

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1966

Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Габриелян. Тектоническая карта Армянской ССР	6
Г. А. Гвалчрелидзе. Металлогеническая характеристика главных типов геосинклинального развития	14
А. Фор-Мюре и Ю. Шубер. Принципы изображения альпийских складчатых зон на Международной тектонической карте Африки в масштабе 1 : 5 000 000	24
Л. Дюбертре. Краткая характеристика 16-го листа Международной тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000 и 3-го листа Международной тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000	48
К. П. Плюснин. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала	57
Е. С. Гуткин, Ю. М. Родченко. Тектоника рудных полей Североуральских бокситовых месторождений	69
Р. А. Гафаров. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы	81
С. Е. Колотухина. Тектоническое развитие Бразильского щита	92
Н. А. Крылов. О тектонике платформенного чехла запада Средней Азии	105

Краткие сообщения

Ю. М. Шейнманн. Некоторые соображения о тектоническом значении находок ультрабазитов в океане	109
В. Д. Парфенов, С. Р. Жуковский. Моделирование хрупкого разрушения в условиях деформации сдвига	112

Критика и дискуссии

Н. А. Беляевский. Рецензия на книгу Т. К. Хуанг, Чанг Ченг-кун, Чанг Чи-менг и Чен Куо-минг. «Об эвгеосинклиналиях и миогеосинклиналиях Китая и их полициклическом развитии»	118
--	-----

July — August

CONTENTS

A. A. Gabrielyan. Tectonic map of the Armenian SSR	6
G. A. Tvalchrelidze. Metallogenic characteristics of the main types of geosynclinal evolution	14
A. Faure-Muret. Les formations alpines dans le cadre de la carte tectonique internationale de l'Afrique	24
L. Dubertret. Feuille No. 16 de la Carte Tectonique Internationale de l'Europe au 2 500 000 et la feuille No. 3 de la Carte Tectonique au 5 000 000	48
K. P. Plyusnin. Strike-slip fault structures of the eastern slope of the southern Urals	57
Ye. S. Gutkin, Yu. M. Rodchenko. Tectonic of North Ural bauxite deposits	69
R. A. Gafarov. Tectonic problems concerning the basement of the northern parts of the Eastern-European platform	81
S. E. Kolotukhina. Tectonic evolution of the Brazilian shield	92
N. A. Krylov. On tectonics of the platform cover of the western parts of Middle Asia	105

Short communications

Yu. M. Sheinmann. Some ideas on the importance of the finds of ultrabasites in oceans for tectonics	109
V. D. Parfenov, S. P. Zhukovsky. Modelling of brittle destruction under the conditions of a strike-slip deformation	112

Critique and discussion

N. A. Belyaevsky. A review of the book «On eugeosynclines and miogeosynclines of China and their polycyclic development» by T. K. Huang, Chang Cheng-kun, Chang Chih-meng, Chen Kuo-ming	118
---	-----

Технический редактор *Е. А. Карпова*

Т-09632 Подписано к печати 24/V—1966 г. Тираж 1550 экз. Зак. 6216
 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 10,5+5 вкл. Бум. л. 3³/₄ Уч.-изд. листов 12,5

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

ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ ТЕКТониКИ В СВЕТЕ РЕШЕНИЙ XXIII СЪЕЗДА КПСС

XXIII съезд Коммунистической партии Советского Союза, определивший пути развития Советского государства на период 1966—1970 гг., уделил исключительное внимание оценке состояния и перспективам дальнейшего прогресса советской науки. При этом было подчеркнуто, что от степени развития науки, от масштабов использования в производстве результатов научных исследований в огромной степени зависит ход экономического соревнования двух мировых систем.

Наряду с крупными достижениями в математике, физике, химии, биологии, медицине, в отчетном докладе ЦК КПСС отмечались большие успехи в области геологии. Основой для этого послужило то, что у нас неуклонно растут разведанные запасы минерального сырья, которыми в настоящее время страна располагает в количествах, обеспечивающих дальнейшее успешное развитие народного хозяйства. Достаточно сказать, что по некоторым видам полезных ископаемых мы имеем сейчас запасы, в два-три раза превышающие потребности ближайшего пятилетия. Однако, в связи с увеличением темпов роста совокупного общественного продукта и национального дохода, перед геологами на период 1966—1970 гг. стоят чрезвычайно серьезные задачи по расширению минерально-сырьевой базы страны. Это относится к нефти и горючему газу, рудным полезным ископаемым, агрохимическому сырью и некоторым другим видам минеральных ресурсов. Решение этих задач несомненно составляет одну из важных предпосылок общего решения главной экономической задачи предстоящей пятилетки.

Общий пункт о развитии геологических исследований, записанный в Директивах XXIII съезда КПСС, предусматривает «расширение научных работ по изучению земной коры и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых для лучшего использования природных ресурсов». Обратим внимание, что этот пункт входит в раздел о главных задачах развития народного хозяйства СССР на 1966—1970 годы, и тем самым, именно он должен определять составление конкретного плана геологических исследований на новую пятилетку.

В цитированной формулировке главной геологической задачи на пятилетие ярко отражается требование единства теории и практики. Нужно сказать, что в этом смысле геология принадлежит к числу тех отраслей знания, на примере которых с особой отчетливостью выясняется каким образом теория обогащает практику и как практика влияет на развитие теоретических идей. Таким образом, содержащаяся в Директивах формулировка проникает в самое существо геологической науки.

Как в общем изучение земной коры, так и в выяснение закономерностей размещения в ней полезных ископаемых, наряду с другими геологическими дисциплинами, существенный вклад должна вносить тектоника.

В течение послевоенного двадцатилетия советская тектоника добилась больших успехов и занимает сейчас по многим позициям лидирующее положение в мировой науке. Напомним об известных достижениях в области составления обзорных тектонических карт для крупных частей земной поверхности, позволивших раскрыть ряд новых важных закономерностей в строении и развитии земной коры. Можно упомянуть далее

о революционизирующем значении разработанного в этот период метода формационного анализа, в отношении которого инициатива принадлежала тектонистам. Необходимо отметить также успехи в области теории блокового строения земной коры, развития принципа унаследованности и области геодинамики, особенно в отношении выяснения роли горизонтальных движений в тектонических процессах. Существенные выводы получены также там, где смыкаются проблемы тектоники и магматизма, тектоники и геофизики, тектоники и учения о полезных ископаемых. В этом последнем аспекте у нас определилось, по существу, новое научное направление — поиски тектонических закономерностей размещения полезных ископаемых. Особое значение это направление имеет для прогноза нефтяных и газовых месторождений, что и показала практика открытия новых нефтеносных и газоносных областей, в том числе в Западной Сибири, в Якутии и в других районах нашей страны.

Однако, выполнение задач, поставленных XXIII съездом КПСС перед геолого-разведочными работами (расширение их масштабов, повышение эффективности, снижение себестоимости), с указанием, что прирост запасов должен быть обеспечен главным образом в районах, где добыча минерального сырья экономически выгодна, требует от тектоники, как одной из ветвей геологии, новых больших усилий.

Одной из важнейших задач тектонических исследований и впредь должны быть работы, способствующие научнообоснованным прогнозам распространения полезных ископаемых в недрах земной коры и содействие в выборе правильных направлений для поискового бурения.

Вся территория нашей страны сейчас покрыта геологическими съемками и охвачена поисковыми работами. Главнейшие поверхностные месторождения полезных ископаемых в настоящее время в основном выявлены, разведаны и вошли в круг промышленного освоения, если они обладают необходимым качеством сырья, запасами и разработка их экономически целесообразна. Сейчас стоит задача выявления скрытых месторождений полезных ископаемых, залегающих на глубине, что можно осуществить лишь на основании научного прогноза.

Такого рода прогнозы могут быть даны при учете всего комплекса данных о геологическом строении и истории формирования того или иного района и прежде всего на основе данных о его тектонической структуре и истории развития. Отсюда — требование усиления регионально-тектонических исследований.

Тектоника должна интенсивно продолжать изучение связей полезных ископаемых с крупными тектоническими структурами. Сейчас можно считать доказанным, что характер строения складчатых областей в течение геологического времени менялся. Как дорифейские складчатые сооружения, так и все более молодые (байкальские, каледонские, герцинские, мезозойские и альпийские) в определенной мере отличаются друг от друга структурными и формационными свойствами. Однако анализ качественных и количественных изменений, связанных с этими разновозрастными складчатыми областями комплексов полезных ископаемых произведен еще чрезвычайно недостаточно. Тем более недостаточно выяснены связи полезных ископаемых с крупными структурами внутри складчатых областей. Требуется приложить еще много усилий для раскрытия закономерностей размещения полезных ископаемых в платформенных чехлах, в краевых прогибах, в различного типа впадинах.

Надо сказать, что уже вполне зримо встает вопрос о поисках, разведке и добыче полезных ископаемых, заключенных в складчатых структурах, погребенных под осадочным чехлом, находящихся на сравнительно небольшой глубине и даже в структурах, лежащих на глубинах в несколько сотен метров от поверхности. То же относится и к кристаллическому фундаменту древних платформ. Подчеркнем, что изучение тектонического строения фундамента в областях с неглубоким залеганием

поверхности, как, например, фундамента Воронежской антеклизы и Алданского щита, является первоочередной задачей. Большое значение имеет тектоническое изучение шельфов, в связи с поисками месторождений нефти, газа и россыпных полезных ископаемых.

Изучение глубоких недр земной коры проводится с использованием различных методов геофизических исследований и глубокого бурения. Только правильная интерпретация этих данных на основе широкого регионального тектонического изучения может привести к правильному пониманию тектонической структуры глубоких частей земной коры.

Совершенно очевидно, что наряду с развитием исследований, относящихся к вопросам тектонического контроля в размещении полезных ископаемых, в тектонике должны быть усилены и общие теоретические направления. Разработка таких направлений продвигает общий фронт науки и в конечном счете создает новые основы для прогноза, минерально-сырьевых ресурсов. Исследования подобного рода можно более или менее условно разделить на две группы. В одну из них входят общие тектонические проблемы, тесно связанные с проблемами геофизическими; они касаются строения земного шара и его оболочек, строения земной коры и верхней мантии, строения материков и океанических впадин, строения древних платформ и геосинклинальных складчатых поясов. Все эти проблемы чрезвычайно сложные, что можно проиллюстрировать хотя бы на примере проблемы происхождения океанических впадин, в которой в настоящее время еще неясны основные исходные данные: находятся ли материковые массивы постоянно на одном месте или перемещаются, есть ли только первичные океанические впадины или только вторичные, или имеются и те и другие и т. д. Из-за соответствующих трудностей решение подобных проблем, несмотря на их первостепенное научное значение, пока еще нередко не выходит за пределы чисто гипотетических построений, иногда очень мало обоснованных.

К числу проблем первостепенной важности относятся и такие проблемы как генезис движений земной коры (вертикальных и горизонтальных), формирование и развитие глубинных разломов в связи с сопровождающими их магматическими явлениями, условия образования крупных покровов и шарьяжей, этапы и стадии образования древних платформ и геосинклинальных складчатых поясов, проблемы цикличности и направленности развития земной коры, связи осадконакопления и геологических формаций с тектоническими движениями, соотношения магматических явлений с движениями земной коры и развитием геосинклинальных складчатых областей и платформ. Изучение движений земной коры, особенностей их проявления и локализации в определенных структурах земной коры играет существенную роль для изучения причин землетрясений, что позволяет подойти к вопросам их прогнозов. Вторая группа научных проблем в области тектоники касается более частных, хотя также теоретических вопросов. Это проблемы генезиса складчатых структур и деформаций горных пород, происхождения и развития поверхностных разломов, формирования платформенных структур — синеклиз, антеклиз, валов, гребенов, генезиса вулканических явлений в связи с тектоникой и т. д.

Тектоническим Комитетом при ОНЗ АН СССР, который призван всемерно содействовать развитию тектонических исследований у нас в стране, намечен ряд мероприятий и в том числе тематических совещаний по некоторым из перечисленных проблем. В частности в конце 1966 г. предполагается провести расширенное пленарное заседание Тектонического Комитета по проблеме связи магматических и тектонических явлений.

Кроме того, Комитетом проводится работа по рассмотрению методических вопросов, касающихся составления тектонических карт и по упорядочению тектонической терминологии.

На страницах журнала «Геотектоника» освещаются и будут систематически освещаться как результаты работы Тектонического Комитета, так и важнейшие результаты тектонических исследований, проводящиеся различными организациями и лицами.

УДК 551.24(479.25)

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР¹

В настоящее время в любой обобщающей геологической работе вопросы тектоники занимают ведущее место, а тектонические карты служат основой при поисках месторождений полезных ископаемых как осадочных, так и магматогенных.

С тектоникой и историей развития отдельных областей генетически связано образование различных групп формаций горных пород, в которых размещены месторождения полезных ископаемых. Вот почему тектонические карты, как у нас в СССР, так и за рубежом, служат основой для составления металлогенических и прогнозных карт. Территория Армянской ССР в настоящее время геологически хорошо изучена. За последние десятилетия по отдельным отраслям геологии (геологическая съемка, металлогения, стратиграфия, петрография) произведены детальные специальные исследования, и в результате этих работ собран большой материал, обобщение которого позволило коллективу авторов (А. А. Габриелян, О. А. Саркисян, В. Т. Акопян, А. Т. Вегуни, Д. П. Исаханян, С. К. Арзуманян) составить детальную тектоническую карту Армении.

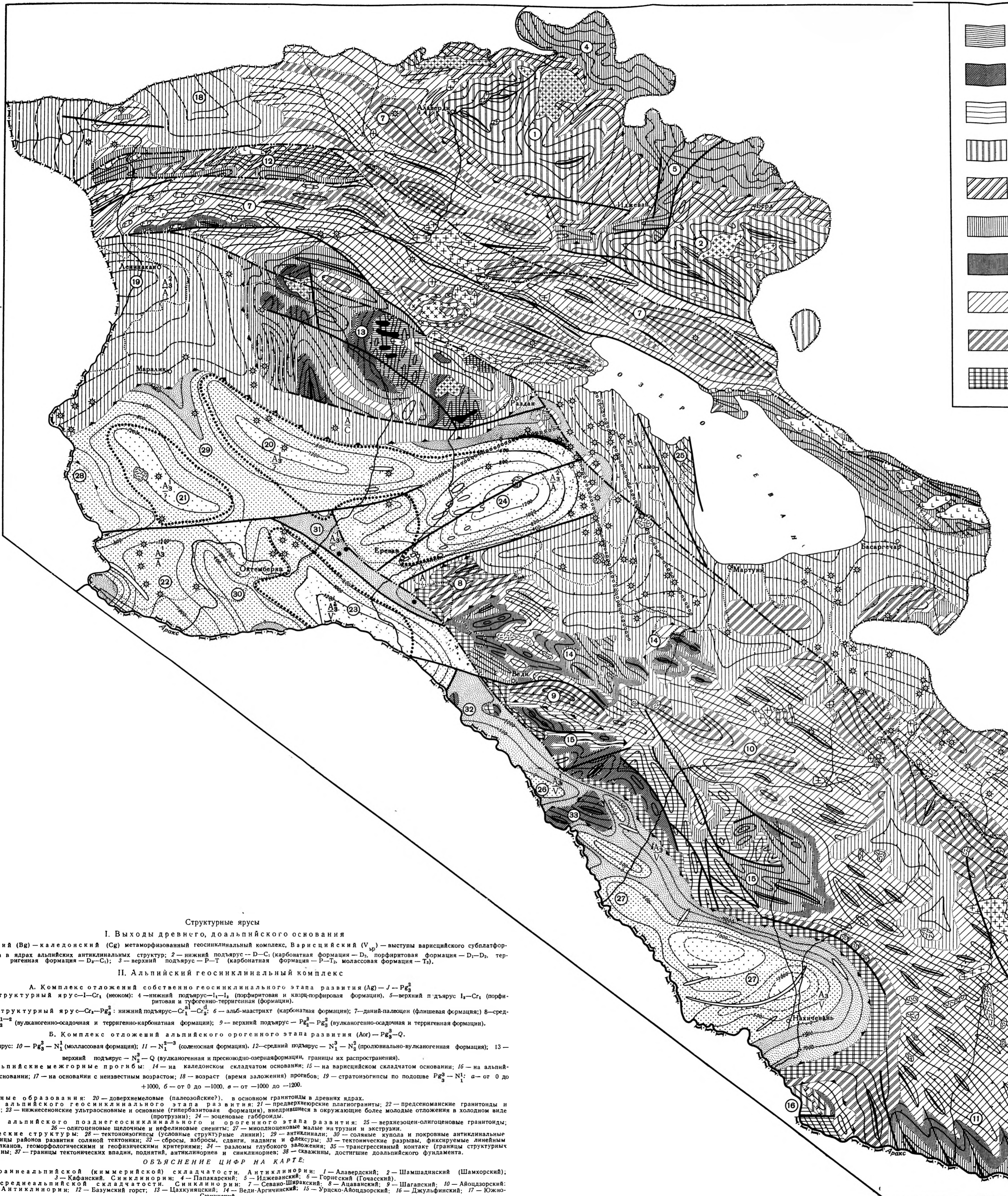
Для составления тектонических карт до сих пор общепринятой легенды нет. Существуют различные типы тектонических карт — карты изолиний мощностей, структурные, структурно-формационные, морфо-тектонические, палеотектонические и другие виды карт. Но все они имеют существенные недостатки и полностью не отражают важные структурные элементы данного района. В этом отношении выгодно отличается структурная карта Кавказа, составленная Л. А. Варданянцем и представляющая собой крупный вклад в геологию Кавказа. При составлении тектонической карты Армении широко использованы легенды тектонической карты СССР масштаба 1 : 5 000 000 и международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000.

В процессе разработки легенды тектонической карты Армении мы стремились к следующему.

1. Чтобы на карте были отражены все основные структурно-геологические элементы: возраст формирования структур, взаимоотношения разновозрастных структур, трансгрессивные контакты и тектонические несогласия, морфология структур (линейность, брахиформность), типы пликативных структур (складки прямые, наклонные, опрокинутые), вещественный состав отложений, слагающих отдельные структуры (главнейшие типы формаций), разрывные нарушения (глубинные и поверхностные), интрузивные образования, различающиеся по составу, возрасту, характеру контакта с вмещающими отложениями и т. д.

2. Чтобы карта отражала фактическое положение вещей, и указанные выше тектонические элементы представляли реально существующие геологические структуры, установленные геологическими наблюдениями.

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



--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Структурные ярусы

I. Выходы древнего, доальпийского основания

1. Байкальский (Bg) — каледонский (Cg) метаморфизованный геосинклинальный комплекс, Вариссийский (V_{sp}) — выступы вариссийского сублатформенного комплекса в ядрах альпийских антиклинальных структур; 2 — нижний подъярус — D-C₁ (карбонатная формация — D₁, порфирировая формация — D₁-D₂, терригенная формация — D₃-C₁); 3 — верхний подъярус — P-T (карбонатная формация — P-T₁, молассовая формация — T₁).

II. Альпийский геосинклинальный комплекс

A. Комплекс отложений собственно геосинклинального этапа развития (Ag) — J — P_g³
 Нижний структурный ярус — I — C₁ (несомн); 4 — нижний подъярус — I₁ — I₂ (порфирировая и кварц-порфирировая формации), 5 — верхний подъярус — I₁ — C₁ (порфирировая и туфогенно-терригенная формации).
 Средний структурный ярус — C₂ — P_g²; нижний подъярус — C₂ — C₂²; 6 — альб-мастрихт (карбонатная формация); 7 — даний-палеоцен (флишевая формация); 8 — средний подъярус — P_g¹⁻² (вулканогенно-осадочная и терригенно-карбонатная формации); 9 — верхний подъярус — P_g² — P_g³ (вулканогенно-осадочная и терригенная формации).

B. Комплекс отложений альпийского орогенного этапа развития (Aor) — P_g³ — Q.
 Нижний подъярус: 10 — P_g³ — N₁¹ (молассовая формация); 11 — N₁²⁻³ (соленосная формация); 12 — средний подъярус — N₁¹ — N₂² (пролювиально-вулканогенная формация); 13 — верхний подъярус — N₂³ — Q (вулканогенная и пресноводно-озерная формации, границы их распространения).

Верхнеальпийские межгорные прогибы: 14 — на каледонском складчатом основании; 15 — на вариссийском складчатом основании; 16 — на альпийском складчатом основании; 17 — на основании с неизвестным возрастом; 18 — возраст (время заложения) прогибов; 19 — стратозониты по подошве P_g³ — N₁¹; а — от 0 до +1000, б — от 0 до -1000, в — от -1000 до -1200.

Интрузивные образования: 20 — довершительные (палеозойские?), в основном гранитоиды в древних ядрах.
 Интрузии альпийского геосинклинального этапа развития: 21 — предвариссийские плагнограниты; 22 — предсеноманские гранитоиды и отчасти габброиды; 23 — нижнесеноманские ультраосновные и основные (гипербазитовая формация), внедрившиеся в окружающие более молодые отложения в холодном виде (протрузии); 24 — эоценовые габброиды.

Интрузии альпийского позднегеосинклинального и орогенного этапа развития: 25 — верхнеэоцен-олигоценные гранитоиды; 26 — олигоценные щелочные и нефелиновые сиениты; 27 — миоценовые малые интрузии и экструзии.
 Тектонические структуры: 28 — тектонозоны (условные структурные линии); 29 — антиклинали; 30 — соляные купола и покровные антиклинальные складки; 31 — границы районов развития соляной тектоники; 32 — сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги и флексуры; 33 — тектонические разрывы, фиксируемые линейным расположением вулканов, геоморфологическими и геофизическими критериями; 34 — разломы глубокого заложения; 35 — трансгрессивный контакт (границы структурных ярусов); 36 — вулканы; 37 — границы тектонических впадин, подъятий, антиклинорий и синклинорий; 38 — складки, достигшие доальпийского фундамента.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЦИФР НА КАРТЕ:

Область раннеальпийской (киммерийской) складчатости. Антиклинории: 1 — Алавердский; 2 — Шамшадский (Шамхорский); 3 — Кабанский. Синклинории: 4 — Папакарский; 5 — Изжеванский; 6 — Горисский (Гочасский).
 Область среднеальпийской складчатости. Синклинории: 7 — Севано-Ширакский; 8 — Алаванский; 9 — Шагалский; 10 — Аюцзорский; 11 — Ордубадский. Антиклинории: 12 — Базумский горст; 13 — Цахкуянский; 14 — Веди-Аргинский; 15 — Урцско-Аюцзорский; 16 — Джульфинский; 17 — Южно-Сюнникский.
 Область верхнеальпийской складчатости. Наложение и наследованные прогибы: 18 — Джавахетский; 19 — Ширакский; 20 — Арагацский; 21 — Артегинский; 22 — Нижнеахурянский; 23 — Арташатский; 24 — Ереванский; 25 — Севанский; 26 — Садаракский; 27 — Нахичеванский. Выступы фундамента: А — погребенные; 28 — Аникийский; 29 — Мараликский; 30 — Октемберянский; 31 — Парявар-Енгиджинский; Б — обнаженные; 32 — Араратский; 33 — Волчьих ворот.

3. Чтобы было видно, какие из изображенных на карте структурных элементов основаны на конкретных фактах и какие показаны предположительно, на основании интерпретации геофизических, геоморфологических и других данных.

Теперь вкратце остановимся на основных принципах, положенных в основу составления данной карты.

Возраст складчатости. Важнейшим критерием, по которому выделяются тектонические единицы и производится расчленение отдельных областей на естественные геологические районы, как известно, является возраст складчатости. Для больших регионов возраст складчатости определяется подавляющим большинством геологов-тектонистов временем последних интенсивных дислокаций, обусловивших переход данной области от геосинклинального режима в платформенный. Однако в молодых складчатых зонах, в которых геосинклинальный режим еще нельзя считать завершенным, а интенсивные тектонические движения продолжают до настоящего времени, понятие «возраст складчатости» становится несколько растяжимым.

Помимо того, известно также, что одни и те же районы зачастую испытывают процессы складчатости и поднятия, прогибания и осадконакопления многократно. В таком случае возникает вопрос, что считать возрастом складчатости — начальный этап формирования структур или же время последней фазы складчатости. Имеются сторонники и того и другого мнения.

Анализ истории геотектонического развития геосинклинальных складчатых областей, в том числе и Антикавказа¹, показывает, что, хотя процесс складчатостей и формирования структур протекает длительно, и современные структурные единицы являются результатом проявления нескольких приемов или так называемых фаз складчатости, тем не менее эти фазы в смысле их значения в структурообразовании неравнозначны. Выделяются так называемые предварительные (или подготовительные) фазы, главные и заключительные фазы складчатости. Под возрастом складчатости мы понимаем главную, решающую фазу складчатости, т. е. время, когда движения, протекающие непрерывно, кратковременно усиливаются, и в результате происходят качественные изменения в структуре данного района, когда происходит формирование основных элементов современной структуры района.

С главной фазой складчатости и формирования структур связано внедрение гранитных интрузий и локализация магматогенных рудных месторождений.

Таким образом, принцип возраста складчатости, положенный в основу тектонического районирования и составления тектонической карты, придает последней определенную историчность и показывает основные этапы формирования структур.

