариновым и Ю. А. Шубертом, непосредственно до начала рассматриваемой сессии, с 1 по 15 октября совершил чрезвычайно интересную экскурсию по северо-востоку Бразилии в составе «бродячего» коллоквиума по проблеме гранитов Южной Америки, организованного ЮНЕСКО, а с 16 по 18 октября был участником Симпозиума «Дрифт континентов», созданного также ЮНЕСКО в Монтевидео.

А. Р. Ламега, доклад Е. О. Феррейра о тектонике Бразильской платформы, Ф. Ф. М. Альмейда — о байкалидах Центральной Бразилии, Е. Сушинского — о тектонике востока Бразильской платформы. Следует отметить, что все перечисленные лица выполнили свои обобщения с учетом концепций европейских геологов по строению Европы — особенно советских геологов по структуре Русской плиты и ее древнего основания. Д-р Ламега, кроме того, познакомил участников с новой, напечатанной в 1967 г., геологической картой Южной Америки масштаба 1:5 000 000, первая красочная проба которой демонстрировалась ранее, на XXII сессии МГК в Нью-Дели (Индия, 1964).

Помимо этого одно заседание было посвящено металлогенической карте Южной Америки, создаваемой под руководством д-ра К. Р. Фуллера. Участники совещания констатировали весьма большую активность всех геологических учреждений стран Южной Америки и большой прогресс в изучении геологии этого континента и, в частности, его тектоники.

В результате обсуждения представленных материалов и рассмотрения всех сделанных предложений:

1. Участники сессии: рекомендуют немедленно предпринять работы по созданию международной тектонической карты Южной Америки масштаба 1:5 000 000,

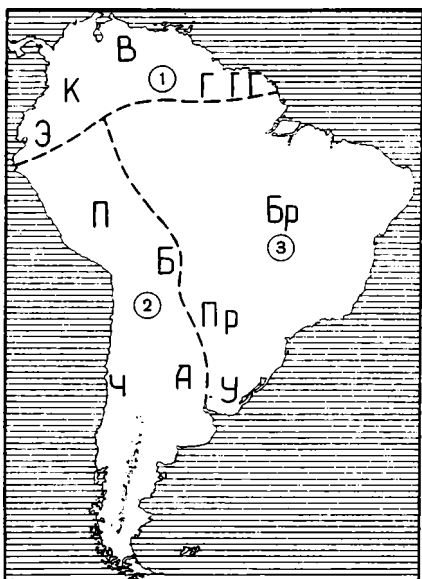


Рис. 1. Схема раздела континента Южной Америки на 3 региона для проведения совместных международных работ

1 — Карибско-Андский район: Э — Эквадор, К — Колумбия, В — Венесуэла, ГГГ — Гвиана, Гвиана Французская, Суринам; Региональный координатор — д-р Сесилия Мартин Белличия (Венесуэла); заместитель регионального координатора — д-р Алирньо Белличия (Венесуэла). 2 — Андский район: П — Перу, Б — Боливия, Ч — Чили; А — Аргентина; региональный координатор — д-р Гуиллермо Фурке (Аргентина). 3 — Восточный район: Бр — Бразилия, Пр — Парагвай, У — Уругвай; региональный координатор — д-р Осорио Феррейра (Бразилия); главный координатор — д-р Ф. Ф. М. де Альмейда (Бразилия)

Участники совещания настоятельно рекомендуют геологам, занимающимся общими проблемами, организовать по своей собственной инициативе, без административных формальностей, межгрупповые совещания (Анды, Боливия, Карибские острова) (рис. 1).

5. Участники сессии обращаются к правительствам всех стран Южной Америки с просьбой оказывать поддержку руководителям национальных геологических служб при создании тектонических карт этих стран и представлять им необходимые средства для реализации этих работ, в частности для необходимых поездок по южно-

которые должны проводиться совместно на основе широкой кооперации всеми геологами, изучающими тектонику крупных территорий этого материка; подчеркивают, что общий синтез тектонического строения и развития Южной Америки является основной проблемой научного исследования территории этих стран, а также необходимым условием для практического изучения этого континента, позволяющим, в частности, в короткий срок составить металлогеническую карту Южной Америки.