Структурные ярусы. Расчленение областей по возрасту складчатости осуществляется путем выделения структурных ярусов. Под структурным ярусом (или этажом) понимается комплекс отложений, дислоцированный единым планом и отграниченный от покрывающих и подстилающих отложений отчетливо выраженным несогласием и поверхностью трансгрессии. Каждый структурный ярус в складчатых областях соответствует отдельной стадии геотектонического развития и складывается определенными типами формаций пород. Структурные ярусы часто делятся на подъярусы, отвечающие более коротким этапам тектонического развития, но также разделенные структурными несогласиями.

Выделение структурных ярусов давно практикуется в СССР и за рубежом, и этим методом наиболее полно раскрывается история развития структурных единиц. Выделение структурных ярусов позволяет показать

¹ Антикавказом автор называет Малый Кавказ. *Примечание редакции.*

стадийность и последовательность формирования структур и дает возможность оконтуривать крупные структурные единицы — антиклинории, синклинории, прогибы и поднятия.

В комплексе отложений, слагающих территорию Армении, выделяются следующие структурные ярусы и подъярусы:

а) байкальский — каледонский ярус, охватывающий древние интенсивно дислоцированные и глубоко метаморфизованные образования, служившие субстратом варисцийских и альпийских глубинных структур и выступающих в виде отдельных фрагментов в ядрах альпийских антиклинальных структур;

б) варисцийский ярус, включающий отложения девона, карбона, перми и триаса. Варисцийский структурный ярус делится на два подъяруса: нижний (девон — нижний карбон) и верхний (пермь — триас), разграниченные стратиграфическим перерывом, соответствующим среднему и верхнему карбону и трансгрессивным несогласным залеганием нижней перми на нижнем карбоне;

в) нижеальпийский ярус, охватывающий юру и неоком и делящийся на два подъяруса — ниже-среднеюрский и среднеюрский — неокомский, четко отделенные предверхнеюрской поверхностью размыва;

г) среднеальпийский ярус, сложенный отложениями альба, верхнего мела, палеоцена, эоцена и нижнего — среднего олигоцена. В составе этого структурного яруса выделяются следующие подъярусы: альб-мастрихтский, даний-палеоценовый, ниже-среднеэоценовый, верхний эоцен — среднеолигоценовый;

д) вышеальпийский структурный ярус, включающий отложения верхнего олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена. Верхний олигоцен — нижнемиоценовое время (начало вышеальпийского или орогенного этапа развития) является одним из переломных этапов геологической истории и формирования структур Антикавказа. Это начало развития континентального режима и формирования современного высокогорного рельефа, а также формирования вышеальпийских межгорных прогибов и заполняющих их молассовых и соленосных формаций.

Верхнеальпийский структурный ярус делится на четыре подъяруса.

Нижний из них сложен молассовыми красноцветными континентальными образованиями верхнего олигоцена — нижнего миоцена, которые несогласно перекрывают различные горизонты более древних отложений, от верхнего палеозоя и до среднего олигоцена включительно. Средний подъярус охватывает гипсо-соленосные отложения среднего — верхнего миоцена, и предэотической поверхностью несогласия и размыва четко отделяется от лежащего выше третьего подъяруса, сложенного слабодислоцированными вулканогенно-обломочными образованиями нижнего — среднего плиоцена. Четвертый структурный подъярус составляют озерно-речные и вулканогенные образования верхнего плиоцена и антропогена, которые почти не дислоцированы и в виде чехла покрывают отложения предыдущих ярусов и подъярусов.

На предлагаемой карте последний из перечисленных подъярусов (N_2^3 —Q) снят, так как он почти не дислоцирован, и структуры подстилающих отложений показаны в виде предположений (пунктирные линии) на основании экстраполяции соседних обнажающихся структур. При выделении структурных ярусов учтено также возрастное скольжение их границ. Известно, что почти во всех складчатых областях формирование структурных ярусов в разных районах происходит одновременно и их стратиграфические границы часто не совпадают. В таких случаях возрастные пределы структурных ярусов отдельных районов указаны в легенде.

Альпийские межгорные прогибы. В геологическом строении Армянской ССР значительную площадь занимают молодые, неоген-

антропогенные прогибы, заполненные молассовыми, соленосными и континентальными образованиями.

Для изображения структур этих прогибов метод выделения структурных ярусов неприемлем ввиду недостаточного количества имеющихся данных. Мы старались показать на карте глубину залегания фундамента (или мощность заполняющих прогибы отложений) по данным буровых скважин, возраст фундамента и время заложения прогибов.

Изображение глубины залегания фундамента осуществляется стратозиогипсами, проведенными по подошве молассовых отложений $Pg_3^3 - N_1^1$ (значительная часть предположительно). Возраст фундамента изображается буквенными обозначениями (С — каледонский, V — варисский и т. д.), а время заложения прогибов — индексом соответствующего структурного яруса. Эти элементы комбинированы в виде дроби, при этом числитель указывает возраст прогиба, а знаменатель — возраст фундамента (A_3^1 / A , A_3^1 / V и т. д.). Различными точечными обозначениями показаны мощности осадков, слагающих прогибы и поднятия. Густое расположение точек отражает относительно приподнятые участки, а редкое — опущенные.

Интрузивные образования. Внедрение интрузивных массивов пространственно и во времени тесно связано с тектоническим строением и историей геологического развития данной области, и поэтому необходимость нанесения их на тектоническую карту не вызывает сомнения.

Интрузивные тела изображены в границах их современного эрозионного среза и подразделены по составу и по возрасту.

Главнейшие типы формаций. Известно, что формации горных пород (осадочные и вулканогенные) тесно связаны с тектоническими структурами и историей геотектонического развития, и анализ формаций в настоящее время является одним из основных методов тектонических исследований и широко применяется в тектонических построениях.

Геологические формации показывают вещественный состав структур и типы геосинклинального развития и тем самым делают тектоническую карту более материальной.

На предлагаемой тектонической карте формации не выделены отдельными условными знаками ввиду загруженности карты различными штриховыми обозначениями. Они показаны в легенде структурных ярусов, большинству из которых присущи определенные группы осадочных или вулканогенно-осадочных формаций.

Структурные обозначения. Для изображения пликативных структур (антиклиналей, синклиналей) мы применили метод тектоно-изогипс. Это структурные линии (маркирующие стратиграфические горизонты, пласты), реально существующие, а в ряде случаев и условные, при помощи которых наглядно и рельефно рисуются объем и формы складок.

Для крупномасштабных карт этот метод дает хорошие результаты. Однако на картах масштаба 1 : 500 000, на которых складки часто изображаются одним-двумя структурными контурами, становится почти невозможным показать формы складок (прямые, наклонные, опрокинутые). Поэтому для их обозначения введены дополнительные линейные знаки.

На карте отдельными знаками выделены соляные купола и покровные антиклинальные складки, как установленные геологическими данными и буровыми скважинами, так и предполагаемые по геоморфологическим и геофизическим данным. Специальными знаками показаны центры извержений и излияний (вулканы).

Разрывные нарушения, играющие важную роль в геологическом строении Армении, подразделены на две группы: а) глубинные (региональные тектонические швы) и б) поверхностные.

Под глубинными разломами мы понимаем такие разрывные нарушения, которые характеризуются большой протяженностью и глубиной заложения, длительностью и многофазностью развития. Часто они контролируют магматизм, эндогенную минерализацию, а также формирования осадочных и вулканогенных пород. Они в большинстве случаев ограничивают геотектонические зоны, геантклинали и геосинклинали по отношению к ним являются первичными структурами и контролируют их. Разломы глубокого заложения устанавливаются целым рядом структурных, геофизических, геоморфологических, седиментационных, магматических и других геологических признаков и принадлежат к числу важнейших структурных элементов земной коры.

На тектонической карте выделены три разлома типа глубинных: первый из них — вдоль офиолитового пояса, второй — Анкавано-Зангезурский и третий — в Приараксинской зоне.

Поверхностные разрывные нарушения подразделены на три типа: а) сбросы, взбросы и сдвиги, б) надвиги и в) тектонические разрывы, которые фиксируются линейным расположением вулканов, геофизическими и геоморфологическими критериями.

Карта позволяет сделать ряд выводов, касающихся основных этапов формирования структур и тектонического районирования, связи магматизма с тектоникой, глубинного геологического строения и др.

На территории Армении и смежных частей Антикавказа достаточно четко выделяются три структурно-формационные области, отличающиеся стратиграфическими разрезами, возрастом складчатости, типами пликативных структур, формациями горных пород, магматизмом, металлогенией, глубинным геологическим строением (характером гравитационного поля) и другими геологическими признаками:

- а) область раннеальпийской (киммерийской) складчатости;
- б) область среднеальпийской складчатости;
- в) область позднеальпийской складчатости (Средне-Араксинский межгорный прогиб).

Область раннеальпийской складчатости охватывает северо-восточную часть Антикавказа и соответствует раннеальпийскому геосинклинальному прогибу, наложенному на геантклинальное поднятие герцинского времени. В ее геологическом строении принимаю участие интенсивно дислоцированные терригенные образования лейаса, кератофиropпорфиритовая формация доггера, а также вулканогенно-обломочные и карбонатные формации верхней юры и мела. В бассейне р. Ахум из-под лейаса выступают метаморфизованные породы эопалеозоя, что свидетельствует об отсутствии в этой зоне отложений среднего и верхнего палеозоя и триаса. Отложения палеогена слабо дислоцированы и развиты незначительно, а породы неогена и антропогена почти полностью отсутствуют.

Область среднеальпийской складчатости в плане структуры Антикавказа представлена крупными синклиниями, развившимися на месте геосинклинальных прогибов, заложенных в альбе—верхнем мелу (а местами, возможно, даже в верхней юре). В раннеальпийском этапе они являлись геантклиналиями. В стратиграфическом разрезе этих синклинириев участвуют мощные вулканогенные и туфогенно-терригенные флишoidные эвгеосинклинальные формации эоцена, а также терригенно-вулканогенные и карбонатные образования альба—верхнего мела, при региональном отсутствии или локальном развитии отложений юры. В некоторых остаточных прогибах (Дилижанский, Севанский) распространены также терригенные, пресноводно-озерные и лагунные отложения олигоцена и миоцена.

Область позднеальпийской складчатости, соответствующая в основном Средне-Араксинскому межгорному прогибу, в герцинское время была областью накопления осадков (с субплатформенным или миогеосинклинальным типом развития), а в нижнеальпийском этапе (юра — нижний мел) представляла геантиклиналь. После кратковременных прогибаний (даний — палеоцен) и поднятий (эоцен — нижний — средний олигоцен) она вновь вовлекается в прогибание, начиная с верхнего олигоцена — нижнего миоцена, которое с некоторыми кратковременными перерывами (нижний — средний плиоцен) продолжалось до антропогена.

Соответственно этому в рассматриваемой области широко распространены платформенного типа терригенные и карбонатные отложения среднего и верхнего палеозоя и триаса, флишевая формация дания — палеоцена, красноцветные молассы верхнего олигоцена — нижнего миоцена, соленосная и молассовая формации среднего — верхнего миоцена и озерно-речные и вулканогенные образования верхнего плиоцена и антропогена.

С основными этапами складчатости и формирования структур тесно связано развитие интрузивного магматизма. В области раннеальпийской (киммерийской) консолидации крупные тела гранитоидов имеют предверхнеюрский и предсеноманский (по-видимому, неокомский) возраст, а в области среднеальпийской складчатости широко развиты ультраосновные интрузии верхнемелового (доверхнесенонского) возраста (офиолитовый пояс Антикавказа), пластовые интрузии габбро и габбро-порфиритов среднего эоцена, гранитоиды и щелочные интрузии верхнеэоценово-олигоценного возраста.

В Приараксинской миогеосинклинальной области гранитоидные интрузии отсутствуют, незначительно развиты малые интрузии и экстрезии андезитов, дацитов, липаритов, обсидианов ниже-среднеплиоценового возраста.

Указанные три разновременные консолидированные складчатые области в главнейших своих чертах соответствуют трем структурно-металлогеническим зонам, выделенным на территории Армянской ССР И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном.

Область киммерийской складчатости характеризуется, в основном, медно- и серноколчеданными оруденениями, а область среднеальпийской складчатости — медно-молибденовым оруденением с подчиненным значением полиметаллов. В области верхнеальпийской складчатости широко развиты галогенные образования и почти полностью отсутствуют магматогенные месторождения. В первой из указанных областей преобладают крупные брахискладки, во второй — линейные, обычно ундулирующие и изредка изоклинальные, антиклинальные и синклинальные складки, а в третьей — асимметричные брахискладки, куполовидные поднятия и соляная тектоника.

При сопоставлении схемы тектонического районирования с картой гравитационных зон наблюдается их почти полное совпадение. Гравитационное поле Антикавказа характеризуется в целом отрицательными аномалиями силы тяжести.

Однако на фоне этого минимума отчетливо вырисовываются три гравитационные зоны: зона центрального минимума (область среднеальпийской складчатости), северо-восточная и юго-западная зоны максимумов (области раннеальпийской и позднеальпийской складчатости).

Указанные три зоны соответствуют мегаформам рельефа Антикавказа, отражающим новейшие тектонические движения. Зона центрального гравитационного минимума соответствует центральной, наиболее приподнятой, высокогорной части Антикавказа, при этом самые значительные минимумы силы тяжести приурочены к приподнятым вулканическим щитам — Гегамскому нагорью и Арагацу. Зона юго-западного

максимума совпадает с Араксинской впадиной и прилегающими к ней районами, а северо-восточный максимум — с северо-восточным склоном Антикавказа, примыкающим к Куринской депрессии.

Показательно, что зона центрального минимума совпадает с областью мощного развития неогенового и антропогенного вулканизма, что свидетельствует о парагенетической связи между положением поверхности «М» (или мощностью земной коры), новейшими тектоническими движениями и проявлением вулканизма.

Приведенные выше данные показывают, что выделенные три разновозрастные, структурно-формационные области соответствуют глубинному геологическому строению Армянской ССР и отражают новейшие тектонические движения.

Необходимо отметить, что указанные разновозрастные тектонические области мы не рассматриваем как складчатые сооружения отдельных, самостоятельных тектонических циклов или этапов. Несомненно, что горное сооружение Антикавказа в целом представляет собой одну единую тектоническую систему, объединяемую структурными, седиментационными, магматическими и геофизическими признаками. Вдоль Севано-Акеринского разлома расположены линейно вытянутые массивы основных и ультраосновных интрузий (офиолитовый пояс Антикавказа) верхнемелового (нижнесенского) возраста, а меловые отложения смяты в сжатые и линейные складки, часто милонитизированы, брекчированы и метаморфизованы (Базумский и Севанский хребты).

Вдоль Анкавано-Зангезурского глубинного разлома расположены крупнейший в Закавказье Мегринский плутон и связанные с ним медно-молибденовые месторождения (Агарах, Калжаран, Дастакерт и др.), а также Памбакская группа кислых и щелочных интрузий.

На участке между Зангезурским и Анкаванским рудными поясами наличие глубинного разлома предполагается на основании линейного расположения центров плиоцен-антропогенных вулканов, выходов минеральных источников и широкого развития гидротермально измененных палеогеновых вулканогенных образований.

Указанные разломы, как и Приараксинский, на гравитационной карте фиксируются отчетливо выраженной гравитационной ступенью.

Наряду с разломами глубокого заложения, имеющими в общем северо-западное простирание и контролирующими особенности геологического строения и историю развития описанных выше структурно-формационных зон, значительную роль играют также разломы (трещины растяжения) близмеридионального (Абул-Самсарский, Арагац-Араратский, Гегамский) и северо-восточного (Разданский, Джрвеж-Севанский и другие) направления. Они ограничивают неоген-антропогенные грабен-синклинории и горст-антиклинали и контролируют молодой вулканизм, столь характерный для Армянского вулканического нагорья, и сейсмичность.

В альпийском этапе геосинклиналичного развития Антикавказа выделяются три стадии проявления магматизма, каждая из которых характеризуется определенным сочетанием эффузивных, субинтрузивных и интрузивных формаций: а) юра-неокомская с последовательным развитием формаций кератофиристо-порфиристовой, кварцево-порфиристовой (эффузивной и субинтрузивной), гранитоидной, порфиристовой; б) верхний мел — палеогеновая с формационным рядом спилито-порфиристовая, офиолитовая, габбро-порфиристовая (субинтрузивная), кварцево-порфиристовая (субинтрузивная и эффузивная), гранитоидная, щелочно-сиенитовая, трахидацистовая; в) неоген-антропогенная-андезитовая, липаритовая (субинтрузивная), базальтовая формации.

Наблюдается также определенная закономерность в пространственном размещении интрузивных тел по отношению к тектоническим структурам. Так, гранитоидные интрузии мезозойского возраста в структурном

отношении приурочены к сводовым и присводовым частям антиклинорий (Алавердского, Шамхорского), т. е. к участкам максимального уменьшения давления при складчатости и поднятиях. В других случаях устанавливается отчетливо выраженная пространственная связь между развитием магматизма и глубинными разломами (Севанский офиолитовый пояс, Мегринская и Памбакская группы интрузий и др.).

Литература

- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР, Госгеолтехиздат, 1961.
Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», 1958.
Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 10, 1955.
Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН АрмССР, 1959.
Габриелян А. А. О связи магматизма и тектоники. Изв. АН АрмССР. Сер. науки о Земле, т. XVII, № 5, 1964₁.
Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. Гималайский и Альпийский орогенез. Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр., 1964₂.
Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
Тектоническая карта Азербайджанской ССР, М. 1 : 500 000. Изд-во АН АзербССР, 1956.
Хаин В. Е. О методике составления тектонических карт. Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. Изд-во АН СССР, 1962.
Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, М. 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.

Ереванский государственный
университет

Статья поступила
10 января 1966 г.

A. A. GABRIELYAN

TECTONIC MAP OF THE ARMENIAN SSR

The principle used for the compilation of the tectonic map of the Armenian SSR is just the same as that used for the tectonic map of Europe.

The map enables us to draw some conclusions concerning the main periods of structural formation and tectonic zonation as well as the relation between magmatism and tectonics, deep geological structure, etc.

Three structural-formational regions are recognized on the territory of Armenia and on the adjacent parts of the Anticaucasus: a) a region of the Alpine (Kimmerian) folding; b) a region of middle Alpine folding; c) a region of late Alpine folding (Midaraksian intermontane trough).

The area of early Alpine folding is mainly composed of intensively dislocated Liassic terrigenous formations and of volcanogenous and terrigenous-carbonate deposits of the Middle and Upper Jurassic and Cretaceous.

The middle Alpine folded area comprises the central part of the Anticaucasus, and is represented by large synclinoria, in the structure of which thick volcanogenous and terrigenous-carbonate eugeosynclinal flysch formations of the Upper Cretaceous and Eocene take part.

The area of late Alpine folding involves the Midaraksian intermontane trough, situated in the south-western part of the Anticaucasus and formed by molassic and salt-bearing formations of Neogene and Anthropogene age, superimposed on the Middle-Upper Paleozoic platform substratum.

Sevan-Akeran, Ankavan-Zanghezurian and Prearaksian regional tectonic sutures, established according to their structural, sedimentary, magmatic and geophysical features, serve as the boundaries of these tectonic areas.

Erevan State University

УДК 551.24 + 553 (234.3 + 479.0)

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

**МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ¹**

В пределах рудных провинций складчатых областей обычно устанавливается региональная зональность размещения эндогенных месторождений, называемая металлогенической зональностью. В отличие от зональностей рудных районов, полей, месторождений и рудных тел, обусловленных физико-химическими и структурными условиями рудоотложения, металлогеническая зональность в основных чертах соответствует особенностям исходного строения составных частей геосинклиналей, после консолидации и замыкания которых возникают рудоносные складчатые области, характеризующиеся поясовым размещением полезных ископаемых.

Первые сведения о региональных рудных поясах приведены в работах В. П. Нехорошева (1932, 1948), выявившего такие структуры в Алтае, и С. С. Смирнова (1936) — на материале по Восточному Забайкалью. Несколько позднее С. С. Смирнов (1946) выделил грандиозный Тихоокеанский рудный пояс, внешняя и внутренняя зоны которого обладают различными магматическими проявлениями и металлогенией. Такого рода планетарные структуры, к которым, помимо Тихоокеанского пояса, могут быть отнесены Средиземноморский (Тетис), Урало-Тяньшаньский и др., Ю. А. Билибин (1948) предложил называть металлогеническими поясами.

Объясняя причины, вызывающие металлогеническую специфику различных провинций и металлогеническую зональность, отдельные исследователи исходили из различных предпосылок. Так, Г. Шнейдерхен (1957) считал ювенильную рудоносную магму универсальной — общей для всех провинций, а металлогенический облик каждой из них относил за счет различного уровня эрозионного среза. В частности, Урал, по его мнению, обладает ярко выраженным фемическим обликом ввиду далеко зашедшей эрозии, обнажившей корневые зоны геосинклинали, сложенные основными породами, с которыми связаны месторождения железа, титана, хрома, меди и др. В Западной Европе эрозией вскрыты лишь верхние горизонты, где развиты кислые граниты и связанные с ними месторождения олова. Совершенно естественно, что такое объяснение сейчас удовлетворить не может, поскольку оно противоречит современным данным о глубине становления магматических пород и рудных месторождений, а также о геохимической специализации различных магм (Коптев-Дворников и др., 1964).

Ряд исследователей причину металлогенической специфики отдельных рудных провинций видят в направленно поступательном характере металлогенической эволюции земной коры и возрастной металлогенической специализации (Шатский, 1960; Туровский, 1955; Королев, 1959;

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

Горжевский, Козеренко, 1964 и др.). Как бы не были обоснованы соображения, приведенные в трудах отмеченных авторов, они не дают объяснения металлогенической зональности.

Следует думать, что типизация рудных провинций, выделение характерных рудных комплексов, рудных формаций, минеральных и генетических типов месторождений полезных ископаемых может быть осуществлено лишь на принципе повторяемости сходных месторождений в общем процессе развития земной коры. Действительно, такие рудные формации, как хромитовая, кварцево-касситеритовая, медно-молибденовая, медно-колчеданная, свинцово-цинковая в карбонатных породах, медистых песчаников и многие другие объединяют разновозрастные месторождения сходного состава, генезиса и морфологического типа. При этом главным фактором, который нам представляется целесообразным использовать в качестве основы систематики (классификации) месторождений полезных ископаемых, является приуроченность сходных месторождений к сходным же геологическим структурам и этапам (стадиям) их развития. В связи с этим для целей металлогенического анализа складчатых областей наиболее существенным является не возраст завершенной складчатости отдельных геосинклиналей, по принципу которого строятся многие тектонические карты, а характер и направление их развития. Выделение основных типов составных частей геосинклиналей в этом аспекте представляет первостепенный интерес. Такого рода попытки приводили многие исследователи (Смирнов, 1962; Радкевич, 1959; Семенов и др., 1965; Абдуллаев, 1959; Хаин, 1962 и др.). Ниже приводятся основные результаты предпринятого нами опыта систематики главных элементов геосинклиналей для целей металлогенического анализа.

В качестве двух главных типов структур, отчетливо различающихся в металлогеническом отношении, целесообразно выделить вулканогенные и терригенные геосинклинали. Эти типы геологических структур не являются синонимами эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей Г. Штилле (1964) и М. Кея (1955). Первые из них (вулканогенные) включают и часть вторых, на которые распространяются проявления магматизма. Каждая из главных частей геосинклиналей может быть подразделена более подробно. Так, в вулканогенных выделяются три категории структур: 1) узкие и вытянутые зоны глубинных разломов, фиксируемые выходами гипербазитов, 2) относительные поднятия и 3) погружения. Последние две категории В. В. Белоусов (1962) называет интрагеоантиклиналями и интрагеосинклиналями. Они отличаются составом и мощностью выполняющих их вулканогенно-осадочных пород. В процессе развития терригенных геосинклиналей индивидуализируются также зоны относительных поднятий и погружений. В пределах первых отлагаются преимущественно карбонатные, конгломератовые и вулканогенные породы сравнительно небольшой мощности, тогда как в прогибах формируются мощные толщи песчано-глинистых осадков.

Отмеченным частям геосинклиналей противостоят более крупные структурные единицы, формирующиеся в течение нескольких геологических циклов. Эти структуры были названы В. А. Николаевым (1953) геоантиклиналями первого рода, а М. В. Муратов (1949) их подразделил на геоантиклинали объединенного типа и геоантиклинали остаточного типа. Первые образуются в результате последовательного наращивания за счет консолидации сопредельных терригенных геосинклиналей, а вторые представляют собой остаточные жесткие массивы после регенерации крупных геоантиклиналей или плит. Эти два типа геоантиклинальных структур служат выражением двух направлений в истории геологического развития складчатых областей земной коры.

Первое направление, следующее от вулканогенной геосинклинали к геоантиклинали объединенного типа и терригенной геосинклинали, знаменует поступательное наращивание мощности земной коры и превраще-

Опыт систематики рудоносных составных частей геосинклиналей

Стадии развития геосинклиналей	Типы геологических структур	Геотектонические типы металлогенических зон	Рудоносные магматические формации	Главные рудные формации
1	2	3	4	5
Поздние	<p>Наложённые субплатформенные впадины</p> <p>Краевые и другие региональные разломы</p> <p>Срединные массивы</p>	<p>Прогибы, vyplненные карбонатными породами</p> <p>То же с пестроцветными отложениями</p> <p>То же с наземным кислым вулканизмом</p> <p>Складчатые области, состоящие из различных консолидированных частей геосинклиналей</p> <p>Глубинные разломы</p>	<p>Не наблюдается</p> <p align="center">—»—</p> <p>Андезитодацитовая</p> <p>Малые интрузии кислых пород (трахиты, гранит-порфиры и др.)</p> <p>Не наблюдается</p> <p>Трахито-липаритовые малые интрузии—дифференциаты наземного кислого вулканизма</p>	<p>Вкрапленная свинцово-цинковая в карбонатных породах</p> <p>Медистых песчаников</p> <p>Золото-серебряная (с висмутом), свинцово-цинковая, ртутно-сурьмяная, халцедон-ферберит-ртутная, шеелитопироллизитовая и др.</p> <p>Ферберит-антимонитовая, жильная, свинцово-цинковая, реальгар-аурипигментовая, пятиэлементная, барит-полиметаллическая, кварцево-золоторудная и многие другие</p> <p>Ртутно-сурьмяная, кварцево-галенит-сфалеритовая с халькопиритом, барито-витеритовая и др.</p> <p>Свинцово-цинковая, часто с золотом, мышьяком, серебром; золото-серебряная с висмутом, селеном, теллуrom; сурьмянортутная и др.</p>
Средние	<p>Срединные массивы</p> <p>Терригенные геосинклинали</p>	<p>Зоны глубинных разломов</p> <p>Центральные поднятия геосинклинальных систем (обращенные прогибы)</p> <p>Синклинии (необращенные прогибы)</p>	<p>Гранитоидные</p> <p>Батолитовые, гранитные</p> <p>Гранитоидные, пестрого состава</p>	<p>Рудные формации, сходные с сопредельной геосинклиналью, в частности кварцево-касситеритовая, кварцево-вольфрамитовая и др.</p> <p>Пегматитовые, грейзеновые, кварцевые, жильные и штокверковые касситеритовые, вольфрамитовые с висмутом и редкими элементами</p> <p>Сульфидно-касситеритовая с арсенипиритом, галенином, сфалеритом; сульфидно-вольфрамитовая и др.</p>

Стадии развития геосинклиналей	Типы геологических структур	Геотектонические типы металлогенических зон	Рудоносные магматические формации	Главные рудные формации
1	2	3	4	5
Ранние	Вулканогенные геосинклинали	Краевые зоны (консолидированные геантиклинальные поднятия)	Гибридных гранодиоритов	Арсенопирито-галенит-сфалеритовая (со стanniном), кварцево-молибденитовая (с вольфрамитом, галенитом, сфалеритом) и др.
		Геоантиклинали объединенного типа	Гранитоидная (кварцево-диоритовая-гранодиоритовая)	Жильная кварцево-арсенопиритовая; шеелито-молибденитовая (с оловом); пегматитовая с редкими элементами
	Вулканогенные геосинклинали	Геоантиклинали остаточного типа	Умереннокислых гранитоидов (монцит-гранодиоритовая)	Медно-молибденная, жильная кварцево-галенит-сфалеритовая и др.
		Синклинии и антиклинии (консолидированные зоны относительных поднятий и погружений, а также гипербазитовых поясов)	Габбро-гранодиоритовые, граносиенитовые, плагио-гранитные и др.	Скарново-магнетитовые, скарново-медные, жильные кварцево-свинцово-цинковые с золотом, жильные кварцево-кобальтовые с мышьяком, свинцом, цинком, медью и др.
	Вулканогенные геосинклинали	Относительные геоантиклинальные поднятия	Спilito-кварцево-порфиритовые, плагио-гранитные	Медноколчеданная, барито-полиметаллическая, гематито-пирролизитовая
		Геосинклинальные погружения	Спilito-диабазовые, габбро-диорит-диабазовые, габбро-пироксенит-ду-нитовые	Серноколчеданные, титано-магнетитовые, платиновые (с хромитом)
		Гипербазитовые пояса глубинных разломов	Гипербазитовые	Хромитовые (с осмистым иридием), тальково-серпентинитовые, асбестовые, магнезитовые, силикатного никеля и др.

ние геосинклинали в платформу. Активность базальтовой магмы сменяется палингенным сиалическим магматизмом, а затем отмечается постепенное затухание магматических процессов. Это направление развития вслед за В. Е. Хаиным и Ю. М. Шейнманном (1960) нами называется «прямым».

Второе направление геосинклинального развития усложняется на стадии превращения вулканогенной геосинклинали в терригенную и затем в геоантиклинальное поднятие. Вслед за этим следует не преобразование в платформу, а возникновение вдоль глубинных разломов наложенных «регенерированных» (по Штилле, 1964) вулканогенных геосинклиналей. По-видимому, этому «обратному» направлению соответствует частичное утонение земной коры. В данном случае гранитоидный магма-

тизм сменяется повторным проявлением геосинклинального базальтоидного вулканизма, а местами и гипербазитового магматизма.

К структурам иного типа относятся срединные массивы складчатых областей и краевые массивы платформ (Хайн, 1962). Эти ранее консолидированные жесткие образования глыбового строения в металлогеническом отношении представляют интерес, поскольку часто испытывают активизацию в средние, а главным образом в поздние стадии развития сопредельных геосинклиналей. Наконец, специфическими проявлениями магматизма в металлогении обладают поздние наложенные субплатформенные впадины и зоны региональных (краевых и др.) разломов, секущие структуры, сформированные в ранние и средние стадии развития геосинклиналей.

Каждой из выделенных здесь составных частей геосинклинальных поясов свойственны определенные магматические и рудные формации, проявляющиеся в определенной последовательности при прямом и обратном направлении развития металлогенических провинций. Их сравнительная характеристика приведена в таблице, а подробное описание магматизма и металлогении каждой стадии развития отмеченных геологических структур дано в специальной работе автора (Твалчрелидзе, 1966).

Приведенная таблица составлена на основании анализа металлогенической зональности многих рудных провинций мира. Первым признаком систематики служит стадия развития геосинклинали. В ней принято общепризнанное (Билибин, 1955) подразделение геологических циклов на три стадии (этапа): раннюю, или собственно геосинклинальную, среднюю, или соскладчатую, и позднюю стадию развития складчатого пояса, или постскладчатую.

Во второй графе помещены обобщенные типы геологических структур, которые в отдельных случаях могут соответствовать металлогеническим провинциям. Третья графа иллюстрирует главные типы металлогенических зон. В четвертой дана характеристика магматических формаций, проявляющихся в определенных структурах. Они примерно отвечают формациям, выделяемым Ю. А. Кузнецовым (1964), но в отличие от классификации этого исследователя в большей степени соответствуют отдельным стадиям развития геосинклинальных зон. Хорошим примером закономерной связи определенных проявлений вулканизма в тектонических структурах определенного же типа служит работа Г. С. Дзоценидзе (1964) по Кавказу. В предлагаемой таблице этот вопрос рассмотрен в более общей форме. Наконец, в последней графе приведен список главнейших рудных формаций, закономерно проявляющихся на отдельных стадиях развития данных структур в ассоциации с определенными магматическими формациями. Выделенные здесь типы металлогенических зон в основных чертах соответствуют тектономагматическим комплексам, на основе которых С. С. Смирнов неоднократно рекомендовал строить классификации рудных месторождений. В качестве иллюстрации выявленных закономерностей приведем несколько примеров разнотипной зональности, почерпнутых из обширных материалов по металлогении Тетиса (Твалчрелидзе, 1964), а отчасти и других металлогенических поясов.

Грандиозный Средиземноморский геосинклинальный пояс, идущий в широтном направлении от Гибралтара на западе до Индонезийской области на востоке, в поперечном направлении делится на три части: северную, в пределах которой преобладает прямое направление геосинклинального развития; центральную, сложенную преимущественно срединными массивами; южную, претерпевшую в мезо-кайнозое регенерацию геосинклинального режима, в результате чего в большей своей части она может быть отнесена к обратному направлению развития (рисунок).

Складчатые сооружения северной части Тетиса претерпели длительную и сложную историю развития. Первичной структурой в докембрии —

нижнем палеозое здесь, по-видимому, являлась обширная эвгеосинклиналь, реликты которой мы наблюдаем в древних массивах Альп, Мармарошском массиве Карпат, в зоне Старой Планины (диабазо-филлитоидная формация) и на Центральном Кавказе. Можно предполагать, что в результате каледонской складчатости произошла резкая дифференциация первичной геосинклинали и на обширном пространстве возникли геантиклинальные поднятия — зародыши будущих крупных антиклинальных сооружений (Гамкрелидзе, 1957). Одновременно сохранились зоны относительных погружений, в которых в течение герцинского цикла про-

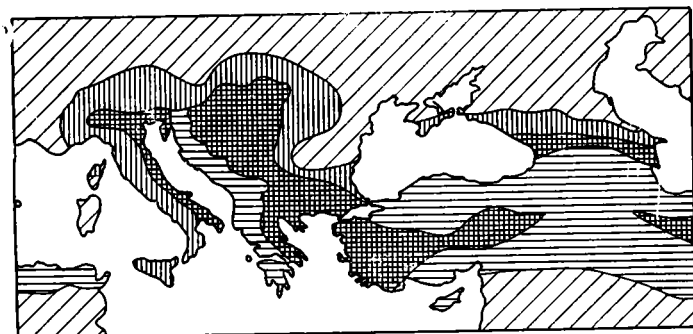


Схема строения центральной части Тетиса

1 — древние и эпипалеозойские платформы; 2 — северная часть Тетиса; 3 — срединные массивы; 4 — южная часть Тетиса

должалось геосинклинальное осадконакопление в условиях активного вулканизма.

Герцинская складчатость вызвала консолидацию значительной части Тетиса. В это время формируется эпипалеозойская европейская платформа, ограниченная на юге крупными геантиклиналями, которые в последующем формируются в качестве геантиклиналей объединенного типа. К северу от них эвгеосинклинальные прогибы приобретают жесткость и выступают в палеозойской платформе как вулканогенные синклинии. К ним часто приурочены месторождения колчеданной формации, связанные со среднепалеозойским вулканизмом.

В геантиклиналях в связи с верхнепалеозойским палингенным магматизмом образуются месторождения ряда цветных и благородных металлов (мышьяк, вольфрам, олово, молибден, золото). Несколько позже, когда были сформированы малые интрузии гранит-порфиров, здесь проявилась полиметаллическая минерализация. Таким образом, палеозойская металлогения выражена в северной части Тетиса весьма контрастно: месторождения колчеданных руд вулканогенных геосинклиналей, цветных металлов геантиклиналей и полиметаллические — вдоль поздних разломов.

В мезо-кайнозойское время эта первичная металлогеническая зональность была значительно усложнена. В условиях все большего воздымания и разрастания главных геантиклиналей за счет последовательной консолидации частных геосинклиналей происходит прогрессивное увеличение мощности земной коры, общее одряхление и отмирание геосинклинального режима. При этом магматизм проявляется все слабее вначале в виде малых интрузий, связанных с андезитовым вулканизмом складчатых областей (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965), а затем — после полного замыкания альпийских геосинклиналей — излияниями базальтов траппового типа. В этот период образуются полиметаллические, сурьмяно-ртутные, свинцово-цинковые в карбонатных породах и некоторые другие месторождения, втуалирующие палеозойскую металлогению. Их раз-

мещение подчинено поздним разломам (полиметаллические и ртутные пояса Большого Кавказа), положению малых интрузий (месторождения Западных и Восточных Карпат, а также Трансильванских Альп) и литологии вмещающих пород (свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах Восточных Альп, Старой Планины и Грузии).

Южный ствол Тетиса характеризуется иным направлением развития. Терригенные геосинклинали, получавшие здесь преимущественное развитие в палеозое (песчано-сланцевые отложения девона и карбона Тавра, Загроса, Малого Кавказа, Высокого Атласа и других регионов), испытали полную складчатость в конце герцинского цикла. В связи с этим к началу мезозоя данная обширная территория выступает в качестве области поднятия или плиты (Гамкрелидзе, 1957; Муратов, 1962). В юре, а особенно интенсивно в верхнем мелу, начинается процесс регенерации геосинклинального режима. Вдоль крупных разломов типа линиamentos зарождаются новые геосинклинальные зоны, преимущественно вулканогенные. К таким относятся системы Телль-Атласа-Бетийских Кордильер, Динарид и Эленид, Тавра и Загроса, Сулеймановых гор и другие. Сходная картина наблюдается и в периферических частях срединных массивов, например северная часть Родопского массива испытала в верхнем мелу погружение и превратилась в наложенную Среднегорскую геосинклиналь; аналогичное погружение распространилось к востоку, охватив юг Черноморского побережья в пределах Анатолии (Понт) и далее к востоку Сомхето-Карабахскую зону Малого Кавказа.

Процесс регенерации сопровождался образованием структурных элементов четырех категорий: гипербазитовых (офиолитовых) зон глубинных разломов, вулканогенных геосинклинальных погружений и относительных геоантиклинальных поднятий, а также геоантиклиналей остаточного типа, к которым относятся части палеозойской плиты, сохранившие устойчивое положение. Последние обладают постоянством развития и тектонические движения в соседних геосинклиналях проявляются в их пределах разрывами (Муратов, 1962), а временами — крупными внедрениями гранитоидов.

Примерами гипербазитовых разломов служит грандиозный офиолитовый пояс, выделенный еще В. Н. Лониковым (1936). Он протягивается с перерывами от Испании до Новой Зеландии¹ и сопровождается характерными для ультраосновной магмы месторождениями хромита, магнезита, талька, серпентинита, силикатного никеля и др.

Вулканогенные геосинклинальные погружения и геоантиклинальные поднятия обычно встречаются совместно, сменяя друг друга в поперечном сечении пояса. В пределах первых обычно отмечаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород андезито-базальтового состава молодого возраста, главным образом палеогенового (Аджаро-Триалетия, «зеленые сланцы» Эльбурса и другие). Металлогеническая роль их довольно скромная: к ним приурочены небольшие скарново-магнетитовые и жильные кварцево-золото-полиметаллические месторождения, связанные с габбро-граносиенитовой формацией.

Поднятия вулканогенных геосинклиналей фиксируются частыми обнажениями древних пород палеозойского фундамента (Храмский, Локский, Артвинский и другие массивы), небольшими мощностями и относительно пологой складчатостью слагающих их вулканогенных образований преимущественно кислого (андезито-дацитового) состава. Такого рода структуры развиты вдоль вулканогенного пояса Среднегорско-Понтийско-Малокавказского, а также отмечаются в Динарско-Таврской зоне. С кислым вулканизмом этих зон связаны медноколчеданные, барито-полиметаллические и мелкие гематито-марганцевые месторождения, а с по-

¹ Новую Зеландию следует относить к Тихоокеанскому поясу, а офиолитовый пояс Тетиса, по-видимому, выклинивается в Гималаях.

следующим магматизмом (габбро-плагиогранитная формация) — скарново-магнетитовые месторождения с наложенной сульфидной минерализацией (медь, полиметаллы, кобальт, золото).

Для геоантиклиналей остаточного типа характерен гранитоидный магматизм умереннокислого состава (монзониты, порфиридные гранодиориты), с которым связаны медно-молибденовые месторождения прожилково-вкрапленных руд порфирирового типа (месторождения Армении, Болгарии и Югославии).

Металлогения поздней стадии в южной части Тетиса представлена месторождениями ртути и сурьмы, свинца и цинка, золота и серебра, а также мышьяка в виде реалгара и аурипигмента, связанными с наиболее молдскими проявлениями (миоцен — плиоцен) наземного вулканизма складчатых областей (месторождения Динарид, Элленид, Тавра, Загроса, Малого Кавказа).

Наконец, в пределах срединных массивов, слагающих центральную часть пояса Тетис, развитие приобретают молодые (олигоцен-миоценовые) месторождения свинца и цинка, ртути и сурьмы, мышьяка и золота, генетически связанные с вулканизмом, проявившимся вдоль разломов фундамента (месторождения Родопского и Анатолийских массивов). Активизация срединных массивов связана с тектоникой и вулканизмом поздней стадии альпийского цикла, получившей широкое развитие в сопредельных геосинклиналях (Динарской, Таврской).

Основные выводы настоящего краткого сообщения следующие:

1. Можно выделить три типа металлогенической зональности рудных провинций: а) наиболее отчетливая зональность проявляется при сопряжении вулканогенных и терригенных геосинклиналей, когда в сопредельных зонах приобретают развитие близкие по возрасту месторождения различного состава и генетического типа (например, колчеданные месторождения Передового хребта и редкометалльные Главного хребта Большого Кавказа); б) зональность при сопряжении зон различных категорий вулканогенных геосинклиналей проявлена менее отчетливо (например, в Анатолии, где наблюдается зональность между колчеданными месторождениями Понта и Тавра и хромитовыми месторождениями офиолитовых поясов, либо Малый Кавказ, в пределах которого контрастно выражена Аджаро-Триалетская зона с жильными полиметаллическими месторождениями, Сомхетско-Карабахская — с колчеданными, Севано-Курдистанская — с хромитовыми и Мисхано-Зангезурская — с медно-молибденовыми); в) зональность при сопряжении поднятий и погружений терригенных геосинклиналей проявлена еще менее четко (типичные примеры находятся в Тихоокеанском поясе, в частности Восточное Забайкалье с известными, по С. С. Смирнову (1936), поясами: оловорудным — Даубихинским, полиметаллическим — Приаргунским и золоторудным — Шилкинским. Каждый из отмеченных поясов приурочен к различным составным частям геосинклинали Восточного Забайкалья).

2. Предварительно выделенные главные типы рудоносных структур относятся к исторической категории, в связи с чем по мере развития геосинклинали и превращения ее в платформу наблюдается смена первоначальных простых форм более сложными. Это развитие в одних геосинклиналях идет прямым путем, в других — более сложным, обратным. Каждое направление фиксируется характерными структурами, осадочными, магматическими и рудными формациями. Вместе с тем детали металлогенической специфики отдельных зон обусловлены стадийностью процесса их развития (Билибин, 1955).

3. Специфика отдельных типов металлогенических зон обусловлена особенностями тектонических структур, возникших в результате длительного разнотипного развития составных частей геосинклиналей. В связи с этим опыт классификации рудоносных площадей на геотектонической основе может иметь важное значение для целей прогнозирования.

мещение подчинено поздним разломам (полиметаллические и ртутные пояса Большого Кавказа), положению малых интрузий (месторождения Западных и Восточных Карпат, а также Трансильванских Альп) и литологии вмещающих пород (свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах Восточных Альп, Старой Планины и Грузии).

Южный ствол Тетиса характеризуется иным направлением развития. Терригенные геосинклинали, получавшие здесь преимущественное развитие в палеозое (песчано-сланцевые отложения девона и карбона Тавра, Загроса, Малого Кавказа, Высокого Атласа и других регионов), испытали полную складчатость в конце герцинского цикла. В связи с этим к началу мезозоя данная обширная территория выступает в качестве области поднятия или плиты (Гамкрелидзе, 1957; Муратов, 1962). В юре, а особенно интенсивно в верхнем мелу, начинается процесс регенерации геосинклинального режима. Вдоль крупных разломов типа линиантов зарождаются новые геосинклинальные зоны, преимущественно вулканогенные. К таким относятся системы Телль-Атласа-Бетийских Кордильер, Динарид и Эленид, Тавра и Загроса, Сулеймановых гор и другие. Сходная картина наблюдается и в периферических частях срединных массивов, например северная часть Родопского массива испытала в верхнем мелу погружение и превратилась в наложенную Среднегорскую геосинклиналь; аналогичное погружение распространилось к востоку, охватив юг Черноморского побережья в пределах Анатолии (Понт) и далее к востоку Сомхето-Карабахскую зону Малого Кавказа.

Процесс регенерации сопровождался образованием структурных элементов четырех категорий: гипербазитовых (офиолитовых) зон глубинных разломов, вулканогенных геосинклинальных погружений и относительных геоантиклинальных поднятий, а также геоантиклиналей остаточного типа, к которым относятся части палеозойской плиты, сохранившие устойчивое положение. Последние обладают постоянством развития и тектонические движения в соседних геосинклиналях проявляются в их пределах разрывами (Муратов, 1962), а временами — крупными внедрениями гранитоидов.

Примерами гипербазитовых разломов служит грандиозный офиолитовый пояс, выделенный еще В. Н. Лониковым (1936). Он протягивается с перерывами от Испании до Новой Зеландии¹ и сопровождается характерными для ультраосновной магмы месторождениями хромита, магнетита, талька, серпентинита, силикатного никеля и др.

Вулканогенные геосинклинальные погружения и геоантиклинальные поднятия обычно встречаются совместно, сменяя друг друга в поперечном сечении пояса. В пределах первых обычно отмечаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород андезито-базальтового состава молодого возраста, главным образом палеогенового (Аджаро-Триалетия, «зеленые сланцы» Эльбурса и другие). Металлогеническая роль их довольно скромная: к ним приурочены небольшие скарново-магнетитовые и жильные кварцево-золото-полиметаллические месторождения, связанные с габбро-граносиенитовой формацией.

Поднятия вулканогенных геосинклиналей фиксируются частыми обнажениями древних пород палеозойского фундамента (Храмский, Локский, Артвинский и другие массивы), небольшими мощностями и относительно пологой складчатостью слагающих их вулканогенных образований преимущественно кислого (андезито-дацитового) состава. Такого рода структуры развиты вдоль вулканогенного пояса Среднегорско-Понтийско-Малокавказского, а также отмечаются в Динарско-Таврской зоне. С кислым вулканизмом этих зон связаны медноколчеданные, барито-полиметаллические и мелкие гематито-марганцевые месторождения, а с по-

¹ Новую Зеландию следует относить к Тихоокеанскому поясу, а офиолитовый пояс Тетиса, по-видимому, выклинивается в Гималаях.

следующим магматизмом (габбро-плагиогранитная формация) — скарново-магнетитовые месторождения с наложенной сульфидной минерализацией (медь, полиметаллы, кобальт, золото).

Для геосинклиналей остаточного типа характерен гранитоидный магматизм умереннокислого состава (монциты, порфиридные градиориты), с которыми связаны медно-молибденовые месторождения прожилково-вкрапленных руд порфирирового типа (месторождения Армении, Болгарии и Югославии).

Металлогения поздней стадии в южной части Тетиса представлена месторождениями ртути и сурьмы, свинца и цинка, золота и серебра, а также мышьяка в виде реалгара и аурипигмента, связанными с наиболее молдскими проявлениями (миоцен — плиоцен) наземного вулканизма складчатых областей (месторождения Динарид, Элленид, Тавра, Загроса, Малого Кавказа).

Наконец, в пределах срединных массивов, слагающих центральную часть пояса Тетис, развитие приобретают молодые (олигоцен-миоценовые) месторождения свинца и цинка, ртути и сурьмы, мышьяка и золота, генетически связанные с вулканизмом, проявившимся вдоль разломов фундамента (месторождения Родопского и Анатолийских массивов). Активизация срединных массивов связана с тектоникой и вулканизмом поздней стадии альпийского цикла, получившей широкое развитие в сопредельных геосинклиналях (Динарской, Таврской).

Основные выводы настоящего краткого сообщения следующие:

1. Можно выделить три типа металлогенической зональности рудных провинций: а) наиболее отчетливая зональность проявляется при сопряжении вулканогенных и терригенных геосинклиналей, когда в сопредельных зонах приобретают развитие близкие по возрасту месторождения различного состава и генетического типа (например, колчеданные месторождения Передового хребта и редкометальные Главного хребта Большого Кавказа); б) зональность при сопряжении зон различных категорий вулканогенных геосинклиналей проявлена менее отчетливо (например, в Анатолии, где наблюдается зональность между колчеданными месторождениями Понта и Тавра и хромитовыми месторождениями офиолитовых поясов, либо Малый Кавказ, в пределах которого контрастно выражена Аджаро-Триалетская зона с жильными полиметаллическими месторождениями, Сомхетско-Карабахская — с колчеданными, Севано-Курдистанская — с хромитовыми и Мисхано-Зангезурская — с медно-молибденовыми); в) зональность при сопряжении поднятий и погружений терригенных геосинклиналей проявлена еще менее четко (типичные примеры находятся в Тихоокеанском поясе, в частности Восточное Забайкалье с известными, по С. С. Смирнову (1936), поясами: оловорудным — Даубихинским, полиметаллическим — Приаргунским и золоторудным — Шилкинским. Каждый из отмеченных поясов приурочен к различным составным частям геосинклинали Восточного Забайкалья).

2. Предварительно выделенные главные типы рудоносных структур относятся к исторической категории, в связи с чем по мере развития геосинклинали и превращения ее в платформу наблюдается смена первоначальных простых форм более сложными. Это развитие в одних геосинклиналях идет прямым путем, в других — более сложным, обратным. Каждое направление фиксируется характерными структурами, осадочными, магматическими и рудными формациями. Вместе с тем детали металлогенической специфики отдельных зон обусловлены стадийностью процесса их развития (Билибин, 1955).

3. Специфика отдельных типов металлогенических зон обусловлена особенностями тектонических структур, возникших в результате длительного разнотипного развития составных частей геосинклиналей. В связи с этим опыт классификации рудоносных площадей на геотектонической основе может иметь важное значение для целей прогнозирования.