2. Участники сессии в Монтевидео, по предложению Бюро Комиссии по Геологической карте мира единогласно назначают д-ра Ф. Ф. М. де Альмейда, профессора политехнической школы в Сан-Паулу (Бразилия), главным координатором.

3. Собравшиеся здесь представители стран Южной Америки: одобряют предложение делегаций Аргентины, Чили и Венесуэлы группировать страны по региональному принципу для работы в тесном контакте над смежными проблемами. Они согласны принять следующее деление на группы:

I. Карибско-Андский район: Колумбия, Эквадор, Гвиана, Французская Гвиана, Суринам, Венесуэла.

II. Андский район: Аргентина, Боливия, Чили, Перу.

III. Восточный район: Бразилия, Уругвай, Парагвай.

4. После определения этих районов были выбраны следующие Региональные координаторы:

Группа 1.

Региональный координатор — д-р Сесилия Мартин Белличия (Венесуэла). Заместитель регионального координатора — д-р Алирньо Белличия (Венесуэла).

Группа 2.

Региональный координатор — д-р Гуиллермо Фурке (Аргентина).

Группа 3.

Региональный координатор — д-р Е. Осорио Феррейра (Бразилия).

американскому континенту; просят организовать, при необходимости, редакционные комитеты под руководством специалистов по созданию геологических карт (члены Комиссии по Геологической карте мира в каждой стране), а также сообщить списком назначенных лиц, их звание и занимаемую должность главному координатору.

6. Участники сессии настойчиво предлагают редакторам тектонических карт каждой страны прислать главному координатору проф. Альмейде до 1 мая 1968 г. первый вариант макета карты своей территории в масштабе приблизительно 1 : 2 000 000. Это позволит представить на пленарном заседании Комиссии по Геологической карте мира, на Международном Геологическом конгрессе (август, 1968) первый макет тектонической карты Южной Америки.

7. Участники сессии рекомендуют региональным координаторам и главному координатору организовать, при поддержке их правительств, совещания отдельных рабочих групп различных стран, занятых аналогичными проблемами, с тем, чтобы выработать методы работы, а также легенду и подготовить карты районов, указанных в параграфе 3.

8. Участники сессии рекомендуют редакционным комитетам и координаторам использовать уже имеющиеся или опубликованные документы по Южной Америке, разрабатывая легенду на основе принципов, которые уже позволили создать тектонические карты Африки, Европы, Северной Америки.

Целью этой легенды должно быть изображение структурных комплексов, их возраста, их структурного типа и эволюции.

При необходимости принимать во внимание основные тектонические эпохи, установленные для всей поверхности Земли, очень желательно, чтобы в легенде прежде всего выделялись названия комплексов, принятых геологами Южной Америки.

9. Познакомившись с проектом создания международных карт метаморфических зон, карт постмиоценового вулканизма, а также карт домиоценового вулканизма участники сессии в Монтевидео рекомендуют геологам Южной Америки подготовить карты в масштабе приблизительно 1 : 1 000 000 и использовать с этой целью рекомендации компетентных учреждений.

10. Участники сессии подчеркивают очень большое значение совещаний представителей стран Южной Америки, подобных совещаниям в ноябре 1963 г. в Рио-де-Жанейро и в октябре 1967 г. в Монтевидео и поручают президенту Комиссии по Геологической карте мира подготовить совещание, посвященное общим проблемам создания геологических карт Южной Америки, которое имело бы место в 1969 г. в одной из стран Южной Америки.