Литература

- Абдуллаев Х. М. Опыт классификации рудно-петрографических провинций. Узб. геол. ж., № 4, Изд-во АН УзбССР, Ташкент, 1959.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1948.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та, геол. сер., т. X (XV), Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1957.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры. Сб. Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.
- Дзюценидзе Г. С. Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. Сб. «Альпийский и Гималайский орогенез». Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра», 1964.
- Дзюценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). Сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Шаталов Е. Т. О металлогенической и геохимической специализации комплексов магматических пород. Сб. «Вопросы металлогеники». Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., Изд-во «Недра», 1965.
- Королев А. В. Эндеогенное рудообразование в развитии Земли. Тр. Среднеаз. политехн. ин-та. Нов. серия, вып. 6, 1959.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 8, 1936.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области Юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР Сер. геол., № 2, 1962.
- Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения юго-западного Алтая. Изв. Всес. геол.-развед. объедин., т. 51, вып. 15, 1932.
- Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. Сов. геология, сб. 29, 1948.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1953.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Типы металлогенических провинций на территории СССР и распределение рудной минерализации в процессе их геологического развития. «Материалы к IV Всес. металлогеническому совещанию», ВСЕГЕИ, Л., 1965.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. Сб. «Закономерн. размещения полезных ископ.», т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. Советская геология, № 10, 1936.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.
- Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. Сб. «Закономерн. размещения полезных ископ.», т. VII, Изд-во «Наука», 1964.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей на металлогенической основе. Изд-во «Недра», 1966.
- Туровский С. Д. Некоторые особенности эндогенной металлогении в геологической истории развития Земли. Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, вып. 6, 1955.
- Ханн В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. Геология рудн. месторождений, № 4, 1962.
- Ханн В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. Советская геология, № 11, 1960.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1960, № 11.

Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. Сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во иностр. лит., 1957.

Штйлле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избр. тр. Изд-во «Мир», 1964. .

Кавказский институт
минерального сырья
Тбилиси

Статья поступила
21 октября 1965 г.

G. A. TVALCHRELIDZE

METALLOGENETIC CHARACTERISTICS OF MAIN TYPES OF GEOSYNCLINAL EVOLUTION

The direct geosynclinal evolution is characteristic of the northern stem of Tethys and the inverse one is recognized in its southern stem. The former is marked by the progressive changes of volcanogenic parts of geosynclines into terrigenous ones and subsequently into geoanticlines and platforms. In this connection the pyrite mineralization is changed in time by the rare-metal one, and thereafter polymetallic, antimony-mercuriferous and other ore deposits are formed. Inverse evolution is manifested by the regeneration of geosynclinal regime along the deep-seated fractures at the geoanticlinal stage of development. It results in the chromite, pyrite, skarn, copper-molybdenite and other deposits being superimposed on the rare-metal mineralization. Three types of metallogenetic zonation of ore-bearing provinces are distinguished. Geotectonic classification of ore-bearing folded areas is suggested to be of a practical importance.

Caucasian Institute of Mineral Products
Tbilisi

УДК 551.24(61)

А. ФОР-МЮРЕ и Ю. ШУБЕР

**ПРИНЦИПЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ АЛЬПИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН
НА МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ АФРИКИ
В МАСШТАБЕ 1 : 5 000 000¹****ПРИНЦИПЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ**

Первый макет тектонической карты Африки был представлен на Международном геологическом конгрессе в Нью-Дели в декабре 1964 г. В данной статье мы излагаем принципы легенды, использованной для изображения областей, испытавших альпийский орогенез. Эта легенда, с одной стороны, не должна была существенно отличаться от легенды тектонической карты Европы, а с другой — должна была быть пригодна для изображения в масштабе 1 : 5 000 000 сложной тектонической зоны, схематизация которой затруднительна.

Зону альпийской складчатости рассматривают в очень широком смысле, избегая применения термина геосинклиналь (и ее подразделений — многогеосинклинали и эвгеосинклинали), являющегося дискуссионным. Здесь следует подчеркнуть, что слишком узкое применение понятия геосинклинали (разработанного для Альпийской дуги) и четкое выделение мио- и эвгеосинклиналей, как это было предусмотрено для тектонической карты Европы, оказалось очень затруднительным, если не невозможным, для южного окаймления Средиземноморья и еще более трудным для восточных регионов, так что пришлось разработать более «гибкий» способ изображения этих областей.

Ниже кратко изложены принципы, которых придерживались авторы данной статьи.

1. Выделены основные структурные зоны, по возрасту фазы их складчатости или становления главных структурных единиц (тектонических покровов, — *Ред.*) с тем, чтобы показать хронологию тектонических событий в масштабе данной карты. Речь, конечно, идет о возрасте главной пароксизмальной фазы или периода этой фазы.

Эти крупные структурные зоны в соответствии с общепринятой классификацией подразделяются на внешние и внутренние. Они довольно четко различаются по возрасту их образования и выделены соответствующей краской, а фации слагающих эти зоны пород показаны накладными штриховыми знаками.

Для изображения этой хронологии были использованы бледные тона подобно тому, как это сделано для структурных этажей тектонической карты Европы.

2. Поздне- и посттектонические бассейны также являются важными элементами, требующими выделения; это два верхних структурных этажа горных сооружений.

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

3. Тектонический стиль: геометрия складчатости, ее динамика обозначены обычными условными знаками. Эти условные обозначения нанесены черным цветом поверх соответствующей краски.

Несомненно, было бы интересно показать также возраст тектонических нарушений, не являющихся разновозрастными с главной фазой, но тем не менее имеющих важное значение. В самом деле, некоторые единицы, сформировавшиеся в начале орогенеза, в конце концов, в результате поздней фазы оказываются надвинутыми на более молодые зоны. Для изображения этого на карте следовало бы изменить тона в обратном направлении с тем, чтобы показываемые более темной окраской более молодые зоны могли быть выделены наложением на древние формации, закрашенные более светлым цветом, что противоречит принятым в геологии условным обозначениям. Другим возможным решением была бы разработка гаммы окрасок для обозначения возраста тектонических нарушений. Мы не стремились решить этот вопрос для тектонической карты Африки, поскольку масштаб карты обуславливает необходимость некоторой схематизации.

4. Характер отложений: необходимо показать преобладающую фацию, так как она часто характерна для различных структурных зон.

В первом проекте легенды были выделены только фации флиша и молассы. Однако было бы необходимо показать также серии редуцированного осадконакопления («кордильеры по Аргану»), которые играют важную роль в жизни и эволюции орогенных зон.

Отметим, что хотя вопрос выделения фаций является важным, отображение осадконакопления различных типов связано с проблемами, выходящими за рамки тектонической карты Африки, которые мы не имеем возможность здесь рассматривать.

5. Магматизм и метаморфизм также являются важными элементами для показа орогенической истории определенной зоны. Для этой цели были использованы следующие ставшие классическими данные:

а) подводный вулканизм, офиолиты и связанные с ними фации (темно-зеленый цвет);

б) наземный вулканизм (накладные штриховые знаки на соответствующий цвет);

в) граниты и метаморфизм — показаны штриховыми знаками красного цвета на фоне, отвечающем их возрасту.

6. И, наконец, остается показать древние элементы (палеозойские или докембрийские), которые в настоящее время включены в зону, испытавшую альпийскую складчатость. Может встретиться несколько случаев:

а) элементы полностью захвачены складчатостью, вовлечены в тектонические покровы. В этом случае они показаны окраской, принятой для возраста альпийской складчатости соответствующей структурой зоны с накладной штриховкой, указывающей, по возможности, возраст испытавших складчатость пород (палеозой, докембрий). Было бы интересно показать, например, испытали ли эти палеозойские породы герцинский орогенез или же это чехол докембрийской складчатой системы, но это оказалось невозможным в связи с мелким масштабом тектонической карты Африки;

б) древние элементы, разделяющие складчатые системы. Это промежуточные или срединные глыбы, изображение которых должно отражать их состав: докембрийский складчатый фундамент, цветом представленного орогенического цикла или же цветом, принятым для нерасчлененного докембрия; нескладчатые чехлы, они могут быть подразделены на докембрийский чехол; байкальский; палеозойский чехол на докембрийском фундаменте; палеозойский чехол на байкальском фундаменте;

мезозойский чехол на складчатом палеозое; мезозойский чехол, который залегает на несмятом палеозое; мезозойский (и *pro parte* третичный) чехол жестких глыб на неизвестном фундаменте; элементы герцинской (или каледонской) складчатой системы.

Складчатость и тектонические нарушения, затронувшие эти элементы в течение альпийского орогенеза, показаны накладными штриховыми знаками надлежащего цвета.

Комплекс этих условных обозначений позволяет осуществить достаточно детальное обобщенное изображение в данном масштабе областей альпийской складчатости. Сочетание возраста складчатости, фации осадков, вулканизма и тектонического стиля позволяет определить, к какой части гессинклинали относится тот или иной район, без выделения его специальным цветом.

Не представляется возможным выделить структурные этажи в зонах альпийской складчатости для периода ранее пароксизмальной фазы, в частности для всех областей Западного Средиземноморья, поскольку прогибы здесь характеризуются непрерывным осадконакоплением и довольно типичной монотонностью фаций.

Нас интересовал другой вопрос: где проводить границу зон, испытавших альпийскую складчатость, или, другими словами, как изображать альпийский форланд?

На тектонической карте Европы этот форланд в общем трактовался как складчатый чехол палеозойской платформы. Так же решался вопрос для складчатых горных систем, располагающихся южнее Рифа: Среднего и Верхнего Атласа в Марокко. Однако такое изображение не было удовлетворительным и, в частности, совсем не отражало тектоническую историю этих горных сооружений, как бы исключая их из Альпийской системы¹. Итак, даже если они не обладают типичным альпийским стилем, тем не менее они были интенсивно смяты в складки. Речь идет об интракратонных складчатых системах (по Л. Гланжо), которые необходимо выделять. Для этих зон была принята альпийская цветовая гамма, без оттенков, характеризующих возраст, причем тектонические нарушения, складки и т. д. выделены условными знаками. Однако такое изображение в целом, хотя и показывает принадлежность данных складчатых систем к зоне альпийской складчатости, не является удовлетворительным. В самом деле, оно недостаточно отражает тектоническую историю, не указывает возраст различных фаз складчатости, и т. д. Возможно, к этим складчатым системам следовало бы применить понятие структурных этажей?

После приведенного выше краткого изложения принципов легенды следует рассмотреть зоны, испытавшие альпийскую складчатость. В данной работе не ставится цель дать новый синтез этих регионов, и делается попытка лишь коротко изложить, как, по мнению авторов, их можно изобразить на тектонической карте Африки, в частности для Западных Мезогеид.

КРАТКИЙ ОБЗОР ЗАПАДНЫХ МЕЗОГЕИД

Под названием Западные Мезогеиды мы объединяем альпийские складчатые системы, которые протягиваются, начиная от Испании, через Северную Африку до юга Италии.

По правде говоря, мы еще далеки от удовлетворительного представления об этой складчатой системе. Мнения резко расходятся, и выдвигаются самые противоречивые гипотезы, причем иногда одним и тем же

¹ Изображение таких горных сооружений на тектонической карте Европы носит двойственный характер. Так, тектонический характер Юры и Атласа сходен, но Юра трактуется как альпийская складчатая система, а Атлас — как складчатый чехол эпиварисийской платформы.

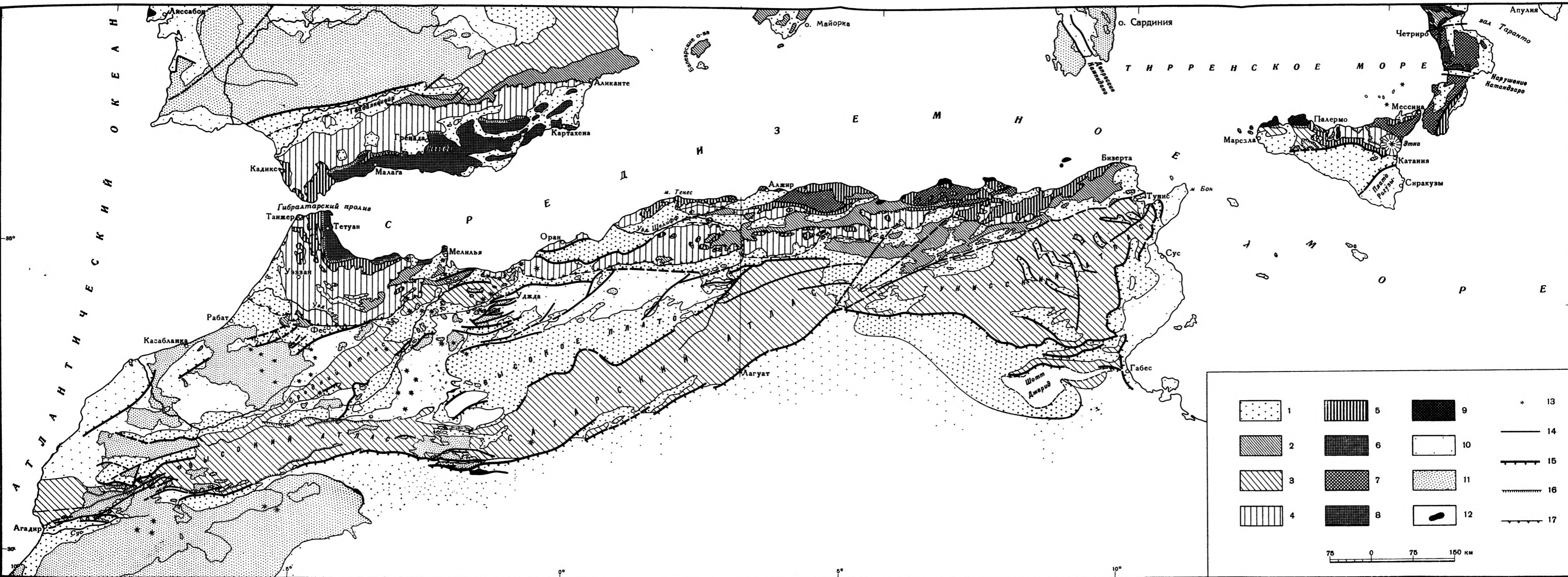


Схема тектоники Западных Мезогеид

Альпийская зона:

1 — миоценово-плиоценовые поздние и посттектонические бассейны; 2 — автохтонный (или параавтохтонный) форланд; 3 — Атлас: интракратонные горно-складчатые системы и складчатые чехлы. Складчатый чехол Иберийской Месеты в Испании; Высокий и Средний Атлас; Сахарский Атлас; Тунисский Атлас в Северной Африке; область Марсалы в Сицилии.

Внешняя зона

Тортонская фаза: 4 — Суббетская зона в Испании; Субрифская, Тельская зоны в Северной Африке; зона внешних флишевых комплексов, или зона Монте-Соро в Сицилии.

Внутренняя зона

Нижне- и среднемиоценовая фаза: 5 — флиш «ультра» — покровы Камароте, Альжесирас и Альжиб в Испании; покровы Тизирен, Бени-Идер, Джебель-Сунья в Марокко; «флишевые» покровы и Нумидийский покров в Алжире; зоны внутреннего флиша, или Южнолигурийские — сицилийские комплексы (р.р.) в Сицилии. Оligоценово-нижнемиоценовая фаза: 6 — бетский комплекс (в широком смысле) в Испании, рифиды в Марокко, характеризующиеся присутствием элементов с альпийским метаморфизмом (альпхарриды и т. д.); 7 — кабилиды в Алжире. Пелоританские горы в Сицилии, Калабро-Луканские массивы в Южной Италии, характеризующиеся отсутствием элементов с альпийским метаморфизмом; 8 — Центральная и Северная Калабрия, элементы с альпийским метаморфизмом Западной зоны (флиш с кварцитами и т. д.). Оligоценовая фаза: 9 — Палермский покров, или Панормид в Сицилии

Доальпийская область

10 — палеозойский и постпалеозойский платформенный чехол; 11 — герцинские и до кембрийские складчатые системы; 12 — альпийские граниты, известные только в Алжире; 13 — активные и потухшие вулканы; 14 — разломы; 15 — флексуры; 16 — надвиги; 17 — шарьяжи, главные тектонические контакты

автором (!), тем более, что детальные исследования еще далеко не закончены.

Как бы то ни было, при современном уровне знаний, несмотря на некоторые неясности, можно все же представить довольно стройную общую схему. Для этого мы изложим вначале такую схему для территории Марокко, затем проследим ее изменения к северу, в Бетских Кордильерах (южная часть Испании), затем на восток и алжирском Телле и Тунисе и через северную часть Сицилии до Калабрии на юге Италии.

МАРОККО

Комплекс альпийских элементов образует дугу, обращенную своей вогнутостью к Средиземному морю: в ней различаются внутренняя и внешняя зоны.

1. Внутренняя зона

Эта зона включает два очень различных элемента: рифиды и «ультра»-рифский флиш.

А. Рифиды. Это, по-видимому, наиболее ранние элементы, соответствующие фазе, датируемой концом олигоцена — началом миоцена.

В общих чертах здесь выделяются три группы структурных единиц, которые будут рассмотрены последовательно.

а) «Осевая известняковая зона». Она характеризуется преобладанием карбонатных фаций низов мезозоя (средний триас — средний лейас), затем в общем пелагической серией (иногда отсутствующей) для верхов мезозоя и низов третичной системы. В среднем — верхнем эоцене появляются обломочные фации: вначале грубозернистые, с очень значительным развитием конгломератов (подготовительная фаза), они сменяются затем более мелкозернистыми фациями с характерными чертами флиша. По-видимому, отложение флиша в этой серии начинается более или менее рано и заканчивается в олигоцене или в начале миоцена. Это важная фаза, датируемая олигоценом — ранним миоценом, отголоски которой прослеживаются до внешнего прогиба, где олигоцен был беспокойной эпохой, вплоть до настоящего складкообразования в Предрифской зоне (Suter, 1965).

б) Зона «альпийского метаморфизма», которую можно назвать Аин-эль-Хаяр на юге (район Асифан) или Бени-Мезла на севере.

Эта зона была выделена в 1958—1959 гг. одним из авторов данной статьи (Фор-Мюре) в районе Асифан (Аин-эль-Хаяр), где в метаморфизованном материале были установлены типично триасовые фации, аналогичные триасовым фациям альпхаррид Испании.

Эта зона включает в настоящее время на территории Марокко сланцево-кварцитовый нижний триас и известняково-доломитовый средний — верхний триас с подошвой, сложенной более древними породами (палеозой (?) или докембрий (?)). Они переработаны метаморфизмом олигоценового возраста (34 ± 5 млн. лет).

В основании разреза находится древний кристаллический массив (гнейсы катазонального типа и перидотиты) Бени-Буксера. Соотношения с «Осевой известняковой зоной» еще не выяснены.

в) Зона палеозойских пород. Зона с метаморфическим триасом перекрыта зоной палеозойских пород, в которой, впрочем, сохранились останцы мезозойского и третичного чехла. Этот палеозой был лишь слабо или вообще не деформирован до альпийского орогенеза и практически не затронут альпийским метаморфизмом. Он расчленен на несколько отчетливо выраженных чешуй, или тектонических покровов, перекрывающих зоны с метаморфическим триасом. Последние залегают на «Осевой известняковой зоне» и переместились в их современное положение после конца олигоцена, к раннему миоцену. Третичные отложе-

ния, трансгрессивно залегающие на палеозое, датируются олигоценом и самым нижним миоценом; следовательно, весь этот комплекс образовался в течение фазы конца олигоцена — начала миоцена, во всяком случае, ранее перемещения покровов «ультра», поскольку останец одного из них сохранился на палеозое (Джебель Зен-Зен).

г) Соотношения рифид с другими структурными единицами фактически еще неясны, хотя по этому вопросу было уже написано много работ. В самом деле, эти соотношения были изменены в процессе позднейших фаз орогенеза и в настоящее время занимают такое положение, что представляются надвинутыми, несомненно с базальным срезыванием, на все другие элементы, включая флиш «ультра». В разных местах это выражено в большей или меньшей степени отчетливо.

По мнению некоторых авторов (Дюран-Дельга и др.), известная зона покоится на палеозое, в частности к северу от Тетуана в возвышенности Хауз. В действительности в этой части хребта, где породы сжаты и поставлены на голову в процессе поздней тектоники, соотношения этих двух единиц неясны, контакты близки к вертикальным и спорны, тогда как к югу от Тетуана залегание зоны палеозойских пород на «Осовой известняковой зоне» не вызывает сомнений.

Б. Флиш «ультра». Следующим этапом является образование ультрарифских тектонических покровов (районов Джебель-Сугна (Sugna), Бени-Идер, Тизирен), характеризующихся развитием сланцево-песчаниковых фаций типа флиша, более или менее грубозернистого. Полагают, что они переместились из занимающих более внутреннее положение областей; их перемещение произошло в течение раннего — среднего миоцена, так как самый нижний миоцен представлен в материале надвигов, по крайней мере в верхнем покрове, Джебель-Сугна («жумидийский» материал). Начало их перемещения, возможно, совпадает с таковым рифид, но достигали они своего места позднее и как бы на их «спине». Действительно, как мы видели, один из этих тектонических покровов, а именно Джебель-Сугна, и, возможно, даже более нижний Бени-Идер оставил останец на палеозойских породах — останец Джебель Зен-Зен.

2. Внешняя, или Субрифская зона

Внешний прогиб характеризуется осадконакоплением в основном терригенного типа, начиная с верхнего лейаса. Эти отложения, представленные мергелистыми породами на юге в предрифской зоне, постепенно становятся более песчанистыми к северо-востоку, в мезо- и интратрифской зонах (Suter, 1965).

Начиная с первых тектонических движений и особенно в процессе продвижения тектонических покровов, внешняя зона начала сминаться в складки. Вначале имела место фаза сжатия, а затем срывы на различных уровнях в пределах серий, в результате чего некоторые стратиграфические комплексы смогли обособиться и образовать самостоятельные элементы. В частности, в интратрифской зоне срыв происходит в основании эоцена; верхняя часть толщи (эоцен — нижний тортон) отделяется от меловых отложений и продвигается вперед, образуя тектонический покров Уеззан, который лежит даже на миоцене, на который надвинуты ультрарифские покровы. Впереди предрифский материал скользит под влиянием силы тяжести и к среднему тортону соскальзывает к наиболее внешней области миоценового моря.

3. Поздне- и посттектонические бассейны

Тем временем продолжается морское осадконакопление, и море захватывает даже новообразованную складчатую систему. Таким образом, развиваются поздне- и посттектонические миоценово-плиоценовые бассейны.

ны, отложения которых будут смяты в складки в течение последней фазы в плиоцене.

Лишь после этой последней фазы с началом плейстоцена, по-видимому, устанавливается относительное тектоническое спокойствие, однако виллафранкские слои еще явно деформированы с образованием крупных спокойных синклиналей.

В течение этого времени после перемещения надвинутых покровов в их современное положение во внешней области складчатой системы имели место вулканические проявления. Главный вулканический период датируется поздним миоценом, но извержения продолжались до середины плейстоцена.

4. Форланд и Атлас

Впереди этой зоны «альпийское» море распространилось на окраину Африканской платформы, постепенно понижающуюся к альпийскому прогибу, тогда как южнее развивались погружающиеся прогибы Атласа (Высокий и Средний Атлас). Они имеют свою собственную историю и были смяты в складки в течение третичных фаз, но не создали типично альпийских структур. Наблюдается лишь опрокидывание или слабое надвигание на обеих сторонах складчатой системы. Это типичные интракратонные складчатые системы.

* * *

В итоге на современном уровне наших знаний можно представить себе следующую последовательность событий.

Олигоцен-раннемиоценовая фаза, в течение которой происходит формирование рифид («Осевая известняковая зона», зона Аин-эль-Хаяр и характеризующаяся альпийским метаморфизмом палеозойская зона).

Раннемиоценовая фаза, соответствующая образованию «ультрарифских» флишевых комплексов.

Тортонская фаза для внешних, или субрифских, структурных единиц.

Все эти фазы следовали друг за другом в течение очень короткого промежутка времени; следовательно, эта ветвь альпийских складчатых систем — Западные Мезогенды — имеет сравнительно молодой, миоценовый возраст.

Ниже будут бегло рассмотрены изменения этой схемы к северо-западу (в Испании), а затем к востоку, вплоть до южной части Италии.

ИСПАНИЯ

Непосредственно севернее Гибралтарского пролива протягивается дуга Бетских Кордильер, обращенная вогнутой стороной к югу. В ней также выделяются две области, одна из них внешняя — Суббетская (на севере), а вторая внутренняя — Бетский комплекс в широком смысле (на юге).

1. Внутренняя область

Эта область состоит, во-первых, из Бетских элементов (в широком смысле), которые соответствуют Рифидам территории Марокко, и, во-вторых, из флишевых комплексов Кампо-де-Гибралтар, являющихся продолжением флиша «ультра» Марокко.

А. Бетские элементы (в широком смысле). Широкое развитие этих элементов совершенно поразительно, они протягиваются по окраине Средиземноморья от Кампо-де-Гибралтар до района Картахены.