11. Участники совещания в Монтевидео напоминают о тесной связи, существующей между изучением тектоники континента и его металлогении и просят руководителей Геологических служб и горнодобывающей промышленности стран Южной Америки назначить национальных координаторов по металлогенической карте в каждой стране и сообщить как можно скорее их имена главному координатору К. Р. Фуллеру (Чили), настоятельно просят редакторов национальных металлогенических карт прислать предварительные макеты их стран д-ру К. Р. Фуллеру до 1 июня 1968 г.»

Генеральный секретарь Подкомиссии
Тектонической карты мира МГК

А. А. Богданов

УДК 528.946+551.24

СОВЕЩАНИЕ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ РЕДАКЦИОННОГО КОМИТЕТА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ (ФРЕЙБЕРГ, 4—9 МАРТА 1968 г.)

С 4 по 9 марта 1968 г. во Фрейберге (ГДР) было проведено совещание рабочей группы Редакционного комитета Тектонической карты Европы с целью обсуждения проблем строения Северной и Восточной Европы и их изображения на Тектонической карте Европы.

Это совещание было организовано Подкомиссией по Тектонической карте мира во Фрейбергской горной академии при поддержке Министерства высшего и специального образования ГДР, Немецкой Академии наук в Берлине и Государственного секретариата по геологии ГДР. Участниками совещания были: О. Тиле и А. Толлманн (Австрия), П. Мишо (Бельгия), Ф. Данинг (Великобритания), А. Ватцнауэр, А. Зёллиг, Г. Кельбель, Д. Франке и Г. Шрадер (ГДР); В. Поулсен (Дания); А. Тиаденс (Нидерланды); Ф. Вольфф, М. Густавсон, Т. Свердруп, Т. Сиггеруд и Х. Сколлолл (Норвегия), Е. Зноско, З. Ковальчевский и Л. Савицкий (Польша); А. Богданов, В. Журавлев, В. Колчанов, К. Кратц, В. Петренко, П. Сувейздис и С. Черноок (СССР); А. Симонен (Финляндия); Э. Бедерке и Г. фон Гэртнер (ФРГ); В. Зоубек, В. Малков-

ски, М. Магел, М. Элиаш (ЧССР); О. Бротцен, Э. Захриссон, Г. Каутский, П. Лундегорд и Р. Скоглунд (Швеция).

Во время заседаний было заслушано и обсуждено большое число докладов, касающихся ряда общих вопросов тектоники Европы либо излагавших новые данные о строении отдельных территорий.

А. Богданов рассмотрел общие проблемы тектонического районирования северных частей Европы и познакомил участников совещания с новым макетом карты Русской плиты и Балтийского щита. Г. фон Гэртнер сообщил о связи варисцийских складчатых сооружений и соотношениях между основанием и верхним структурным этажом в Центральной Европе, а Э. Бедерке — о каледонском тектогенезе Судет. О. Тиле рассказал об австрийской части Чешского массива и ее позиции в варисцийском орогене Центральной Европы, а А. Толлманн — об основных тектонических единицах Альп и Карпат. А. Ватцнауэр изложил новейшие данные о строении варисцид Центральной Европы. П. Мишо выступил с сообщением о тектонике Брабантского массива, Е. Зноско — о тектонике Польши, Т. Сиггеруд — о тектонике Шпицбергена, В. Поулсен — о тектонике Гренландии и о глубинном строении Дании, по данным бурения. Д. Франке (совместно с Г. Кёльбелем) сделал сообщение о строении основания Германской низменности. Ф. Вольфф рассказал о строении каледонид Норвегии, а Ф. Даннинг — о каледонидах северо-востока Великобритании и строении фундамента юго-восточной Англии.

Рассмотрение всех перечисленных материалов и представленных сведений показало, что за последние годы достигнуты большие успехи в изучении геологии и, в частности, тектоники территории Северной Европы вместе с омывающими ее морями и их островными архипелагами. Обильнейшие новые данные, полученные в результате геологических, буровых и геофизических работ, дают возможность во многих отношениях существенно по-новому трактовать тектоническую структуру отдельных областей и структурные связи между отдельными тектоническими регионами. Вместе с тем возникает много новых вопросов, подлежащих дальнейшему углубленному изучению.

Рабочая группа редакционного комитета тектонической карты Европы, собравшаяся во Фрейберге, приняла следующие решения.

«1. Рекомендации комитета по докембрию Балтийского щита»¹.

На основании обсуждения авторских макетов тектонических карт разных стран члены комитета делает следующие предложения. В дополнение и развитие решений, принятых совещанием рабочей группы Редакционного комитета международной Тектонической карты Европы по вопросу расчленения и корреляции докембрийских тектонических комплексов Балтийского щита (15—26 августа 1966 г., Стокгольм, Швеция)², при расчленении докембрийских образований Европы и их выделения на карте следует иметь в виду такую схему:

А. Основные тектонические единицы

1. Для древнейшей части Балтийского щита.

Западная часть		Восточная часть		
1750	Свекофенно-карелиды	Поздние свекофенно-карелиды	SK ₂	1750
SK		Ранние свекофенно-карелиды	SK ₁	2000
2600				2600
PSK	Досвекофенно-карельские тектонические комплексы (беломориды, кенориды, скуриды и т. д.)		PSK	

2. Термин «готиды» ранее резко критиковался как подразумевающий существование в Скандинавии складчатого пояса возраста 1750—1200 млн. лет. Ныне эта эпоха представляется периодом кратонизации Восточно-Европейской платформы, характеризующимся блоковыми перемещениями, плутонизмом и кислым вулканизмом. Иогтнйские песчаники представляют собой древнейшие члены платформенного чехла, развигшегося на свекофенно-карельском основании.

В северо-западной Шотландии на этот возрастной интервал приходится значительный тектогенез (поздняя лаксфордская складчатость) возраста 1500—1600 млн. лет.

Для легенды тектонической карты предлагаются следующие обозначения:

G Готская эпоха, 1750—1200 млн. лет (кратонизация фундамента Европейской платформы, позднелаксфордская складчатость)

¹ Члены комитета: Ф. Даннинг, Т. Свердруп, Х. Сколволл, К. Кратц, П. Сувейздис, А. Симонен, Г. Каутский, П. Лундегорд (председатель), Э. Захриссон.

² См. журнал «Геотектоника», № 3, стр. 126—127, 1967.

Платформенные комплексы

- γG Посторогенные и анорогенные гранитоиды (Смоланд — Трисил, граниты рапакиви и Карлсхамн и т. д.).
G Кислые вулканы (порфиры Смоланда и Дала-Трисила и т. д.)
σG Основные и ультраосновные интрузии

Складчатые комплексы

- PSK · L Досекофенно-карельские образования, переработанные лаксфордской складчатостью (1500—1600 млн. лет). Шотландия
γL Лаксфордские гранитоиды

В. Прочие условные обозначения

1. Подразделение гранитоидов на а) синорогенные, б) поздние и посторогенные, основанное на решениях Стокгольмского коллоквиума 1966 г., должно быть сохранено и на окончательном варианте карты.

2. Обсуждался вопрос об изображении на карте различной степени метаморфизма докембрийских образований. Решено, что при современном состоянии изученности проблемы и особенно, учитывая масштаб карты (1 : 2 500 000), это оказалось бы преждевременным.

II. По закрытым пространствам Северного моря — Датско-Польско-Германской низменности¹.

Рассмотрение представленных на обсуждение материалов показало острую дискуссионность проблемы тектонического строения складчатого фундамента обширных пространств Южной Англии, Северного моря, Дании и Польско-Германской низменности. При несомненном наличии крупных погруженных массивов древних метаморфических толщ, вскрываемых буровыми скважинами на юго-востоке Великобритании и на севере Дании, остальные пространства низменности к юго-западу от так называемой линии Торнквиста все еще остаются недостаточно исследованными. Гипотеза о частичном или повсеместном распространении в пределах этой области погребенных каледонид нуждается в критическом рассмотрении. Равным образом сохраняет дискуссионность и противоположная точка зрения о распространении в основании этой области погруженного и переработанного последующими тектоническими движениями фундамента древней докембрийской платформы (Восточно-Эльбский массив и др.).