а) Бетский комплекс Сьерра-Невады находится в основании сооружения и образует крупный антиклинальный купол (поздняя складка фундамента). Бетский комплекс сложен переработанными ретроград-

ным метаморфизмом кристаллическими сланцами с появлением в некоторых местах хлоритоидов и даже бурого биотита, образование которых обусловлено молодым метаморфизмом, несомненно альпийским. Этот метаморфизм относительно слабый и довольно поздний, одновременный со становлением тектонических покровов или с концом этих тектонических движений.

б) Зона смещения («Mischungzone», или «Mengzone»).

На вышеуказанном элементе располагается очень спорная зона, называемая голландскими авторами «Mischungzone», или «Mengzone». Она сложена породами точно не установленного возраста, триасовыми или более древними (пермскими), сильно переработанными альпийским метаморфизмом. Соотношения этой зоны с Сьерра-Невадой неясны. Во многих пунктах она залегает с тектоническим контактом на «пластине» сланцев Сьерра-Невады, с наличием промежуточной зоны интенсивного дробления. Однако некоторые авторы считают, что это всего лишь нормальный чехол Сьерра-Невады.

Эти нижние структурные единицы, по-видимому, не представлены на территории Марокко, за исключением, возможно, области Тенсаманн (восточное крыло Рифской дуги).

Так или иначе можно полагать, что эти элементы относятся к одному и тому же орогеническому этапу, так как возраст альпийского метаморфизма, действовавшего на эти элементы, очевидно, тот же, что и возраст метаморфизма, известного на территории Марокко, возможно, лишь несколько моложе (32 млн. лет).

в) Альпхарриды, представленные несколькими отдельными тектоническими покровами, наложенными друг на друга, располагаются на вышеуказанном комплексе. Эти тектонические покровы сложены морскими известняково-доломитовыми средне-верхнетриасовыми отложениями и слегка затронуты слабым альпийским метаморфизмом. Что касается нижних покровов, то они сложены древними дотриасовыми образованиями. Это те же структурные единицы с метаморфическим триасом, которые были отмечены на территории Марокко: покров Аин-эль-Хаяр, или Бени-Мезла. Но следует подчеркнуть, что здесь они имеют совершенно поразительную протяженность.

г) Бетский комплекс территории Малаги является верхним в структурном отношении элементом этого сооружения и представлен несколькими наложенными друг на друга чешуями, или покровами. Он сложен в основном палеозойскими породами, не затронутыми альпийским метаморфизмом, перекрытыми чехлом мезозойских и третичных отложений небольшой мощности.

д) Соотношения бетского комплекса с другими структурными единицами не более ясны, чем в Марокко, так как они были изменены в течение поздних фаз. В настоящее время бетские элементы по всей их периферии соприкасаются с внешней зоной, т. е. с суббетским комплексом. Бетский комплекс представляется то перекрывающим суббетский, то надвинутым на нее и даже в некоторых местах, видимо, проходящим под ним.

Б. Флиш «у л ь т р а». Внутренние флишевые комплексы здесь также встречены и образуют так называемый комплекс Кампо-де-Гибралтар, это суббетские тектонические единицы (покровы Камарот, Альхесирас, Альхаб). На востоке они примыкают к покрову Малаги. Эти флишевые комплексы значительно менее развиты, чем на территории Марокко, и не распространяются за пределы этой западной области. Однако, по-видимому, следует отнести к верхней структурной единице (т. е. покрову) полосу флиша, которая протягивается во фронтальной части покрова Малаги на севере провинции Малага в районе Кольменар. Этот флиш образует клипп, расположенный одновременно на суббетском комплексе и на покрове Малаги. Далее на восток никаких остан-

цов этих «ультра»-покровов не известно, и очень возможно, что они не распространяются дальше и «затухают» в этих районах. Это расположение акцентирует структурную дисимметрию между бетским комплексом и Рифом, возникшую уже в результате широкого развития элементов альпухаррид.

Возраст становления этих покровных элементов, по-видимому, тот же, что и на территории Марокко, т. е. раннемиоценовый.

2. Внешняя, или Суббетская зона

С внешней стороны дуги, образованной бетскими покровами, протягивается суббетский комплекс внешней области, испанский гомолог субрифских элементов в Марокко. Суббетский комплекс полностью сорван со своего субстрата (благодаря наличию гипсово-соленосной толщи триаса) и был перемещен или соскользнул в форме крупных тектонических или гравитационных покровов к внешней части складчатой системы. Он лежит на предбетском комплексе на севере, но к юго-западу, западнее Хаэна, эти элементы, как и Предриф в Марокко, сползли в тортонское море бассейна Гвадалквивир, где они известны по данным буровых скважин. Как и на территории Марокко, это их перемещение в современное положение соответствует тортонской фазе.

Между Суббетским и Бетским комплексами расположена зона, которая не обнаружена в Марокко: пенибетский комплекс. Эта промежуточная зона вписывается в «фронт» покрова Малаги.

3. Форланд: Предбетский комплекс

К северу от альпийской дуги расположена область предбетского комплекса, характеризующаяся эпиконтинентальными фациями. Она представляет собой континентальную окраину, постепенно понижающуюся к первому альпийскому прогибу и смятую в складки в процессе альпийского орогенеза. Складчатость постепенно затухает в северном направлении, к платформе Иберийской Месеты. На юге предбетский комплекс погружается под суббетский. Это расположение хорошо видно на востоке, тогда как на западе как предбетские мезозойские элементы, так и суббетский комплекс погружаются под миоценовую толщу бассейна Гвадалквивира. Последние подпадающие наблюдению элементы этого сооружения находятся в районе Хаэна. Севернее бассейна Гвадалквивира расположен лишь палеозой Месеты, лишенный какого-либо мезозойского чехла.

4. Поздне- и посттектонические бассейны

После сползания Суббетских тектонических элементов в тортонское море бассейна Гвадалквивира осадконакопление продолжается так же, как и на территории Марокко, причем море и здесь также захватывает новообразованную складчатую систему. Таким образом, в пределах складчатой системы развиваются обширные, в большей или меньшей степени прогнутые бассейны, в которых отмечаются несогласия между различными горизонтами неогена и вплоть до начала четвертичного периода; они регистрируют поздние пульсации складчатой системы. Таковы бассейны Гренады, Гаудис, База Мурсия, а на юге складчатой системы — бассейн Альмерия. В последнем имели место, кроме того, вулканические проявления в конце неогена.

Возраст этих бассейнов, по-видимому, миоценово-плиоценовый, т. е. по существу тот же, что и на территории Марокко. Однако детальные исследования еще слишком недостаточны, чтобы установить, являются

ли все эти бассейны в точности одновозрастными (или по крайней мере их базальная серия) или же между ними существует сдвиг во времени.

Наконец, следует подчеркнуть очень интересную особенность: проявления вулканизма имеют очень ограниченное распространение, они не существуют вне складчатой системы. Фактически известны только вулканы района Альмерии, расположенные, по-видимому, во внутренней зоне самой системы.

5. Краткое резюме

В общем на территории Испании установлены те же этапы развития и те же структурные единицы, что и на территории Марокко, но с несколько иным развитием.

Так, здесь наблюдаются: внешняя зона (Суббетский комплекс), хорошо развитая от Кадикса до Аликанте; внутренняя зона, элементы которой представлены различно: «ультра»-флишевые образования фактически локализованы на юго-западном окончании складчатой системы, и их распространение ограничено районом Кампо-де-Гибралтар, где хорошо представлена только верхняя структурная единица.

И, напротив, бетские элементы с палеозоем и особенно зоны с альпийским метаморфизмом (альпухарриды) приобретают значительное распространение. Альпухарриды обладают совершенно поразительным развитием, ибо установлено, что они заклинены под тектоническим покровом Малаги и затем протягиваются в восточном направлении вплоть до исчезновения в море на широте Аликанте.

Это расположение сильно отличается от взаимоотношения на территории Марокко, где эти структурные единицы имеют ограниченное распространение. Следовательно, необходимо подчеркнуть дисимметрию складчатой системы по обе стороны Гибралтарского пролива. Хотя аналогичные элементы существуют по обе стороны, масштабы их различны.

АЛЖИР И ТУНИС

Теперь обратимся к востоку и рассмотрим восточную ветвь Западных Мезогеид. По правде говоря, положение вещей на территории Алжира и Туниса еще не вполне ясно, поскольку здесь во многих районах исследования на современном уровне еще не проведены. Однако основные черты известны давно. Ниже сделана попытка проследить в этих регионах схему, установленную для территории Марокко, несмотря на некоторые остающиеся неясности. Следует, впрочем, сказать, что сомнения относятся скорее к распространению отдельных структурных единиц, чем к их существованию.

1. Внутренняя зона

А. Кабильские массивы, или кабилиды. Признано, что эквивалент Рифид находится в Кабильских массивах территории Алжира. Здесь выделены как древние массивы, так и в их фронтальной части известняковая складчатая система.

а) Известняковая складчатая система протягивается вдоль южной окраины Кабильских древних массивов, причем ее фации почти аналогичны с фациями, известными на территории Марокко, и она занимает в структурном отношении сходное положение. Ее рассматривали до сих пор как чехол древнего массива, который был сорван, расчленен на чешуи и перемещен вперед, причем этот комплекс в большей или меньшей степени надвинут на расположенный южнее Телльский прогиб. Однако некоторые авторы придерживаются несколько иного мнения. Так, М. Дюран-Дельга считает, что эти известняковые системы представляют собой

наложение друг на друга тектонических покровов, переместившихся с севера через древние массивы, а затем, в одну из последних тектонических стадий, опрокинутых таким образом, что известняковая складчатая система оказалась заклиненной под древними массивами и вторично надвинутой на флишевые комплексы, окаймляющие ее с юга. Вероятно, следует полагать, что первая интерпретация ближе к истине, чем вторая.

Как бы то ни было, эти элементы начали размещаться в их современном положении ранее прибытия ультракабийских флишевых комплексов, т. е. в конце олигоцена или в самом начале миоцена, так же как и на территории Марокко.

б) Собственно Кабийские массивы всегда считались эквивалентом древних массивов рифид, но, как было показано выше, следует различать (как и на территории Испании) зоны палеозойских пород (бетский комплекс в Малаге) и зоны с морским триасом и альпийским метаморфизмом. Однако на территории Алжира это разделение еще до сих пор не сделано, и в настоящее время не известно, как следует трактовать эти древние массивы. Установлено лишь, что в основании этих массивов залегает комплекс гнейсов, переходящий кверху в серицитовые филлиты. На этой эпиметаморфической серии залегают силурийские отложения с граптолитами, с промежуточным базальным конгломератом, образовавшимся за счет подстилающих кристаллических сланцев (Dugand-Delga, 1961). Следовательно, здесь наблюдается довольно нормальный разрез. Некоторые авторы в настоящее время считают, что в этих массивах может быть серия наложенных элементов, но они еще не уточнены.

В данной схеме мы приняли, что Кабийские массивы можно сопоставить с зонами палеозойских пород в рифидах. Но следует подчеркнуть, что в действительности эти массивы представляются (по крайней мере, судя по описанию ряда авторов) совершенно отличными от рифид. Соответственно возникает мысль, что эти элементы не эквивалентны и что Кабийские массивы представляют собой другое поднятие. Во всяком случае, эти массивы претерпели, по-видимому, гораздо менее значительное перемещение, но наиболее неясным фактом является отсутствие метаморфического триаса.

Б. Ультракабийские флишевые комплексы (ультракабийиды) представляют собой алжирский гомолог ультрарифского флиша. Хотя такие флишевые комплексы были установлены на территории Алжира очень давно («флишевые покровы», по Гланжо) (Glangeaud, 1932), их распространение еще не вполне уточнено. Они известны по окраине Средиземного моря, от мыса Тенес вплоть до Туниса. Эти ультракабийиды включают, как и на территории Марокко, несколько элементов (не менее трех), причем наиболее значителен и лучше всего представлен верхний из них, так называемый Нумидийский покров.

Для этих флишевых комплексов характерно то, что они хорошо представлены по обе стороны Кабийских массивов. Фактически указанные массивы образуют как бы миндалины в пределах общего ультракабийского сооружения.

В восточном направлении Нумидийский покров приобретает очень большое развитие, тогда как другие элементы исчезают либо вследствие того, что они здесь уже отсутствуют, либо в результате перекрытия их Нумидийским покровом. Распространение этого покрова позволяет предполагать, что он, по-видимому, перемещен через залегающие ниже Телльские структурные единицы и перекрывает непосредственно форланд, но возможно, что нумидийские фации просто заполняют внешний прогиб, не будучи надвинутыми, как это имеет место в Сицилии.

Как и на территории Марокко, верхний покров (Нумидийский) включает нижний миоцен (бурдигальские слои), значит его перемещение в

современное положение произошло в раннем — среднем миоцене, после кабийских структурных единиц, т. е. в эпоху, совершенно аналогичную эпохе Рифа. Однако возможно, что на востоке эти покровы продолжали перемещаться и позднее.

2. Внешняя, или Телльская зона

Эта зона, являющаяся гомологом Субрифской зоны, очень сложна, и ее соотношения с Кабийскими массивами слабо изучены.

Считают, что в тортоносское время¹ покровы с северными пелитовыми фациями были надвинуты в южном направлении на структурные единицы с южными неритовыми фациями. Последние вновь появляются среди покровов вследствие происшедшего после их надвига вздутия и образуют обширную зону тектонических окон (Шелифф, Атлас Бу-Маад и Блида; восточный Уарсенис, Бибанс), так что покровы внешней зоны слагают две узкие псевдосинклинальные полосы, параллельные побережью и разделенные автохтоном тектонических окон.

Этот аллохтон сложен в основном мергелями мелового и третичного возраста, инъецированными гипсоносным триасом. Юрские отложения в нем встречаются лишь в исключительных случаях. Верхние очень пластичные элементы переместились в пределы миоценового (тортоносного) моря или надвинулись на южный автохтон, представленный северной окраиной алжирских Высоких плато, а также Сахарским или Тунисским Атласом.

Размеры этих элементов, еще хорошо развитых на западе, к востоку уменьшаются, и они, по-видимому, исчезают на широте Малой Кабии либо вследствие того, что они уже здесь отсутствуют, либо потому, что скрыты надвигом «ультра»-флишевых покровов. Однако современные исследования в этом районе не проводились, и, возможно, следует считать, что это изменение является лишь результатом заполнения Телльского прогиба флишевой фацией восточнее Малой Кабии.

На территории Туниса в настоящее время, по-видимому, можно проследить только ультракабийские структурные единицы или характеризующиеся ультракабийской фацией; Телльская зона здесь не установлена.

Следует подчеркнуть, что общее расположение элементов алжирской внешней зоны весьма отличается от расположения на территории Марокко. В частности, покровы с мергельной фацией переместились здесь с северной окраины Телльского прогиба, тогда как считают (Sitter, 1965), что в Марокко тот же материал происходит с южной окраины внешнего прогиба.

3. Поздне- и посттектонические бассейны

В Алжире наблюдаются бассейны тех же типов, что и в Марокко, но с небольшими отличиями. Эти бассейны обычно более широко развиты во внутренней области складчатой системы; таков бассейн Шелифф. Возраст их также миоценово-плиоценовый.

¹ Здесь следует остановиться на вопросе, касающемся миоцена. Для территории Марокко в результате недавних исследований Оттенжера (L. Hottinger) используется шкала миоцена, основанная на изучении микрофаун, тогда как для Алжира имеются только старые работы, основанные на изучении макрофаун. Из этого следует кажущееся смещение тектонических фаз. Фактически почти несомненно, что слои, называемые гельветскими (и даже бурдигальскими), в Алжире входят в низы марокканского тортона.

4. Форланд и Сахарский Атлас

Альпийский автохтон выходит на поверхность в основном из-за наличия зоны тектонических окон. К югу он образует лишь прерывистую полосу впереди телльских элементов на их южной окраине или скрыт под их надвигом. Он отделен от Высоких плато Алжира узким миоценовым бассейном, огибающим с юга Телльскую область. На востоке Сахарский Атлас почти примыкает к внешней зоне и становится в некотором роде альпийским форландом. Сахарский Атлас является восточным продолжением Высокого Атласа и имеет, в общем и целом, то же значение.

5. Резюме

Этот краткий обзор позволяет получить представление об изменениях складчатой системы в восточном направлении.

Во внутренней зоне кабилиды играют менее значительную роль, чем рифиды в Марокко, и значительно меньшую, чем бетские элементы Испании. Важным фактом является отсутствие зон с метаморфическим триасом; даже если со временем к ним отнесут некоторые эпиметаморфические серии, они будут иметь лишь очень ограниченное распространение. Простота структуры этих Кабильских массивов сильно отличается от того, что нам известно в сходных структурных единицах на территории Марокко.

«Ультра»-флишевые комплексы хорошо развиты и совершенно сходны с «ультра»-флишем в Марокко. Масштабы верхнего элемента (Нумидийский покров, или нумидийская фация) к востоку увеличиваются.

Внешняя зона уменьшается в направлении с запада на восток и исчезает на широте Малой Кабилии.

Что касается возраста различных орогенических фаз, то, по-видимому, он тождествен возрасту этих фаз на территории Марокко, во всяком случае авторами данной статьи принято именно это предположение, но чтобы быть в этом уверенным, необходимо проведение современных исследований.

ЮЖНАЯ ИТАЛИЯ

Сицилия и южная Калабрия

Очевидно, что Западные Мезогеиды, которые мы проследили начиная от «Бетских Кордильер», продолжаются через Сицилию вплоть до южной части Калабрии, но при этом имеют место довольно значительные отклонения от первоначальной схемы. Мы рассмотрели изменения различных структурных элементов в восточном направлении, и неудивительно, если это приведет нас теперь к иной схеме.

В Сицилии собственно альпийская зона занимает северную часть острова вплоть до линии, идущей от Трапани, севернее Марсалы и до Катании на востоке. Она прослеживается в Калабрии к северу и северо-востоку вплоть до Бранданской впадины.

Южнее альпийской зоны область Марсала и горы Сикани являются эквивалентом Тунисского Атласа, исчезающим к востоку под продвинувшимися дальше покровами и под миоцен-плиоценовым бассейном Кальтаниссетты.

И, наконец, на юго-восточном окончании Сицилии плато Рагузы представляет собой элемент африканского доколя. Также и к востоку от Бранданской впадины Калабрия противостоит Апулии, являющейся элементом той же платформы, несущим не смятый в складки чехол мезозойских и третичных отложений. Краткое описание этих более или менее устойчивых единиц будет дано ниже.

В настоящее время проводятся многочисленные исследования, о результатах которых мы имеем лишь отрывочные сведения. Из этого следует, что структура и тектоника этих регионов еще не вполне ясны и аналогии с Северной Африкой устанавливаются с трудом. Ниже рассмотрены последовательно и в хронологическом порядке различные структурные единицы и их соотношения в Сицилии, а также их продолжение в южной части Калабрии до зоны Катандзаро. Севернее этой зоны обстановка меняется, и, начиная с Калабро-Луканских гор, мы вступаем в другую область — в Апеннины (Caire, Glangeaud, Grandjaquet, 1960).

1. Олигоценая фаза: покров палермо и покров лонжи (по Л. Оньибену), или «известняковая складчатая система» (по А. Кэру и др.)

а) Первым переместившимся в современное положение элементом является покров Палермо (по Тревизану), или Панормиды (по Оньибену), который слагает район между Трапани и Палермо на севере и вновь появляется в центре флишевой зоны в Монте-Сан-Джорджо. Юрско-меловые породы Панормид представлены в основном известняками или известняково-доломитовыми отложениями, и их останцы залегают в переслаивании с низами олигоценового нумидийского флиша горы Монте-Сан-Джорджо (дикий флиш, Wildflys).

б) В эту же эпоху или немного позднее вследствие воздымания Пелоританских гор произошло сползание известняковой складчатой системы (по Кэру) (покров Лонжи, по Оньибену), которая перекрыта конгломератами Фраззано (Frazzano) олигоценового возраста, а позднее захвачена более значительными шарьяжами и надвинута на покров флиша мелового возраста.

Эта структурная единица довольно сходна с «известняковыми складчатыми системами» Северной Африки, расположенными впереди Кабильских древних массивов, но является несколько более ранней, чем на территории Марокко. В рифидах осевая известняковая зона перекрыта своим олигоцен-миоценовым флишем, который надвинут вместе с нею.

2. Нижне-среднемиоценовая фаза

а) Внутренний флиш (по А. Кэру и др.), или Южно-Лигурийский комплекс (по Л. Оньибену). По мнению указанных авторов, за становлением «известняковых складчатых систем» последовало поднятие и сжатие внутреннего прогиба и соскальзывание внутренних флишевых отложений вперед, т. е. к югу.

Внутренние флишевые отложения на широком фронте надвинуты поверх Пелоританских гор, где сохранилось несколько их останцов, образуют полосу, протягивающуюся южнее линии Ганжи — Никозия, на южной границе сооружения, от восточной части Палермо до Этны. Этот флиш сложен меловыми отложениями, «пестроцветным» эоценом и песчаниками нумидийского типа. Указанная серия имеет хаотическую структуру и более или менее эквивалентна «верхним чешуйчатым глинам» итальянских авторов. Поскольку она надвинута поверх Пелоританских гор, то занимает в структурном отношении более высокое положение. Ее можно сопоставить с серией внутренних флишевых отложений Северной Африки (А. Кэр и др.).

Эта серия переместилась в ее современное положение после отложения олигоцена-миоцена Пелоританских гор, но ранее образования «постюжнолигурийского» комплекса (по Л. Оньибену) «лангско(бурдигальско)-гельветского» («Langhiano-elveziano») возраста, трансгрессивно залегающего на флише. Следовательно, этот флиш отложился ранее

гельвета — нижнего тортона в Марокко, т. е. по существу в ту же эпоху, что и флиш Северной Африки.

Эти флишевые комплексы вновь встречаются на юге Италии, на южном склоне массива Аспромонте в рассматриваемой ниже Калабрии.

б) Пелоританские горы (калабриды, по Л. Онъибену). Немного позднее или даже ранее конца отложения внутреннего флиша произошло воздымание Пелоританских гор, что вызвало надвигание доколя на «известняковую складчатую систему» и надвигание всего комплекса на покровы внешнего флиша в Сицилии и на покровы внутреннего флиша в Калабрии.

Эта структурная единица состоит из нескольких наложенных элементов, представленных эпиметаморфическими сланцами, гнейсами и гранитами. Указанные метаморфические породы трансгрессивно перекрыты обломочными отложениями олигоцен-нижнемиоценового возраста Капо-Орландо или Пиццо Ландо, остающимися связанными с ними. Состав этих метаморфических единиц довольно трудно себе представить. Несомненно, пытаются установить, нет ли здесь филлитов, которые можно было бы сопоставить с триасовыми филлитами рифид или альпухаррид. С другой стороны, следует отметить отсутствие датированных палеозойских пород. Следовательно, существуют заслуживающие внимания отличия от Кабило-Рифских массивов. Однако авторы обычно принимают, что Пелоританские горы играют ту же роль, что и Кабийские массивы, что особенно правдоподобно, если следовать представлениям А. Кэра (Caire et aut., 1962), который считает, что это не одна непрерывная складчатая система, а ряд «разобренных отмелей (миндалин)», которые последовательно сменяют друг друга в направлении с запада на восток, между внутренними и внешними прогибами.

И, наконец, отметим, что на территории Марокко последовательность событий принимается несколько иной. Во-первых, становление «Осевой известняковой зоны» произошло после отложения своего олигоцен-нижнемиоценового флиша, т. е. к самому началу миоцена. С другой стороны, приходится признать, что тектонические покровы с древним материалом переместились в их современное положение ранее продвижения ультрафлишевых комплексов, так как Джебель Зен-Зен, принадлежащий к верхней структурной единице, лежит с тектоническим контактом как бы на «спине» палеозойской зоны, лишенной своего осадочного чехла мезозойского и третичного возраста.

Гомологом Пелоританских гор восточнее Мессинского пролива являются массивы Аспромонте и Серра Сан-Бруно в южной части Калабрии. Однако эти массивы, очевидно, не претерпели значительных дислокаций и, по-видимому, являются автохтонными. Следовательно, шарьяжи древних массивов затухали в этой области, ограниченной на севере сдвигом Катандзаро.

3. Среднемиоценово-тортонская (?) фаза: внешний флиш, или флиш Монте Соро

Внешние флишевые комплексы отложились западнее и юго-западнее Пелоританских гор, между областями развития «известняковой складчатой системы» и «комплекса основания», причем последний считается автохтонным. Этот внешний флиш (титонско-мелового возраста) перекрыт обломочными грубозернистыми формациями среднего эоцена, переходящими в олигоцен-миоценовые конгломератовые отложения, аналогичные таковым Пелоританских гор. В связи с этим следует принять, что в данных областях обломочное осадкообразование распространилось за пределы внутреннего прогиба, «перешагнув» через поднятие Пелоританских гор или обогнув его, и заполнило внешний прогиб, если только ис-

точником конгломеративного материала не послужило само Пелоританское поднятие.

Эта серия надвинута к югу на автохтонные или так называемые павтохтонные элементы «комплекса основания», разрез которых завершается олигоцен-миоценовыми отложениями нумидийской фации. Эти внешние нумидийские песчаники гор Неброди представлены в фации, характерной для Нумидийской Северной Африки, где они в общем рассматриваются как элемент ультракабийского происхождения, т. е. как поступившие из внутренней зоны. Но мы видели, что восточнее Малой Кабилии развитие нумидийских фаций приводит к постановке вопроса, не заполняла ли уже в Тунисе эта флишевая фация внешний прогиб.