Рабочая группа считает, что единого решения в настоящее время еще нельзя принять и призывает лиц, развивающих противоположные взгляды (Богданов, Данинг, Зноско, Франке и Кельбель, фон Гэртнер и др.), представить свои соображения — возможно, в виде макетов тектонических карт этой территории — к следующему заседанию Редакционного комитета (Прага, август 1968 г.).

III. Резолюция комитета по расчленении каледонид Северной Атлантики².

Группа имела время для краткого обсуждения следующих вопросов:

1. Изображение на карте.

2. Тектоно-стратиграфическая корреляция.

Члены комитета установили, что в рассматриваемой области имеют место исключительно большие различия тектоно-стратиграфических условий. При обсуждении выяснилось, что альпийская складчатость в этой огромной области не проявлялась в строго одно и то же время.

Члены комитета приняли решение попытаться создать геологические профили главных субрегионов, чтобы подойти к решению этих проблем. Профили будут созданы по следующим районам:

1) Великобритания — д-р Данинг;

2) Южная Норвегия и Южная Швеция — д-р Вольфф и д-р Захриссон;

3) Северная Норвегия и Северная Швеция — д-р Густавсон и д-р Каутский;

4) Шпицберген — д-р Сиггеруд;

5) Гренландия — д-р Поулсен.

IV. Предложения о путях улучшения изображения варисийских комплексов на II издании Международной тектонической карты Европы³.

1. В тексте объяснения условных обозначений на карте должно выражаться возможное участие более молодых метаморфических комплексов наряду с более древними, например кадомские комплексы местами с реликтами древнепалеозойских метаморфических образований.

2. Должны изображаться наиболее значительные проявления (зоны, центры) инициального магматизма и их преобладающий характер, например: преимущественно основной, преимущественно кислый, смешанный.

¹ Члены комитета: П. Мишо, Д. Фрунке, А. Ватцнауэр, В. Поулсен, А. Тиаденс, Е. Зноско, А. Богданов (председатель), В. Петренко, П. Сувейздис, Г. фон Гэртнер.

² Члены комитета: Ф. Данинг, В. Поулсен, М. Густавсон, Ф. Вольфф (председатель), Т. Сиггеруд, Г. Каутский, Э. Захриссон.

³ Члены комитета: А. Ватцнауэр, О. Тиле, Л. Савицкий, Э. Бедерке, В. Зоубек (председатель), М. Магел, М. Элиаш.

ски, М. Магел, М. Элиаш (ЧССР); О. Бротцен, Э. Захриссон, Г. Каутский, П. Лундегорд и Р. Скоглунд (Швеция).

Во время заседаний было заслушано и обсуждено большое число докладов, касающихся ряда общих вопросов тектоники Европы либо излагавших новые данные о строении отдельных территорий.

А. Богданов рассмотрел общие проблемы тектонического районирования северных частей Европы и познакомил участников совещания с новым макетом карты Русской плиты и Балтийского щита. Г. фон Гэртнер сообщил о связи варисцийских складчатых сооружений и соотношениях между основанием и верхним структурным этажом в Центральной Европе, а Э. Бедерке — о каледонском тектогенезе Судет. О. Тиле рассказал об австрийской части Чешского массива и ее позиции в варисцийском орогене Центральной Европы, а А. Толлманн — об основных тектонических единицах Альп и Карпат. А. Ватцнауэр изложил новейшие данные о строении варисцид Центральной Европы. П. Мишо выступил с сообщением о тектонике Брабантского массива, Е. Зноско — о тектонике Польши, Т. Сиггеруд — о тектонике Шпицбергена, В. Полсен — о тектонике Гренландии и о глубинном строении Дании, по данным бурения. Д. Франке (совместно с Г. Кёльбелем) сделал сообщение о строении основания Германской низменности. Ф. Вольфф рассказал о строении каледонид Норвегии, а Ф. Даннинг — о каледонидах северо-востока Великобритании и строении фундамента юго-восточной Англии.

Рассмотрение всех перечисленных материалов и представленных сведений показало, что за последние годы достигнуты большие успехи в изучении геологии и, в частности, тектоники территории Северной Европы вместе с омывающими ее морями и их островными архипелагами. Обильнейшие новые данные, полученные в результате геологических, буровых и геофизических работ, дают возможность во многих отношениях существенно по-новому трактовать тектоническую структуру отдельных областей и структурные связи между отдельными тектоническими регионами. Вместе с тем возникает много новых вопросов, подлежащих дальнейшему углубленному изучению.

Рабочая группа редакционного комитета тектонической карты Европы, собравшаяся во Фрейберге, приняла следующие решения.

«I. Рекомендации комитета по докембрию Балтийского щита¹.

На основании обсуждения авторских макетов тектонических карт разных стран члены комитета делает следующие предложения. В дополнение и развитие решений, принятых совещанием рабочей группы Редакционного комитета международной Тектонической карты Европы по вопросу расчленения и корреляции докембрийских тектонических комплексов Балтийского щита (15—26 августа 1966 г., Стокгольм, Швеция)², при расчленении докембрийских образований Европы и их выделения на карте следует иметь в виду такую схему:

А. Основные тектонические единицы

1. Для древнейшей части Балтийского щита.

Западная часть		Восточная часть		
1750	Свекофенно-карелиды	Поздние свекофенно-карелиды	SK ₂	1750
SK		Ранние свекофенно-карелиды	SK ₁	2000
2600				2600
PSK	Досвекофенно-карельские тектонические комплексы (беломориды, кенориды, скуриды и т. д.)		PSK	

2. Термин «готиды» ранее резко критиковался как подразумевающий существование в Скандинавии складчатого пояса возраста 1750—1200 млн. лет. Ныне эта эпоха представляется периодом кратонизации Восточно-Европейской платформы, характеризующимся блоковыми перемещениями, плутонизмом и кислым вулканизмом. Иогтнйские песчаники представляют собой древнейшие члены платформенного чехла, развигшегося на свекофенно-карельском основании.

В северо-западной Шотландии на этот возрастной интервал приходится значительный тектогенез (поздняя лаксфордская складчатость) возраста 1500—1600 млн. лет.

Для легенды тектонической карты предлагаются следующие обозначения:

G Готская эпоха, 1750—1200 млн. лет (кратонизация фундамента Европейской платформы, позднелаксфордская складчатость)

¹ Члены комитета: Ф. Даннинг, Т. Свердруп, Х. Сколволл, К. Кратц, П. Сувейздис, А. Симонен, Г. Каутский, П. Лундегорд (председатель), Э. Захриссон.

² См. журнал «Геотектоника», № 3, стр. 126—127, 1967.

Платформенные комплексы

γG	Посторогенные и анорогенные гранитоиды (Смоланд — Трисил, граниты рапакиви и Карлсхамн и т. д.).
G	Кислые вулканыты (порфиры Смоланда и Дала-Трисила и т. д.)
σG	Основные и ультраосновные интрузии

Складчатые комплексы

PSK · L	Досекофенно-карельские образования, переработанные лаксфордской складчатостью (1500—1600 млн. лет). Шотландия
γL	Лаксфордские гранитоиды

В. Прочие условные обозначения

1. Подразделение гранитоидов на а) синорогенные, б) поздние и посторогенные, основанное на решениях Стокгольмского коллоквиума 1966 г., должно быть сохранено и на окончательном варианте карты.