4. Форланд: зона Марсалы и гор Сикани

В западной части Сицилии, к югу от гор Палермо протягивается зона Марсалы и гор Сикани, сложенная, эпиконтинентальными отложениями, интенсивно смятыми в складки и иногда надвинутыми на миоценовые и плиоценовые отложения бассейнов. Эта зона на востоке исчезает как вследствие надвига на нее альпийских тектонических покровов, так и в результате резкого флексурного погружения под отложения центрального миоцен-плиоценового бассейна. Ряд исследователей считает, что она является продолжением Тунисского Атласа и играет в структурном отношении ту же роль. Тунисские юго-западно-северо-восточные и сицилийские широтные структурные направления, по-видимому, не соединяются в море, и общепризнано, что между Тунисом и Сицилией существуют поперечные дислокации.

Эта зона представляет собой, таким образом, восточное окончание складчатого форланда Альпийской зоны и Атласской складчатой системы. В самом деле, на восточной окраине Сицилии, к югу от альпийских структур расположено лишь плато Рагузы, которое в течение альпийского цикла представляло собой устойчивую область, покрытую эпиконтинентальными, испытывавшими очень слабый наклон отложениями. Ее считают элементом Африканской платформы. На севере, в Калабрии, также не установлены элементы, сопоставимые с Тунисским Атласом, а Апулия является эквивалентом плато Рагузы.

5. Поздне- и посттектонические бассейны

Наиболее значительным бассейном Сицилии является бассейн ее центральной части, или Кальтаниссетты. Он характеризуется толщиной разнообразных осадков огромной мощности, включающих значительный массы флиша и других осадков, сползших с бортов бассейна и переотложенных в миоценовом море. При помощи буровых скважин хорошо изучены целые серии переотложенных осадков, или олистостромы. Кроме того, в этих миоценовых слоях присутствуют знаменитые «сероносные» пласты. Данный бассейн должен был образоваться в гельветское время (ранний тортон?). В нем накопилось около 3000 м миоценовых осадков (включая сарматские). И, напротив, к середине плиоцена и в четвертичный период вследствие поднятия центральной части бассейна осадконакопление сместилось к его южной периферии. Эти остаточные бассейны, имеющие небольшие размеры, практически не деформированы.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ И СЕВЕРНАЯ ЧАСТИ КАЛАБРИИ

Не входя в детали структуры этих областей, которые показаны лишь частично у края карты Африки, следует все же указать их основные характерные черты. В отношении строения эта зона имеет очень важное значение, так как, как указывают авторы, именно в этой области проис-

ходит смена североафриканской альпийской складчатой системы Апенниннами.

В центральной части Калабрии, к северу от тектонического нарушения Катандзаро, наблюдается следующее.

1. На востоке — сланцево-кристаллический массив Сила с местами сохранившимися (у Лонгобуко) осадочным чехлом. К востоку этот комплекс сильно расчленен на чешуи, которые трансгрессивно перекрыты песчаниково-известняковой толщей миоценового возраста.

2. На западе, по окраине Тирренского моря, — более сложная зона, так называемая зона Четраро, довольно сильно отличающаяся от того, что мы видели в Сицилии. В основании сооружения наблюдается структурная единица, сложенная, псевдоблестящими сланцами с линзами известняков, выше залегают тела гранатовых гнейсов, и весь комплекс в целом перекрыт так называемым «флишем с кварцитами». Это эпиметаморфическая серия, залегающая с тектоническим контактом на подстилающих формациях. На флише лежат рассланцованные доломиты триасового возраста.

Зона Четраро отделена от массива Сила депрессией Крати, заполненной плиоценово-четвертичными осадками.

В северной части Калабрии главное сооружение представлено триасово-лейасовым, в основном известняково-доломитовым автохтонным массивом. На нем здесь также залегают аллохтонные флишевые комплексы, в частности эпиметаморфический «флиш с кварцитами». На севере он перекрывает флиш с черными сланцами, имеющий меловой возраст. На юге на нем залегают серия плитчатых мраморовидных известняков, прослоенная порфиритами и останцами триасовых доломитов.

Этот краткий обзор позволяет сделать вывод, что эти элементы сильно отличаются от обстановки в Сицилии, где эпиметаморфические серии отсутствуют. Следовательно, можно поставить вопрос, не относятся ли эти области к другой палеотектонической зоне. В этом случае Апеннины не являются непосредственным продолжением североафриканской складчатой системы, а подставляют ее в альпийском сооружении кулисообразно.

Однако здесь необходимо подчеркнуть следующий факт: даваемое авторами описание эпиметаморфического «флиша с кварцитами» (глинисто-филлитовые пластинки, синеватые, блестящие...) очень сильно напоминают синеватые, так называемые «дымчатые» сланцы покровов с метаморфическим триасом в Рифидах, особенно элемент Аин-эль-Хаяр. И возникает вопрос, не встречена ли здесь вновь зона с метаморфическим триасом, следы которой мы тщетно искали в Алжире и в Сицилии.

В задачи авторов данной статьи не входит продолжать далее это сопоставление, но указанную аналогию следовало отметить. Если это сходство сможет со временем найти подтверждение, оно, несомненно, позволит решить проблемы, связанные с Западными Мезогейдами, определить место этого метаморфизма в общей схеме, и уточнить положение Кабило-Калабрийских массивов.

ВЫВОДЫ. СОПОСТАВЛЕНИЕ С ВОСТОЧНЫМИ МЕЗОГЕЙДАМИ

В заключение этого краткого очерка строения Западных Мезогейд следует резюмировать в нескольких словах своеобразные особенности указанной складчатой системы.

Прежде всего это относительно молодая складчатая система, ранне-среднемиоценового возраста с предварительными движениями в позднем эоцене и олигоцене.

Для нее характерны: альпийский метаморфизм олигоценового возраста, затрагивающий по крайней мере морской триас и его более древний субстрат; палеозойские и более древние элементы, участвующие в

ее формировании и не затронутые альпийским метаморфизмом; терригенное, часто очень мощное, мергельное или мергельно-песчаниковое осадконакопление, которое развивается в прогибах, начиная со средней — поздней юры, местами с редкими прослоями известняков, в частности в титоне.

В процессе складкообразования в основном пластичное выполнение этих прогибов «выжимается» и образует покровы пластичного стила и даже настоящие покровы скольжения, которые перемещаются под влиянием силы тяжести вплоть до миоценового моря; отсутствие или очень слабое развитие «зеленокаменных пород» (офиолитовых).

И, наконец, очень интересным в структурном отношении фактом является исчезновение внутренней зоны, на месте которой располагается современное Средиземное море, в результате чего от складчатой системы сохранилась лишь ее периферическая часть. По последним данным геофизических исследований, глубоководным впадинам Средиземного моря между Северной Африкой и Испанией соответствует уменьшение мощности и даже отсутствие сиалической коры. Следовательно, там, где должна была располагаться внутренняя зона, в настоящее время существует симатическое морское дно.

Восточные Мезогеиды в данной статье не рассматриваются, так как структура этих областей служила темой различных докладов, представленных на Тбилисское совещание Подкомиссии по тектонической карте мира. Однако следует кратко указать характерные черты этих восточных областей, а также особенности, отличающие эту часть Альпийской складчатой системы от Западных Мезогеид.

Складчатые системы, показанные на тектонической карте Северной Африки к востоку от Адриатического моря, — это эллинские Динариды. Они протягиваются в юго-восточном направлении, затем пересекают с запада на восток Эгейское море и продолжают на территории Турции.

В результате новейших работ основные структурные черты на территории Греции вырисовываются очень четко. В схеме здесь наблюдаются с запада на восток следующие зоны (начиная от наиболее внешней к наиболее внутренней).

На западе окраина Адриатического моря образована Предапулийской зоной, представляющей собой вновь появляющуюся Апулийскую платформу южной части Италии, к которой прилегают Западные Мезогеиды.

Восточная окраина этой платформы понижается к Динарскому прогибу на востоке и образует автохтонную, или паравтохтонную Ионическую зону, на которую надвинуты внешние структурные единицы Динарид: Пиндский и Парнасский тектонические покровы, перемещение которых в их современное положение произошло в течение олигоценовой фазы. На этих покровах, в свою очередь, залегают элементы, сформировавшиеся за счет более внутренних областей, образующие Субпелагонийскую зону, или офиолитовый покров, смятие в складки которых началось в позднем эоцене и продолжалось в раннем олигоцене. Северо-восточнее к этому структурному сооружению присоединяется внутренний Пелагонийский массив. По ту сторону Вардарской зоны разломов он, в свою очередь, сменяется Родопским массивом, принадлежащим к другой ветви Альпийской зоны. Следовательно, Пелагонийский массив находится посредине альпийского сооружения и играет роль промежуточного, или срединного, массива.

Эти складчатые системы являются относительно более древними, чем Западные Мезогеиды, так как они имеют эоценово-олигоценый возраст. Тангенциальная тектоника в основном завершилась к началу миоцена; в самом деле, этой эпохе соответствуют поздне-тектонические молассы.

Кроме того, для этих складчатых систем характерны следующие особенности:

1. Предварительная фаза, хорошо выраженная в меловое время, особенно во внутренних зонах (ранний мел и главным образом поздний мел).

2. Осадконакопление, в котором преобладают карбонатные фации и радиоляриты; появление флиша было относительно поздним.

Следовательно, породы, вовлеченные в шарьяжи, были более массивными и более жесткими, чем на западе, что обусловило довольно своеобразный тектонический стиль.

3. Обилие офиолитов во внутренних зонах, в частности в Субпелагонийской.

4. Проявление альпийского метаморфизма в Пелагонийской зоне, затронувшего юрские породы и приведшего к регенерации фундамента (Godfriaux, 1964).

На территории Турции структурная обстановка несколько менее ясная, однако, как уже было указано выше, структуры эллиниды протягиваются на восток через Эгейское море и должны быть встречены к юго-западной части Анатолии. Но не следует искать полной аналогии в строении берегов по обе стороны Эгейского моря, тем более что в связи с изгибом структурных элементов, простирающие которых изменяется с юго-восточного (в Греции) на широтное, несомненно изменились и взаимные соотношения различных единиц.

Как бы то ни было, на севере гомологом Пелагонийского массива является массив Мендерес. Вардарская зона обнаруживается в районе Смирны, а ее продолжение или подставляющую ее зону следует искать к северу или северо-востоку от массива Мендерес, в Анатолидах.

Расположенный южнее массива Мендерес район Фетхие — оз. Бурдур характеризуется значительным развитием офиолитовых серий, занимающих положение, аналогичное положению Субпелагонийской серии в Греции.

Внешняя зона появляется в Анатолии на полуострове Решадие, проходит южнее Фетхие и прослеживается в районе Бей Дага и в зоне Кемер-Анталья.

В восточном направлении структура, по-видимому, меняется по ту сторону зоны Серик-Исапарта, где различные западные элементы сменяются, во-первых, элементами, образующими складчатую систему Тавра (или Тавриды), занимающую наиболее внутреннее положение (и включающую палеозойские отложения: покровы Хадима и Аладага), и, во-вторых, Иранидами, представляющими наиболее внешнюю зону. Последняя описывает дугу, охватывающую прибрежную горную систему Кипр (хребет Кирения). Далее, на восток, появляется новый элемент, а именно складчатая система Битлис-Хаккари, в которой преобладают древние-фации (палеозой, главным образом пермь, и сланцево-кристаллические породы), надвинутые в южном направлении на более пластичные мезозойские и третичные элементы Иранид. Впереди, южнее, на окраине Аравийской платформы наблюдаются довольно молодые краевые складки.

Далее, на восток, на территории Ирана, возникают значительно более сложные проблемы. Масштабы Динарского (или сменяющего его) сооружения уменьшаются в направлении с запада на восток, и только Ираниды, по-видимому, продолжают в систему Высокой горной цепи Загроса (надвиг Загроса). Севернее находится отделенная «линией Главного надвига» («Main Thrust line») сложная зона центральной части Ирана, образующая комплекс, имеющий свою собственную историю. Важным фактором является наличие в этой области тектоники киммерийского возраста, сопровождающейся метаморфизмом. Следовательно, это отрезок относительно древней складчатой системы, по-види-

тому переработанной эоценовыми тектоническими движениями. Кроме того, следует подчеркнуть очень значительное развитие наземных или приповерхностных (субэаральных) вулканических проявлений третичного возраста, связанных, возможно, с рано консолидированным фундаментом.

Севернее этого комплекса расположена система Эльбурса, которая не затронута этими ранними фазами и была смята в складки в третичное время, образуя простую складчатую систему с двойным опрокидыванием, без надвигания.

На юге Ирана, у подножья Высокой горной цепи Загроса по окраине Аравийской платформы протягивается зона краевых складок (или складчатый Загрос), значительно более развитая, чем на юге Турции. Эти складки образовались в очень позднюю эпоху, поскольку деформирована даже серия Бахтиари.

И, наконец, несколько восточнее появляется, по-видимому, новый элемент — зона эоценового флиша (флишевая зона Макрана). Она развита на южной границе восточной части центрального Ирана и приобретает более значительные масштабы в Пакистане. Указанная зона свидетельствует об очень молодой тектонике, поскольку ею, по-видимому, затронут также плиоцен. Этой зоной начинается Индо-Тихоокеанская ветвь Альпийской складчатой системы.

Таким образом, территория Ирана расположена в месте сочленения Мезогейских и Индо-тихоокеанских сооружений. Соответственно здесь существуют как очень древние элементы, киммерийские — эоценовые складчатые системы в центральной части, так и очень молодые, верхнемиоценовые — плиоценовые, на южной окраине. Эта последняя ветвь моложе даже Западных Мезогенд.

Литература

Работы общего характера

Тектоническая карта Европы и объяснительная записка «Тектоника Европы». Москва, 1964.

Aubouin J. Propos sur l'orogénèse. Bull. Trim. Serv. Inf. Geol. BRGM, N 52 et N 53, 1961.

Aubouin J. Propos sur les Geosynclinaux Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. III, pp. 629—702, 1961₂.

Clangeaud L. Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., s. 2, v. 1, pp. 200—220, 1957.

Classification géodynamique des chaînes de montagnes (suite) Chines intra-cratoniques: I — Structure et embryologie des cratons (croute sialique). Rev. Geogr. Phys. et Geol. dyn., s. 2, v. II, pp. 197—204, 1959.

Les transferts d'échelle en géologie et géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péripacifiques. Bull. Soc. géol. Fr. (7), t. IV, p. 912, 1962₁.

Paleogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases pontoplio-Quaternaires. In «Oceanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale». Coll. Nat. Center Nat. Rech. Scient. Villefranche avril 1961, pp. 125—165, 1962₂.

Марокко

Durand-Delga M., Hottinger L., Marcais J., Mattauer M., Milliard Y., Suter G. Données actuelles sur la structure du Rif in «Livre à la Mémoire de Professeur P. Fallot». Mem. hors série Soc. Geol. Fr. t. I, pp. 399—422; Bibliographie antérieure à 1961, 1960—1963.

Andrieux J., & Mattauer M. La nappe du Jebel Chouamat, nouvelle unité ultra du Rif septentrional. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 255, pp. 2, 481—2 483, 1962.

Choubert G., Diouri M. & Faure-Muret A. Mesures géochronologiques récentes par la méthode A40/K⁴⁰ au Maroc. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc n 183, notes. t. 24, pp. 53—62, 1965.

Choubert G., Hottinger L., Marcais J., Suter G. Stratigraphie et micropaléontologie du Néogène du Maroc septentrional. Coll. Neog. Méditerr. Sabadell, 1961, Instituto «Lucas Malladas» C. S. I. C. (España) Cursos y Conferencias, IX, 1964, p. 229—257, 1961.

Durand-Delga M. Le Lambeau de recouvrement du Jebel Zem-Zem (Rif septentrional (Maroc)). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 165—167, 1964.

- Durand-Delga M. & Le probleme de la position structurale du flysch albo-aptien dans le Nord du Rif — La nappe de Melouza — Chouamat (Maroc.), C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 58—59, 1965.
- Durand-Delga M. & Kornprobst J. Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc.). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. 5, pp. 1049—1057, 1963.
- Durand-Delga M., Leikine M. & Magne J. Au sujet du Nummulitique lié à la zone paléozoïque du Rif interne (Maroc.). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 259, pp. 1 167—1 169, 1964.
- Durand-Delga M., Villaumey M. Sur la stratigraphie et la tectonique du groupe du Jebel Musa (Rif septentrional, Maroc). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), T. 5, pp. 70—79, 1963.
- Faure-Muret A. Domaine rifain — in «Tectonique de l'Europe». Congr. Geol. Intern. Sous-comm. Carte Tect. Monde Moscou, pp. 338—342, 1964.
- Glangeaud L., Marçais J. Plissements alpins de l'Afrique du Nord. in «tectonique de l'Europe» Congr. Geol. intern. Sous-Comm. Carte. Tect. Monde, Moscou, pp. 336—337, 1964.
- Griffon J. C. La dorsale calcaire au Sud de Tétouan in Eudes géologiques sur la chaîne du Rif, Notes of Mem. Serv. geol. Maroc, N° 184, sous presse (Thèse 3° cycle Grenoble, 1962), 1965.
- Griffon J. C., Magne J., Sigal J. Le Crétacé et le Paleogene dans la Dorsale calcaire aux abords meridionaux de Tétouana (Rif septentrional. Maroc). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. 6, p. 305, 1964.
- Gutnic M. Contribution à l'étude géologique de la région d'Asifane (Rif septentrional, Maroc) — Dipl. d'Et. Sup. Paris, 1964, 1964.
- Hottinger L. & Suter G. La structure de la zone rifaine au Sud du moyen Ouerrha (Maroc septentrional) C. R. Acad. Sci. Paris, t. 254, p. 140, 1962.
- Kornprobst J. Observations sur la série métamorphique de la presquîle de Ceuta (Rif. septentrional, Maroc) C. R. Acad. Sci. Paris, t. 255, pp. 2140—2142, 1962.
- La chaîne du Haoux de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia. in Etudes géologiques sur la chaîne du Rif, Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, N° 184, sous presse (Dipl. Et. sup. Paris, 1962), 1964.
- Sur des intercalations à chloritoides dans les terrains epimétamorphiques des environs de Ceuta (Rif septentrional, Maroc), Bull. Soc. Geol. Fr. (7), sous presse, 1, 1965.
- Leikine M. J. Etude géologique du Jebel Dersa — Notes et Mem. serv. Geol. Maroc. sous presse (Dipl. Et. Sup., Paris 1961), 1966.
- Megard F. Etudes géologiques du secteur Est des Bokoyas (Rif oriental) Notes et Mem. Serv. geol. Maroc. sous presse (These 3° cycle Paris, 1963), 1966.
- Mattauer M. Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine. Geol. Rundsch., 53, pp. 296—313, 1964.
- Rouault J. F. Remarques sur la tectorogénèse du Haouz (Rif septentrional, Maroc). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. p. 337, 1963.
- La Chaîne du Haouz du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, N° 184 sous presse (Dipl. Et. Sup., Paris 1962), 1965.
- Suter G. La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc). Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, N° 183, Notes. et Mem. Serv. Geol. Maroc, N° 183, Notes T. 24, pp. 7—17.

Испания

- Fallot P. Les Cordilleres Beliques. Estudios Geologicos N° 8, pp. 83—172, 1948.
- Cordilleres Bétiques, in Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot Mem. Hors serie, Soc. Geol. Fr. 1960—1963, T. 1, 1960—1963. G. Colom et B. Escandell; B. Cardia-Rodrigo; A. Navarro, E. Trigueros, C. Villalon et J. M. Rios; C. G. Egeler et T. de Booy; E. Triqueros et A. Navarro; H. J. Mac Gillavry et T. Geel; A. Foucault; A. Linares et R. Mouterde; R. Busnardo; Y. Peyre; S. Durs, R. Hoeppeperer, F. Kockel, E. Perconig; P. Chauve; J. Didon. Ges articles donnent la bibliographie antérieur a 1962.
- Tectonique Alpine, Geologischen Rundschau Bd. 53, Heft. 1, Nombreux articles, 1963—1964.
- Symposium on the Géologie of the Betic Cordilleras, Geologie en Mijnbouw, Amsterdam, 43, pp. 261—346. Nombreux articles, 1964.
- Almela A. Cordillere Betique. In «Tectonique de l'Europe». Congr. Geol. Intern. Sous-Comm. Carte Tect. du Monde Moscou, p. 334. 1964.
- Iles Baléares id. p. 332, 1964.
- Azema J. Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre la Prébetique et le Subbetique dans les provinces de Mucric et d'Alicante (Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 263, pp. 4020—4023, 1965.
- Azema J., Bodenhausen J. W. A., Fernex F. et Simon O. J.—Remarque sur la structure de la Sierra de Carrascoy (Prov. de Murcie, Espagne). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 51, 1965.

- Didon J. et Peyre Y.** Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères Bétiques à l'Ouest du méridien de Malaga (Andalousie). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 259, pp. 1988—1991.
- Fernex F.** Remarques sur les roches éruptives basiques du Bétique oriental de la Sierra de las Estancias (Espagne méridionale) C. R. Acad. Sci. Paris, t. 259, pp. 5482—5485, 1964.
- Fernex F.** Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales sur la transversale de Lorca-Aguilas (Espagne méridionale). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 259, pp. 5678—5681, 1964.
- Fernex F.** Sur les styles tectoniques des nappes bétiques orientales (Espagne méridionale). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 258, pp. 5918—5921, 1964.
- Fernex F.** L'origine probable de certains éléments structuraux des zones internes des cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 131, 1965.
- Fernex F., Lorenz Cl. et Magne J.** A propos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale) C. R. Acad. Sci. Paris, t. 260, pp. 933—936, 1965.
- Foucault A.** Sur le phénomène dit d'ablation basale dans la zone subbétique (Espagne méridionale). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 258, pp. 2621—2624, 1964.
- Mouvements tectoniques d'âge paléocène dans la région du Haut Guadalquivir (Proc. de Jaen, Espagne).** C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. p. 167, 1965.
- Jacquin J. P.** Présence et situation de microfaune dans le Trias alpujarride de la Sierra de Gador (Province d'Almería, Espagne) C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 265, 1965.
- Nijhuis H. J.** Plurifacial alpine métamorphism in the south eastern Sierra de los Filabres south of Lubrin, SE Spain. These Amsterdam, 151, p. 1964.
- Pavillon M. J.** Sur une discordance stratigraphique au sein des terrains métamorphiques dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne), C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 114, 1965.
- Rondell H. E.** Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and Adjoining Areas South-Eastern Spain. These Amsterdam, 1965.
- Simon O. J.** Geological investigations in the Sierra de Almagro, South eastern Spain. These Amsterdam, 1963.

Алжир — Тунис

- Kieken M.** Les traits essentiels de la géologie algérienne in «Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot». Mem. hors serie Soc. Geol. Fr., 1, pp. 545—614, 1960—1963.
- Gottis Ch.** Stratigraphie, structure et évolution structurale de la Kroumirie et de ses bordures, In «Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot». Mem. hors. serie Soc. Geol. Fr., pp. 643—656, 1960—1963.
- Durand-Delga M.** Esquisse structurale de l'Algérie en 1961. In «Lexique stratigraphique international», v. IV, Fasc. lb., 1961.
- Glacon G. & Rouvier H.** Sur l'existence de Sénonien à microbrèches calcaires sur les feuilles au 1/50 000 de la Calle et de Fernana (Tunisie). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., pp. 133—135, 1961.
- Jua zein A.** Contribution à l'étude géologique de la Tunisie septentrionale: les confins de la Dorsale tunisienne (zones des domes et sahels). These, Fac. Sc. Paris, 1962.
- Jauzein A., Rouvier H.** Sur les formations alloctones de Kroumirie (Tunisie septentrionale). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 36, 1965.
- Laval F.** Relations structurales et paléogéographiques entre les Babors et les flyschs kabbls au NE de la Grande Kabylie (Algérie). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 214, 1965.
- Nouvelles données sur les flyschs crétacés kabyles (Algérie).** C. R. Acad. Sci. Paris, t. 260, pp. 6151—6153, 1965.
- Laval F.** Les formations gréseuses nummulitiques dans le Nord Est, de la Grande Kabylie (Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 260, pp. 6412—6414, 1965.
- Laval F., Leikine M., Magne J., & Sigal J.** A propos des formations crétacées de la région de Bougie (Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 259, pp. 2477—2480, 1964.
- Leikine M. & Magne J.** Sur l'existence d'un flysch dans le Crétacé inférieur autochtone des Babors occidentaux (Algérie). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 141, 1965.
- Mattauer M.** Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine. Geol. Rundsch., 53 pp. 296—313, 1964.
- Folveche J., Bassteo D., Glangeaud L., & Mattauer M.** Sur de nouveaux affleurements de la «nappe du Flysch» dans l'Algérie et l'Oranie. C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., pp. 33—35, 1965.
- Rouvier H.** Presence de Tertiaire littoral transgressif sur certains massifs crétacés du Nord Bejoua (Tunisie septentrionale) C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., pp. 264, 1965.
- Wegmann E.** Note sur les mylonites du type de Sidi Ferruch (Algérie). Geol. Rundsch., 53, pp. 314—323, 1964.