2. Обсуждался вопрос об изображении на карте различной степени метаморфизма докембрийских образований. Решено, что при современном состоянии изученности проблемы и особенно, учитывая масштаб карты (1 : 2 500 000), это оказалось бы преждевременным.

II. По закрытым пространствам Северного моря — Датско-Польско-Германской низменности¹.

Рассмотрение представленных на обсуждение материалов показало острую дискуссионность проблемы тектонического строения складчатого фундамента обширных пространств Южной Англии, Северного моря, Дании и Польско-Германской низменности. При несомненном наличии крупных погруженных массивов древних метаморфических толщ, вскрываемых буровыми скважинами на юго-востоке Великобритании и на севере Дании, остальные пространства низменности к юго-западу от так называемой линии Торнквиста все еще остаются недостаточно исследованными. Гипотеза о частичном или повсеместном распространении в пределах этой области погребенных каледонид нуждается в критическом рассмотрении. Равным образом сохраняет дискуссионность и противоположная точка зрения о распространении в основании этой области погруженного и переработанного последующими тектоническими движениями фундамента древней докембрийской платформы (Восточно-Эльбский массив и др.).

Рабочая группа считает, что единого решения в настоящее время еще нельзя принять и призывает лиц, развивающих противоположные взгляды (Богданов, Даннинг, Зноско, Франке и Кельбель, фон Гэртнер и др.), представить свои соображения — возможно, в виде макетов тектонических карт этой территории — к следующему заседанию Редакционного комитета (Прага, август 1968 г.).

III. Резолюция комитета по расчленению каледонид Северной Атлантики².

Группа имела время лишь для краткого обсуждения следующих вопросов:

1. Изображение на карте.

2. Тектоно-стратиграфическая корреляция.

Члены комитета установили, что в рассматриваемой области имеют место исключительно большие различия тектоно-стратиграфических условий. При обсуждении выявилось, что альпийноподобная складчатость в этой огромной области не проявлялась в строго одно и то же время.

Члены комитета приняли решение попытаться создать геологические профили главных субрегионов, чтобы подойти к решению этих проблем. Профили будут созданы по следующим районам:

1) Великобритания — д-р Даннинг;

2) Южная Норвегия и Южная Швеция — д-р Вольфф и д-р Захриссон;

3) Северная Норвегия и Северная Швеция — д-р Густавсон и д-р Каутский;

4) Шпицберген — д-р Сиггеруд;

5) Гренландия — д-р Поулсен.

IV. Предложения о путях улучшения изображения варисцийских комплексов на II издании Международной тектонической карты Европы³.

1. В тексте объяснения условных обозначений на карте должно выражаться возможное участие более молодых метаморфических комплексов наряду с более древними, например кадомские комплексы местами с реликтами древнепалеозойских метаморфических образований.

2. Должны изображаться наиболее значительные проявления (зоны, центры) инициального магматизма и их преобладающий характер, например: преимущественно основной, преимущественно кислый, смешанный.

¹ Члены комитета: П. Мишо, Д. Фрунке, А. Ватцнауэр, В. Поулсен, А. Тиаденс, Е. Зноско, А. Богданов (председатель), В. Петренко, П. Сувейздис, Г. фон Гэртнер.

² Члены комитета: Ф. Даннинг, В. Поулсен, М. Густавсон, Ф. Вольфф (председатель), Т. Сиггеруд, Г. Каутский, Э. Захриссон.

³ Члены комитета: А. Ватцнауэр, О. Тиле, Л. Савицкий, Э. Бедерке, В. Зоубек (председатель), М. Магел, М. Элиаш.

3. В альпийской области — где это возможно — должен показываться возраст предальпийского кристаллического комплекса, например, накладными знаками или символами.