- Ogniben L. Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile. In «Livres à la Mémoire du Professeur Paul Fallot». Mem. hors série Soc. Geol., Fr., t. II, pp. 203—216, 1960—1963.
- Caire A., Glangeaud L., Grandjacquet C. Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calbaro-sicilien (Italie meridionale). Bull. Soc. Geol., Fr. (7), t. II, pp. 915—938, 1960.
- Caire A. Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. III, pp. 545—558, 1961.
- Tectonique, Apennin, Calabre et Sicile, Séance du 3 décembre, Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. IV, N° 5, pp. 625—784, 1962.
- L. Glangeaud et Caire A.; A. Jacobacci; Cl. Grandjacquet; J. Cl. Bosquet; Cl. Afchain; R. Dubois; G. Duee, P. Broquet; P. Broquet, G. Duee; R. Truillet; P. Schmidt di Friedberg & A. Trovo; Cl. Grandjacquet & L. Glangeaud; A. Caire.
- Beneo E. Presentation de la carte géologique de la Sicile au 500 000. Geol. Rundsch., 53, pp. 47—21, 1964.
- Broquet P. Découverte d'une série intermédiaire entre les Madonies et les Sicani (Sicile). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 259, pp. 3800—3802, 1964.
- Chrisu H. A. Zur Ausbildung und Palaogeographie des Mesozoikums in Sizilien Geol. Rundsch., 53, pp. 21—24, 1964.
- Dubois R. Rapports entre granites et phyllades de Cantanzaro a Cicala (Calabre centrale, Italie). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 231, 1965.
- Dubois R. & Glangeaud L. Grandes structures, microstructures et sens des chevauchements du matériel cristallin à l'extrémité du massif de la Sila (Calabre centrale, Italie), C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 229.
- Masclé G. Les couches de passage du Jurassique au Crétacé de la série de Sciacca (Monts Sicant, Sicile). S. C. R. Somm. Soc. Geol., Fr., pp. 199—200, 1965.
- Schmidt di Friedberg P. Introduction à la Géologie pétrolière de la Sicile. Rev. Inst. Fr. Petr. et Ann. Comb. Liq., v. XVII, N°5, pp. 635—668, 1962.

Греция

- Aubouin J., Brun J. H., Celet P., Dercourt J., Godfriaux I. & Mercier J. Esquisse de la Géologie de la Grèce. In «Livres à la Mémoire du Professeur Paul Fallot». Mem. hors série. Soc. Geol. Fr. t. II, pp. 583—610, 1960—1963.
- Les Dinarides, séance du 30 mai 1960. Bull. Soc. Geol. France (7), t. II, 1960.
- Aubouin J. Reflexion sur le probleme des flyschs et des molasses son aspect dans les Hellénides (Grèce). Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 57, N 2, 1964.
- Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. Geol. Rundsch., 53, pp. 480—534, 1964.
- Aubouin J., Dercourt J., Neumann M. et Sigal J. Un élément de la zone du Pinde: la série de l'Ethia (Crète, Grèce). Bull. Soc. Geol. Fr. sous presse, résumé C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 209, 1965.
- Aubouin J. et Dercourt J. Sur la géologie de l'Egee: regard sur la Crète (Grèce). Bull. Soc. Geol. Fr. sous presse, résumé: C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 216, 1965.
- Brun J. H. Sur la disposition originelle du système alpin en trois rameaux application de cette notion à l'analyse de grandes structures charriées: Alpes orientales — Carpathes. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 259, pp. 4739—4741, 1964.
- Godfriaux I. Sur le métamorphisme dans la zone pelagonienne orientale (région de l'Olympe, Grèce). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. VI, p. 146, 1964.
- Cuernet Cl. Aperçu sur la stratigraphie de l'Eubée moyenne (Grèce) Bull. Soc. Geol. Fr. sous presse, résumé C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 262, 1965.
- Mercier J. Mouvements orogéniques et épirogéniques et magmatiques d'âge jurassique supérieur — Eocretacé dans les zones internes helléniques (Macedoine, Grèce). 7 Congrès Association Géologique Carpathobalkanique Sofia, septembre 1965, note présentée par J. H. Brun, 1965.

Иран

- Geological Map of Iran 1/2 500 000 avec Notice explicative, publiée par National Iranian Oil Company-Teheran. Bibliographie antérieure à 1959.
- Assereto R. The aleozoic+Formations in Central Elburz (Iran) Riv. Ital. Paleont. Strat. Vol. LXIX, n°4, pp. 503—543, 1963.
- Flügel et Ruttner A. Vorbericht über Palaontologisch — Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum vom Ozbak — Kuth (NE Iran). Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, H. 1, pp. 146—150, 1962.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolith Probleme. Exlogae Geol. Helv., vol. 52, N 2, pp. 659—680, 1959.
- Gansser A. & Huber H. Geological observations in the central Elburz Iran.—Schwiz. Min. Petr. Mitt., vol. 42, N 2, pp. 593—630, 1962.
- Glaus M. Trias and Oberperm im zentralen Elburz (Persien). Exlogae Geol. Helv., v. 57, n°2, pp. 497—508, 1964.

- Huckriede R., Kursten M. & Venzlaff H. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). Geol. Jahrb. Bh. 51, 197 p, 1962.
- Ruttner A. Bericht über Geologische Aufnahmen in Nordost-Persien 1959—1960. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1961.
- Stocklin, Ruttner A. et Nabavi M. New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrien of North Iran. Geol. Survey Iran Rep., N° 1, pp. 1—29, 1964.

Турция

- Carte Géologique de la Turquie au 1/800 000, en 8 feuilles, 1941—1944.
- Carte Géologique de la Turquie au 1/500 000 avec Notices explicatives en 21 feuilles 1961—1966.
- Blumenthal M. M. Le système structural du Taureus Sud-Anatolien. In «Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot», Mem. hors serie Soc. Geol. Fr. t. II, pp. 611—662, 1960—1963.
- Baykal F. et Atan O. Note préliminaire sur l'existence du Précambrien dans la montagne d'Amos (Sud-Est de la Turquie). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 100, 1965.
- Blank Ph. Série stratigraphique du Cal Koy (Anatolie occidentale, Turquie); présence de spilites dans le Permien. C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. p. 100, 1965.
- Colin H. J. Geologische Untersuchungen im Raume Fethiye — Antalaya — Kas — Finike (SW Anatolien). M. T. A. Institut, N° 59, p. 19, 1962.
- Durand G. L. A. Détermination de l'âge d'une pechblende turque de Dikmen (Province de Mugla), M. T. A. Institut, N 59, p. 145, 1962.
- Erentöz C. Geologie détaillée de la structure pérolière de Kislaköy (Iskendum — Hartay) M. T. A. Institut, 45—47, p. 1, 1954—1955.
- Erentöz C. & Tolun N. Le charriage d'Iskendarum. Bull. Geol. Soc. Turkey, v. V, n° 1—2, p. 207, 1954.
- Ganser A. Ausseralpine Ophiolith probleme. Eclogae Geol. Helv. v. 52, N 2, pp. 659—680, 1959.
- Ketin I. The orogénic evolution of Turkey. M. T. A. Institut, n°53, p. 82, 1959.
- Ketin L. Notice explicative de la carte tectonique de Turquie au 1/2 500 000 M. T. A. Institut, N 54, p. 1, 1960.
- Peyronnet de P. Nouvelles observations sur la région d'Alanya (Taurus, Turquie). C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 296, 1965.
- Sur la structure du Taurus au Nord d'Alanya. C. R. Somm. Soc., Geol. Fr., pp. 74—76, 1965.
- Schilling R. D. On Petrology age and structure of the Menderes migmatite complexe (SW Turkey) M. T. A. Institut n° 58, p. 71, 1962.
- Wipperf J. Die Bauxite des Taurus und Ihre Tektonische Stellung M. T. A. Institut, 58, p. 47, 1962.
- Tendam A. La bordure nord de la plateforme arabique. C. R. Somm. Soc. Geol., p. 153, 1965.

Геологическая служба
Марокко

Статья поступила
10 января 1966 г.

A. FAURE-MURET, G. CHOUBERT

LES FORMATIONS ALPINES DANS LE CADRE DE LA CARTE TECTONIQUE INTERNATIONALE DE L'AFRIQUE

Les principes de la légende utilisée pour représenter les régions affectées par l'orogénie alpine sur la Carte Tectonique de l'Afrique au 1/5 000 000, sont brièvement exposés. La structure des Mésogéides occidentales est esquissée et comparée aux Mésogéides orientales.

Les Mésogéides occidentales englobent les chaînes alpines depuis l'Espagne jusqu'au Sud de l'Italie et dessinent un arc tourné vers la Méditerranée.

L'ensemble est relativement jeune, d'âge Miocène inférieur — moyen avec des mouvements précurseurs à l'Eocène supérieur — Oligocène.

Schématiquement, on distingue de la Méditerranée vers les continents une zone interne et une zone externe; ces zones sont fermées d'unités qui ont reçu des noms différents selon les pays.

Au Maroc, la zone interne comprend deux éléments très différents: 1°) les Rifides dont les principales phases de plissements sont d'âge Oligocène — début du Miocène. Elles sont formées de 3 groupes d'unités: la Dorsale Calcaires, les unités à métamorphisme alpin, les unités à matériel paléozoïque; 2°) les Flyschs «Ultra» qui sont caractérisés par le développement des faciès schisto-gréseux de type flysch, leur déplacement se serait fait au cours du Miocène inférieur-moyen.

La zone externe, où l'on reconnaît plusieurs unités secondaires est caractérisée par une sédimentation souvent très puissante terrigène marneuse ou marno-gréseuse à partir du Jurassique moyen — supérieur. Lors des plissements, le contenu essentiellement plastique de ces sillons sera affecté et donnera des nappes de style souple (nappe de plissement) qui chemineront par gravité jusque dans la mer miocène (Tortonien moyen — supérieur). Ce schéma se retrouve, en Espagne et en Algérie — Tunisie bien que les divers éléments n'aient pas la même importance. Vers l'Est, en Italie, les modifications deviennent plus sensibles et en Calabre, la chaîne semble être relayée par un autre élément, l'Apennin.

Les Mésogéides orientales englobent les chaînes alpines de la Méditerranée orientale, de la Grèce à l'Iran.

Le schéma des Dinarides helléniques est assez clair avec les plissements de plus en plus récents de la zone interne vers la zone externe. Ces chaînes sont relativement plus anciennes que les Mésogéides occidentales, car elles sont d'un âge Eocène — Miocène avec une phase prémonitoire très sensible au Crétacé.

En Turquie, les choses sont moins claires, mais on peut admettre la continuation (plus ou moins modifiée) du schéma des Dinarides en Anatolie.

Par contre à l'Est, l'Iran pose des problèmes beaucoup plus complexes avec une tectonique d'âge cimmérien accompagnée de métamorphisme.

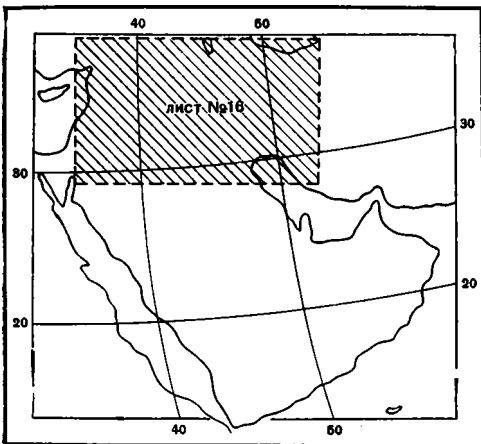
Service Géologique du Maroc

УДК 551.24(61+56)

Л. ДЮБЕРТРЕ

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА 16-го ЛИСТА
МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ
ЕВРОПЫ В МАСШТАБЕ 1 : 2 500 000 и 3-го ЛИСТА
МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ АФРИКИ
В МАСШТАБЕ 1 : 5 000 000¹**

Международные тектонические карты Европы, Африки и юго-восточной Азии с Дальним Востоком перекрываются в районе Аравийского полуострова. Тектоническая карта Европы своим юго-восточным углом достигает района Кувейта. Ее 16-й лист занимает северо-запад Аравийского полуострова, часть Турции и Ирана.



Тектоническая карта Африки своим северо-восточным углом покрывает Афганистан; ее 3-й лист охватывает весь Аравийский полуостров, часть Турции, Иран и окраинные районы Пакистана и Афганистана. Наконец, территория, охватываемая тектониче-

Рис. 1. Расположение 3-го листа тектонической карты Африки и 16-го листа тектонической карты Европы

ской картой юго-восточной Азии и Дальнего Востока, простирается на запад вплоть до Адена или до западного Моссула (Ирак). Таким образом, этот район попадает на три тектонические карты с различными методами изображения. Здесь рассматриваются две из них: одна в масштабе 1 : 5 000 000, другая — 1 : 2 500 000.

**16-й ЛИСТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ В МАСШТАБЕ
1 : 2 500 000**

Тектоническая карта Европы состоит из четырех рядов по 4 листа в каждом. При ее теперешней компоновке, соответствующей начальному проекту, 16-й юго-восточный лист отведен под условные обозначения. По этой причине Турция на карте изображена не полностью. В восточной части карты изображение прерывается к югу от района Эльбурса. В результате этого остается непонятным, какую роль играют Эльбурс и Кавказ в горной системе, располагающейся между Восточно-Европейской и Африканской платформами. Чтобы восполнить этот пробел, мы предло-

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

жили несколько лет тому назад составить макет дополнительного, 16-го, листа.

С принятием этого предложения и утверждением меня редактором 16-го листа и начались для меня трудности.

С одной стороны, после совещания в Праге в 1962 г., мне стало ясно, что изображение Анатолии в виде эвгеосинклинали (15-й лист) является одной из самых грубых ошибок тектонической карты Европы. Я был знаком с геологией Анатолии, так как составлял по заказу М.Т.А. (Анкара) лист для геологической карты Турции, который охватывает область площадью 250×300 км и включает большую часть метаморфического массива Мендерес. Эльбурс также изображался в виде эвгеосинклинали (12-й лист). Было очевидно, что следует искать новое решение.

С другой стороны, у меня не было никаких данных, позволяющих определить глубину докембрийского фундамента той части Аравийской платформы, которая попадает на 16-й лист. Хорошо налаженная нефтяная разведка велась лишь в относительно узкой полосе, и результаты ее были засекречены.

Из-за этих трудностей составление макета 16-го листа запоздало, и тектоническая карта Европы была издана с легендой на месте 16-го листа.

16-й лист целиком входит как составная часть в 3-й лист тектонической карты Африки, и поэтому его макет явился производным от этого листа.

3-й ЛИСТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ АФРИКИ В МАСШТАБЕ 1:5 000 000

Этот лист включает весь Аравийский полуостров, юго-восточную Турцию, Иран, Западный Афганистан и Западный Пакистан. Хотя он и покрывает гораздо более обширную область, чем 16-й лист, приступить к его составлению было легче.

Чтобы решить проблему изображения горных систем Турции и Ирана, я консультировался с профессором А. Ганссером и доктором Ж. Штёклиным, в совершенстве знающими Иран и составившими его геологическую карту в масштабе 1:2 500 000 (1957 г.). Во время совещания, происходившего в Цюрихе, было решено составить тектоническую карту Ирана в том же масштабе, что и геологическая, отказавшись от принципа разделения на эв- и миегеосинклинали и даже от изображения геосинклиналей, но сохраняя понятие структурных этажей. Макет был закончен в начале лета 1964 г.

Таким образом, его авторы д-р Ж. Штёклин и д-р А. Руттнер дали первую большую часть 3-го листа тектонической карты Африки.

В это время в Анкаре я уже составил в сотрудничестве с д-ром С. Эрентозом и проф. Х. Палшрем эскиз турецкой части.

В то же время один из наших коллег, геологов-нефтяников, в совершенстве знающий Средний Восток, так как долго жил там, уже приступил к обработке всех картографических и литературных материалов, относящихся к Аравийской платформе.

Прежде всего он постарался уточнить формы рельефа. Учитывая отметки высоты, взятые с новых географических и геологических карт Аравийского полуострова в масштабе 1:600 000, изданных геологической службой Соединенных Штатов, он сумел составить топографическую карту в масштабе 1:5 000 000 с изогипсами через 100 м, покрывающую всю территорию Саудовской Аравии. По мнению моих коллег из Арабско-американской нефтяной компании, этот документ с поразительной ясностью дает изображение главных структурных форм Аравийской платформы.

Тектонический же макет листа был создан на основе данных бурения и всех структурных данных, опубликованных в различных журналах, и,

наконец, на основе региональных макетов, специально составленных моими коллегами с учетом критики моих первых эскизов. Он является первичным рабочим документом, который должен подвергнуться критике и усовершенствованию.

16-й лист тектонической карты Европы является укрупненным вариантом этого 3-го листа с добавлением деталей, которые невозможно было изобразить на этом листе.

Оба листа охватывают две совершенно различные тектонические области: Аравийскую платформу, представляющую собой обособленную часть Африканского континента, и отрезок Альпийско-Гималайской складчатой системы.

Их легко можно узнать, так как они изображены на основе различных принципов, в значительной мере соответствующих принципам изображения на тектонической карте Европы.

I. Аравийская платформа

Первой проблемой было определение границы между Аравийской платформой и Альпийско-Гималайской складчатой системой.

Зона сильно сжатых складок Загроса, идущая вдоль крупных складчатых структур Ирана, относится с морфологической точки зрения к этим последним. Однако комплекс осадочных образований здесь не обнаруживает ни одного несогласия, начиная от наиболее древних слоев вплоть до верхов миоцена, поэтому нет возможности выделить здесь структурные этажи. Кроме того, проведение границы с Аравийской платформой в Загросе будет произвольным. Поэтому Загрос был присоединен к Аравийской платформе и изображен особым цветом. Это обусловлено тем, что показать глубину складчатого основания под Загросом, как сделано на остальной части Аравийского полуострова, невозможно.

В качестве границы между Аравийской платформой и складчатыми структурами Ирана была принята хорошо выраженная тектоническая линия, идущая прямолинейно на протяжении 2000 км, называемая обычно Главной линией надвига *main thrust line*. Вдоль нее складчатые структуры Иранской системы надвинуты на край Загроса. Вдоль этого разлома, который, безусловно, является глубинным, выступают на поверхность офиолиты. Главная линия надвига имеет продолжение на запад, отделяя Сирийскую платформу от складчатых сооружений юго-восточной Турции.

В конечном счете, Загрос является обособленной структурной зоной, заключенной между Главной линией разлома и крупной флексурой, которая отделяет его от впадин Месопотамии и Персидского залива.

Аравийский полуостров в целом представляет собой платформу с поверхностью, слегка наклоненной к северо-востоку в направлении от Красного моря к Месопотамии и Персидскому заливу.

Ее основание образовано породами докембрия В, докембрия А и байкальским комплексом.

Оно выходит на поверхность вдоль побережья Красного моря и распространяется в обширную область, достигающую центра Аравии.

На побережье Красного моря оно образует горную гряду, достигающую высоты 2000—3000 м, с шириной почти в сотню километров. В центре полуострова основание слагает щит, который постепенно понижается к северо-востоку от 1500 до 800 м на расстоянии 500 км. Далее основание скрывается под осадочным чехлом.

На всей огромной территории Аравийского полуострова оно нигде больше не выходит на поверхность и глубина его залегания определяется только по одной скважине в Иордании и данными геофизических исследований.

Но так как обычно геофизические данные бывают засекречены в странах, где идут поиски нефти, очень трудно было составить карту поверхно-

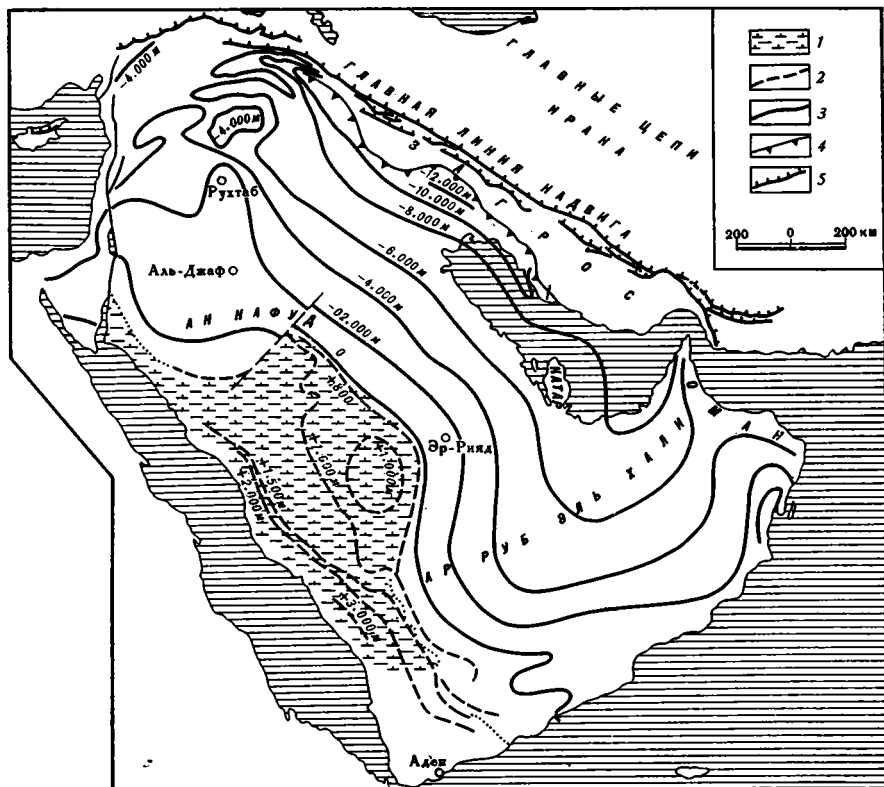


Рис. 2. Тектоническая схема Аравийского полуострова в масштабе 1 : 20 000 000:

1 — область выхода пород фундамента вдоль Красного моря и в центральных районах Аравии; 2 — изолинии рельефа обнаженного фундамента; 3 — изолинии поверхности основания, перекрытого осадочными породами, через каждые 2000 м. Максимальная глубина 12 км на окраине Загроса; 4 — линия флексуры, ограничивающая Загрос с юго-запада; 5 — главная линия надвига

сти фундамента данной территории, которая давала бы при помощи изогипс и ступенчатой раскраски изображение глубины его залегания.

Однако такая попытка была сделана с учетом следующих данных: что существует наклон поверхности основания, находящегося под осадочным чехлом, в сторону Месопотамии и Персидского залива, и что падение слоев пород на глубине близ основания этого чехла происходит в том же направлении, и что углы наклона слоев в них гораздо резче выражены, чем наклон пластов пород в комплексах, расположенных на поверхности. Зная условия залегания и мощности отложений палеозоя, мезозоя, палеогена, неогена и антропогена, можно для ряда участков изобразить изогипсами структурные поверхности палеозоя, мезозоя и палеогена. Формы этих структурных поверхностей должны более или менее соответствовать формам поверхности основания, находящегося под осадочными породами, что позволяет изобразить структуру последнего.

Структурные поверхности палеозоя, мезозоя и палеогена можно было построить для ряда районов с помощью изогипс через каждые 1000 м, а местами — через 500 м. Являясь результатом конкретных наблюдений, эти изогипсы относительно правильно отражают форму соответствующих поверхностей.

Напротив, изолинии поверхности фундамента построены более гипотетично. Эти изолинии дают лишь самое общее представление о структуре фундамента и могли быть проведены только через 2000 м, так как

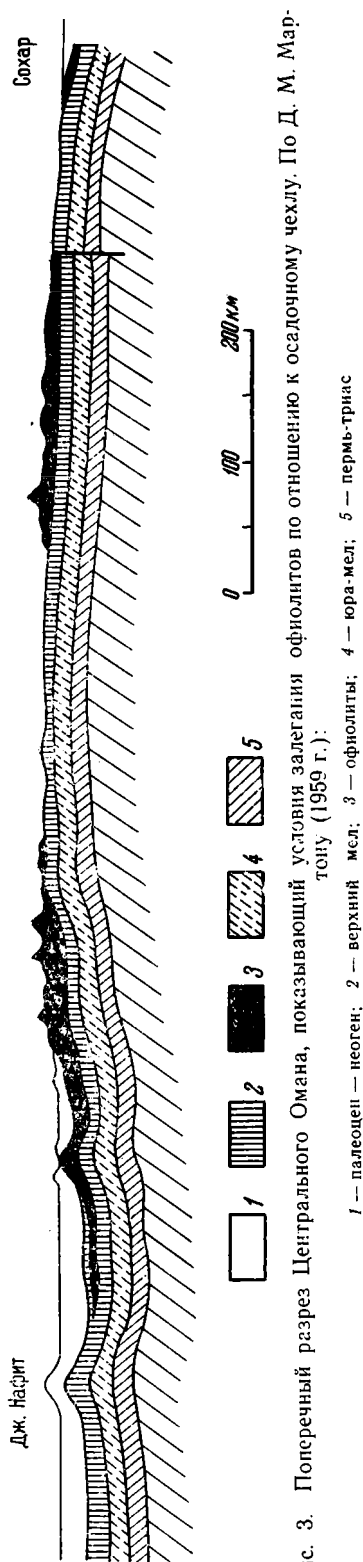


Рис. 3. Поперечный разрез Центрального Омана, показывающий условия залегания офиолитов по отношению к осадочному чехлу. По Д. М. Мартону (1959 г.).