4. Рекомендуется показывать зональное расчленение отдельных складчатых поясов, когда оно ясно распознается и имеет существенное значение для тектонического районирования. Например, в варисцийском поясе: ренотерцинская зона, саксотюрингская зона и др.

Общие замечания:

1. Как и на первом издании карты, в случае многократных тектонических переработок должна показываться лишь самая значительная (как правило, позднейшая) переработка.

2. Полосчатая раскраска по своему техническому исполнению проявила себя как не вполне удовлетворительная. Рекомендуется испробовать иные приемы. При этом в изображении должна показываться также интенсивность переработки.

3. Метаморфизм, как важный тектонический фактор, должен показываться двумя градациями: эпизональный (фашия зеленых сланцев) и мезо- докатазонального (более глубокие фашии).

* * *

Рабочая группа Редакционного комитета Тектонической карты Европы призвала геологические службы всех стран, уже представивших материалы для II издания Тектонической карты Европы, внести в них необходимые дополнения, а учреждения стран, не представивших еще своих материалов — представить таковые. Подкомиссии по тектонической карте мира по возможности в течение ближайших двух месяцев, с тем, чтобы на будущем заседании в Праге можно было рассмотреть наиболее полный вариант новой тектонической карты Северной и Восточной Европы.

Для дальнейшего обсуждения и согласования как карт, так и отдельных частей объяснительной записки по отдельным зонам рабочая группа рекомендует генеральному секретарю Подкомиссии по тектонической карте мира А. Богданову представить к следующему заседанию в Праге свои соображения о полном составе редакционного комитета и о разделении функций между отдельными членами и группами членов этого редакционного комитета.

Участники совещания просили д-ра Ватцнауэра опубликовать в изданиях Фрейбергской горной академии представленные отдельными докладчиками тексты их сообщений и общее коммюнике о работе совещания.

Участники Фрейбергского совещания рабочей группы выразили благодарность ректорату Фрейбергской горной академии, проф. Ватцнауэру и его сотрудникам за отличную организацию совещания, за большую помощь, оказанную ими в его организации и проведении и создание исключительно благоприятных условий для работы».

Генеральный секретарь Подкомиссии
Тектонической карты мира

А. А. Богданов

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 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 5/VII-1968 г. Т-11779. Подписано к печати 28/VIII-1968 г. Тираж 1680 экз.
Зак. 5259. Формат бумаги 70×108^{1/16} Усл. печ. л. 9,8+3 вкл. Бум. л. 3,5 Уч.-изд. листов 12,6

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

Б-232
ПЕР
Л 3 КВ 42
МАКАРЦЕВУ Г И
70228
1-12

7

Индекс
70228

**ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
НА 1969 ГОД**

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
ОБЩЕАКАДЕМИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ		
Вестник Академии наук СССР	12	9 р. 60 к.
Доклады Академии наук СССР (без папок)	36	51 р. 84 к.
Доклады Академии наук СССР (с 6-ю коленкоровыми папками с тиснением)	36	54 р. 24 к.
Доклады Академии наук СССР. Серия — Математика. Физика	12	18 р.
Серия — Химия	12	14 р. 40 к.
Серия — Геология	12	9 р. 72 к.
Серия — Биология	12	9 р. 72 к.
НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫЕ ЖУРНАЛЫ		
Земля и Вселенная	12	1 р. 80 к.
Природа	6	6 р.
Русская речь	6	3 р.
Химия и жизнь	12	3 р. 60 к.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

ПОДПИСКА ПРИНИМАЕТСЯ ОБЩЕСТВЕННЫМИ РАСПРОСТРАНИТЕЛЯМИ ПЕЧАТИ ПО МЕСТУ РАБОТЫ И УЧЕБЫ, В ПУНКТАХ ПОДПИСКИ «СОЮЗ-ПЕЧАТИ», А ТАКЖЕ В ЛЮБОМ ПОЧТАМТЕ И В ОТДЕЛЕНИЯХ СВЯЗИ.