1 — палеоцел — неоген; 2 — верхний мел; 3 — офиолиты; 4 — юра-мел; 5 — пермь-триас

более густая сеть их давала бы заведомо неправильное впечатление.

При построении этих изолиний предполагалось, что начиная с изолинии поверхности фундамента 800 м, после которой основание погружается под осадочные породы (27° северной широты, 42° восточной долготы), вплоть до подножия Загроста (32° северной широты, 49° восточной долготы), поверхность основания испытывает равномерное погружение с наклоном, соответствующим падению наиболее круто наклоненных слоев палеозоя. В результате такого построения оказалось, что основание у подножия Загроста расположено на 12 км ниже уровня моря. Средний наклон поверхности фундамента к северо-востоку при этом должен составлять 1600 м на расстоянии 100 км.

Следовательно, существует значительное различие между изображением поверхности фундамента в местах его выхода на поверхность, где наклон к северо-востоку равен 140 м на расстоянии 100 км и ее залеганием под осадочными породами, где наклон увеличивается более чем в 10 раз.

Область выходов основания на поверхность, граничащая на северо-западе с песчаной пустыней Нефуд, а на юго-востоке с пустыней Рубх-Эль-Хали, представляет собой в рельефе возвышенность.

Макеты карты Иордании Ф. Бендера, Сирии и Северного Ирака Х. Вебера, наконец работы З. Р. Бейдуна по территории протектората Аден и Д. М. Мортонна — по территории Омана позволили уточнить изображение основания окраинных районов Аравийского полуострова.

В итоге построения структурной карты Аравийского полуострова можно сделать следующие выводы об основных чертах его тектонического строения.

Погружение поверхности фундамента в северо-восточном направлении выражено очень слабо в центральной части полуострова. В среднем наклон поверхности основания, перекрытого осадочными породами, здесь равен приблизительно 1°; он постепенно ослабевает к северо-востоку и в кайнозойских слоях измеряется лишь минутами.

Самая большая глубина залегания поверхности фундамента (12 км ниже уровня моря) отмечается непосредственно близ края Загроса. Граница между палеогеном и неогеном (основание слоев Асмари) здесь находится на глубине 6 км.

По другую сторону обширного синклинального прогиба, в котором расположена песчаная пустыня Рубх-Эль-Хали («Обитель пустоты»), основание повышается к берегам Аравийского моря и Оманского залива.

По западной окраине синклинального прогиба Рубх-Эль-Хали проходит в меридиональном направлении слабовыраженный уступ Катарского полуострова. Его продолжение делит на две части Персидский залив. Все купола кембрийской соли располагаются к востоку от него.

Другая песчаная пустыня — Нефуд отделяет докембрийский щит Центральной Аравии от северной части Аравийской платформы.

В северной части Аравийской платформы проходит также меридиональный уступ Джауф-Рутба, имеющий также очень слабовыраженный характер и отделяющий впадину Месопотамии и Персидского залива от Сирийской платформы.

На севере Сирии появляются антиклинали с широтным простиранием, хотя и узкие, но четко выраженные.

Крупные разломы, которые, несомненно, секут оба берега Красного моря, не изображены. Докембрийский щит, кроме того, разбит сбросами, имеющими преимущественно северо-западное направление. Дается изображение крупных меридиональных разломов, продолжающих залив Акаба, которые идут на некотором расстоянии вдоль восточного берега Средиземного моря к северу, вплоть до Турции.

Маастрихтские офиолиты располагаются на окраине Аравийской платформы в Омани, на северо-западе Сирии и в Хатайе. Одновозрастные офиолиты расположены вдоль Главной линии надвига.

II. Альпийско-гималайская складчатая система

Макет карты Ирана является точным воспроизведением тектонической карты Ирана в масштабе 1 : 2 500 000, составленной Ж. Штёклиным и А. Рутнером в 1964 г. На нем дано изображение структурных этажей, но отсутствует деление на эв- и миогеосинклинали.

Докембрийские комплексы делятся на метаморфические и неметаморфические.

Специальным цветом изображен комплекс от позднего докембрия до триаса.

Выше следуют, в основном, три структурных этажа (север Ирана):

A1 Верхний триас — мел-палеоген

A2 Эоцен — низы олигоцена

A3 Верхний олигоцен — плиоцен

Специальной расцветкой выражены позднеюрские складки Центрального Ирана. Здесь выделены этажи:

K — от верхнего триаса до юры

A1 — представляет здесь только мел и плиоцен.

На карте показан нескладчатый платформенный массив — блок Лют. Тектоника Ирана описана Ж. Штёклиным¹.

Афганистан изображен на основе тех же принципов по макету, присланному А. Шрейбером из Кабула.

Для территории Пакистана была использована новая геологическая карта Пакистана в масштабе 1 : 2 000 000 (1964 г.).

¹ См. Геотектоника, № 1, 1966.

Северо-восточная часть Турции взята с макета, составленного С. Эрентозом, Х. Памиром и мной на основе новой карты Турции в масштабе 1 : 500 000.

Трансгрессивные пермские отложения, залегающие в основании комплекса известняков, были включены в структурный этаж А1. Таким образом он схватывает здесь интервал от перми до палеоцена.

III. ВЫВОДЫ

Подготовка обоих представленных макетов привела постепенно к возникновению идей, расходящихся с теми, которыми руководствовалась редакция тектонической карты Европы.

1. Принцип выделения эв- и миогеосинклиналей уже в Праге стал предметом горячих споров, в результате которых было решено, что основным признаком эв-геосинклинали является присутствие офиолитов. Это деление встретило сильную оппозицию.

Оно привело к значительным ошибкам на тектонической карте Европы.

Анатолия рассматривалась как эвгеосинклиналь по той причине, что здесь распространены массивы офиолитов, в то время как она, по крайней мере отчасти, имеет платформенный характер. Эти офиолиты образовались не в глубине геосинклиналей, а некоторые из них представляются образованиями, возникшими прямо на дневной поверхности.

Эльбурс, который, скорее, должен быть изображен как складки основания, также был отнесен к эвгеосинклиналям, конечно для того, чтобы не нарушить единства карты, не отражающей реального положения вещей.

На 3-м листе тектонической карты Африки показано два примера крупных массивов офиолитов, располагающихся на окраине Аравийской платформы. Это наиболее мощные офиолиты Омана, достигающие 5000 м толщины, которые спокойно переслаиваются с маастрихтом (рис. 3). В северо-западной части Сирии и в Хатайе (Турция) они имеют такой же возраст и располагаются на основании, которое по своему разрезу и структуре относится к Аравийской платформе. Правда, в этом районе трудно провести границу между Аравийской платформой и складчатой системой Тавра.

Пришло время освободиться от известной «мистики» в представлениях об офиолитах и объективно рассмотреть условия их формирования.

Но если выделение эв- и миогеосинклиналей возможно не во всех районах, тогда необходимо определить, при каких условиях оно может осуществляться. Выделение их должно быть обязательным и без употребления специальной расцветки, которая может быть с большим успехом применена для изображения более конкретных элементов.

2. Под названием «геосинклинали» подразумеваются в настоящее время складчатые системы самого различного происхождения. Это название — маска, за которой скрывается отсутствие у нас знаний.

Мы должны пересмотреть это понятие и определить его границы в соответствии с прогрессом наших знаний.

Точно так же надо было бы пересмотреть термины «флиш» и «моласса», которые употребляются в разных смыслах.

3. Объективное изучение поперечного разреза через весь комплекс складчатой системы, расположенной между Русской и Аравийской платформами, должно было бы обнаружить различные типы складчатых структур. Будущие тектонические карты должны отразить эти различия.

4. Проблемы, типичные для тектоники Ближнего и Среднего Востока, заставляют переосмысливать некоторые общие классические понятия и способны оказать влияние на принципы составления будущих тектонических карт.

Желательно, чтобы Подкомиссия по тектоническим картам ориентировала в этом направлении рабочие группы и чтобы каждая из них отчитывалась бы координатору.

Ибо, если коллоквиумы позволяют обсудить результаты работы, то сама работа осуществляется в промежутках между ними. Именно таким образом и была создана тектоническая карта Европы.

Литература

Коллектив авторов и консультанты

Аден — Э. Р. Бейдун, Ж. Е. Г. В. Гринвуд.

Афганистан — А. Шрайбер

Саудовская Аравия — Геол. служба США, Ф. Глен Браун, Арабско-амер. нефтяная компания

Кипр — Е. Т. Ингхэм

Египет (Синай) — Р. Саид

Ирак — Х. В. Даннингтон, Р. К. ван-Беллен

Иран — Ж. Штёклин, А. Руттнер

Израиль — Л. Пикар, И. К. Бентор

Иордания — А. М. Кеннель, Ф. Бендер

Ливан — Л. Дюбертре

Оман — Д. М. Мортон

Судан — Х. Ж. Уайтман

Сирия — Л. Дюбертре, Х. Вебер

Турция — Х. Памир, С. Эрентоз

Йемен — Ф. Геукенс

Рабочие материалы

Carte geologique de l'Afrique au 1/5 000 000, feuille 3, Ass. Serv. Geol. Afr., Paris, 1959.

Carte geologique de la Turquie, 1/5 000 000, M. T. A., Ankara, 1963.

Maquette tectonique originale de l'Iran, 1/2 500 000, J. Stocklin, A. Ruttner, 1964.

Carte geologique de Liban, Syrie ets ... 1/1 000 000, L. Dubertret, 1962.

Geological Map of the Arabian Peninsula, 1/2 000 000 and 1/5 000 000, U. S. Geol. Survey and Arabian and Amer. Oil Comp., Dhahran, 1963.

Geological Map Pakistan, 1/2 000 000, Geol. Survey of Pakistan and U. S. Geol. Survey, 1964.

Memoires divers in: A. A. P. G. Habitat of Oil, A symposium, Lexique Stratigraphique International (Irak). C. R. de Congres divers, 1958.

Материалы по батиметрии

Средиземное море, Красное море — М. Пфанненштиль

Персидский залив, Оманский залив — Е. Шиболд

Аравийское море, Хребет Мюррей и Аденский залив — А. С. Лаугтон

Музей Естественной истории
Париж

Статья поступила
8 марта 1966 г.

L. DUBERTRET

FEUILLE NO. 16 DE LA CARTE TECTONIQUE INTERNATIONALE DE L'EUROPE AU 2 500 000 ET LA FEUILLE NO. 3 DE LA CARTE TECTONIQUE INTERNATIONALE DE AFRIQUE AU 5 000 000

L. Dubertret présente les maquettes de la feuille N 3 de la carte tectonique d'Afrique au 1/5.000.000° et de la feuille N 16 (élargie vers l'W) de la carte tectonique d'Europe: cette dernière a été établie par agrandissement au 1/2.500.000 de la partie N de la première.

Comme limite de la plateforme Arabique a été adoptée la ligne des chevauchements respectivement vers le S et le SW des massifs du Taurus oriental et de l'Iran central («main thrust line»). Le Zagros occupe la position d'une avant-fosse sur la marge de la plateforme Arabique; sa série stratigraphique ne révèle aucune discordance marginée jusqu'à la fin du Miocène.

Le socle est précambrien dans toute l'étendue de la plateforme Arabique. Ses courbes bathymétriques ont été déduites des courbes bathymétriques des surfaces structurales du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Paléogène: c'est un essai.

Dans le centre de l'Arabie, le socle s'incline doucement vers le NE; il atteindrait aux approches du Zagros, 12 km de profondeur. Il se relève vers les côtes de la mer d'Arabie; dans la dépression synclinale se situe le désert sableux du Rubh'el Khali. En Syrie et dans le S de la Turquie le socle forme des seuils et des dépressions parallèles au front grossièrement W — E des chevauchements des massifs du Taurus oriental.

La représentation du SE de la Turquie et de l'Iran a été établie sur la base de la notion d'étages structuraux. Mais la distinction de zones eu- et miogéosynclinales a été considérée comme inopportune, et même la mention de zone géosynclinale est considérée par l'auteur, en commun accord avec A. Gansser et J. Stocklin, comme ne reflétant pas les faits: les massifs de la Turquie et de l'Iran se sont formés sur une zone instable de l'écorce terrestre, ils ne sont pas issus d'un géosynclinal.

La présence d'ophiolites, qui était l'une des caractéristiques essentielles de l'eugéosynclinal, n'est pas même un indice de géosynclinal. De tels massifs ont été mis en place dans des conditions diverses, entre autres sur des marges de plateformes (région Lattaquié — Antioche, Oman) et peut-être parfois à l'air libre.

L. Dubertret demande la constitution d'un groupe de travail dans le but d'une analyse objective des régions montagneuses comprises entre la plateforme Arabique et la plateforme Russe. Une telle analyse devrait conduire à une vision plus pénétrante de la genèse de grandes chaînes montagneuses, à une interprétation plus conforme aux réalités que le permettait l'extrapolation de notions certes classiques, mais qui ne représentent qu'une étape dans le développement de la tectonique.

Paris

УДК 551.243.6(234.853)

К. П. ПЛЮСНИН

**СДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА
ЮЖНОГО УРАЛА**

На восточном склоне Южного Урала в пределах Магнитогорского синклиория и Восточноуральского поднятия детальными съемочными работами выявлено большое число разрывных нарушений, среди которых, по мнению автора (Плюснин, 1962, 1964), основная роль принадлежит сдвигам, сбросо- и взбросо-сдвигам главным образом палеозойского и раннемезозойского возраста.

Методике выявления сдвигов геологи начали уделять должное внимание только последние несколько лет (Пейве, 1960; Буртман, Лукьянов, Пейве, Руженцев, 1963; Муди, Хилл, 1960). Поэтому отдельные вопросы этой проблемы разработаны еще недостаточно. Следует также отметить, что многие тектонисты вообще не признают значительной роли сдвигов в земной коре. В связи с этим в настоящее время большое значение имеет накопление фактического материала, т. е. описание наиболее типичных сдвиговых дислокаций.

Сдвиговая природа большинства разрывных нарушений определяется по комплексу прямых или косвенных признаков. К прямым признакам сдвигов относятся такие структуры, в которых наблюдается разобщение по разрывам и относительное смещение в горизонтальном направлении слоев и толщ пород, фациальных зон, интрузивных тел, отдельных частей складок и разрывов, зон рассланцевания, рудных тел и других геологических образований, составлявших первоначально единое целое.

На Южном Урале наиболее отчетливой сдвиговой структурой является Западно-Кизильский разлом, установленный еще Л. С. Либровичем (1936), и позже в 1956 г. изученный автором при детальной геологической съемке в районе г. Верхне-Уральска. Этот разлом почти по осевой линии пересекает крупную синклиналию структуру субмеридионального простирания, разделяя ее на два блока: западный и восточный. Геологические разрезы западного и восточного крыльев (блоков) этой синклинали хорошо сопоставляются между собой в пределах живетского, франского, фаменского и турнейского ярусов. Причем особенно отчетливо эти крылья увязываются по мукасовской свите кремнистых туффитов, представляющей хороший маркирующий горизонт. При сопоставлении мощности пород этих смежных блоков устанавливается: в западном из них для франского яруса (колтубанская свита) 1600 м, для фаменского (зилаирская свита) — 1200—1300 м, турнейского — 300—500 м; в восточном — соответственно те же ярусы имеют: 1200—1300 м, 200—500 м и 300—500 м. Таким образом, в сумме на один и тот же интервал разреза разница в мощности пород этих блоков составляет 1000—1100 м.

Изучение состава обломочного материала в конгломератах франского и фаменского ярусов, а также характер косой слоистости типа временных потоков в фаменских слоях свидетельствуют о сносе обло-

мочного материала с востока на запад. Из этого можно сделать вывод, что восточный блок в течение франского и главным образом фаменского времени интенсивно поднимался, по-видимому, вдоль описываемой зоны разлома. Поскольку по разлому смещены также турнейские отложения, а южнее и визейские, то движения по нему происходили и в более позднее время в позднем палеозое и, возможно, мезозое. Судя по видимым мощностям турнейских отложений, эти движения были без значительных вертикальных перемещений.

По сейсмометрическим данным (МОВ), разрыв имеет кругое падение на восток. Учитывая положение этого сместителя относительно складчатой структуры, естественно ожидать, что в случае постоянных поднятий восточного блока только по вертикали и выравнивании рельефа, все слои, по которым оконтуривается северное центриклинальное окончание разорванной синклинали, на современном горизонтальном срезе земной поверхности должны были бы в восточном блоке у сместителя занимать относительно аналогичных слоев западного блока более южное положение. В действительности же мы видим обратную картину — выходы на земную поверхность слоев мукасовской и колтубанской свит в восточном блоке смещены далеко на север (рис. 1). Поэтому приходится считать, что здесь имеет место левый сбросо-сдвиг, вследствие которого восточный блок сместился на север.

Наглядно этот сдвиг можно представить путем восстановления досдвигового положения блоков (рис. 2). Такая реконструкция позволяет определить, что горизонтальная составляющая разрыва примерно равна 10 км. Благодаря этой реконструкции восстанавливаются также ненарушенные взаимоотношения складчатых структур, развитых по обе стороны сместителя, которые при этом очень хорошо совмещаются. Реставрация же с точки зрения сбросовой природы разрыва приводит к совмещению осей одновозрастных антиклинальных структур с синклинальными, т. е. цельность досдвиговых складчатых структур не воспроизводится.

У восточного подножия горы Ялай в субмеридиональном направлении прослеживается разрыв, который в 50 км к югу от этой горы причленяется к вышеописанному разлому с запада. Этот разлом имеет субмеридиональное направление и сечет по диагонали развитые здесь в девонских и нижнекаменноугольных отложениях линейные складчатые структуры северо-восточного простириания.

Гора Ялай и примыкающие к ней с востока узкие хребты представляют собой хорошо выраженную линейную моноклинал северо-восточного простириания. Естественным ограничением этой моноклинали на западе и является Ялайский разлом. В моноклинали с нормальным падением пород на юго-восток наблюдается следующая последовательность смены свит с запада на восток: улутауская, мукасовская, колтубанская и зилаирская. В таком же порядке с севера на юг они соприкасаются с Ялайским разрывом. На их юго-западном продолжении непосредственно за линией Ялайского разлома с аналогичным северо-восточным простирианием слоев в том же промежутке разрыва выступают с запада на восток: зилаирская, колтубанская, мукасовская и улутауская свиты, нормально падающие на северо-запад (рис. 3). Налицо крестообразный стык свит, который мог возникнуть только при горизонтальном смещении их в случае косога срезá антиклинальной складки сдвигом. Направление смещения хорошо видно также в восточном крыле разорванной антиклинальной складки, где трансгрессивные контакты колтубанской и зилаирской свит, развитых в восточном блоке, смещены на земной поверхности вдоль разрыва к северу на расстояние около 15—18 км.

Южнее Ялайским разрывом по диагонали срезана и смещена другая антиклиналь, ядро которой, сложенное породами колтубанской свиты

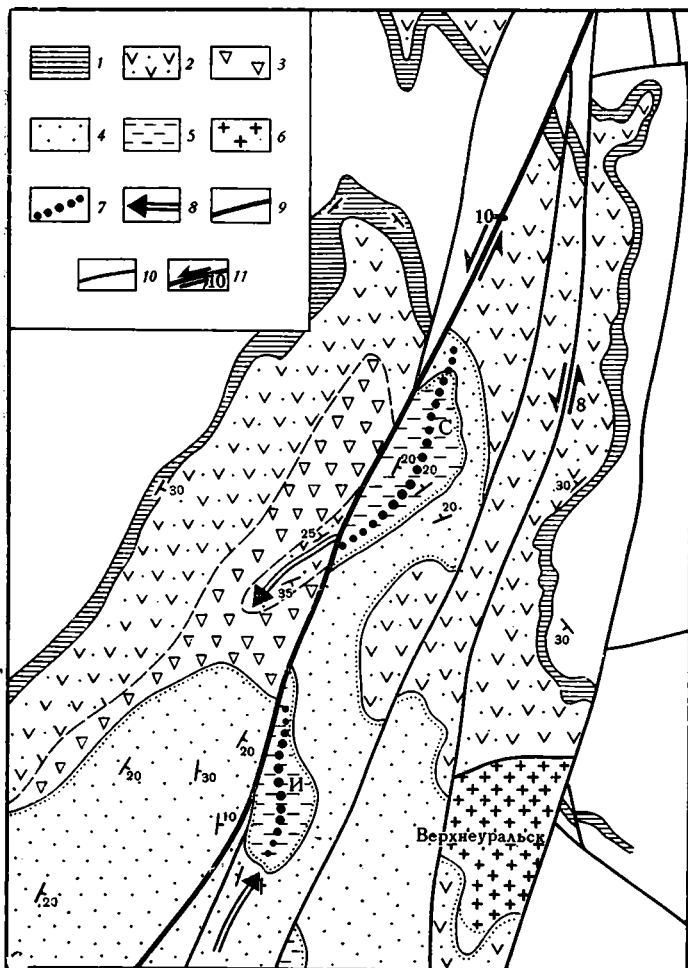


Рис. 1. Схема геологического строения окрестностей г. Верхне-Уральска:

1 — мукасовская свита, колтубанская свита; 2 — нижняя толща; 3 — верхняя толща; 4 — зилайская свита; 5 — верхнетурнейско-нижневизейские отложения; 6 — граносиениты; 7 — брахисинклинали; 8 — брахиантиклинали; 9 — Западно-Кизильский сдвиг; 10 — другие сдвиги и сбросо-сдвиги; 11 — амплитуды горизонтальных смещений по сдвигам.
С — Самарская брахисинклиналь, И — брахисинклиналь горы Извоз

выявляется в западном блоке около оз. Южные Улянды. На простирании оси этой антиклинали за линией сместителя находится осевая зона синклинали с тем же северо-северо-восточным простиранием, сложенная нижнекаменноугольными породами. Таким образом, здесь также устанавливается горизонтальное смещение блоков. Совмещение складчатых структурных планов, смещенных разрывом (рис. 4), позволяет установить здесь левый сдвиг с амплитудой около 10 км.

Таким же способом, по совмещению элементов складчатых структур, хорошо определяется левый сдвиг с амплитудой 8 км по разрыву вдоль Юлдашевской антиклинали (западнее описываемого разрыва).

Ялайский, Юлдашевский и Западно-Кизильский разломы, судя по данным бурения до глубины около 100—200 м, как правило, имеют крутые углы наклона в пределах 45—70°. Причем углы эти меняются на коротких расстояниях, что свидетельствует о больших неровностях поверхностей сместителей. Около Бакр-Узяка разлом имеет падение сме-

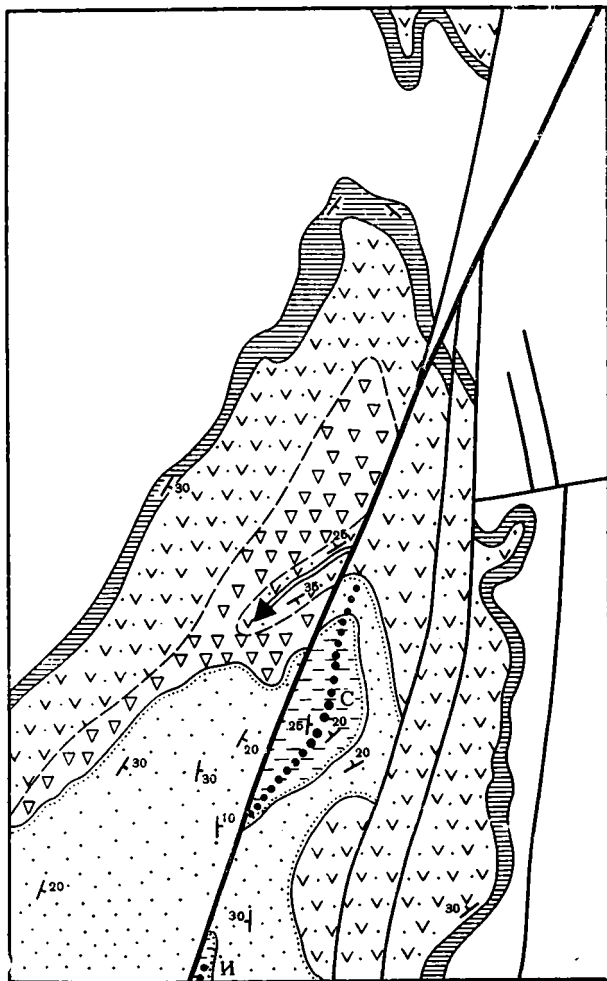


Рис. 2. Схема геологического строения окрестностей г. Верхне-Уральска до позднепалеозойских сдвиговых движений (реконструкция). Условные обозначения см. рис. 1

стителю на запад под углом $30-35^\circ$, несколько севернее — около 70° , а на горе Ялай он падает уже на восток под углом 70° .

В рассматриваемых примерах сбросо-сдвиги представлены крупными линейными разрывами преимущественно с крутыми наклонами сместителей. В блоках, образованных этими разрывами, имеется много дополнительных мелких разрывов с небольшими амплитудами смещений, которые иногда очень хорошо видны на аэрофотоснимках. Например, около оз. Банное на восточном склоне г. Кутукай прослеживаются широтные вертикально падающие дайки альбитофиров, которые пересечены несколькими субмеридиональными левыми сдвигами с амплитудами около 10 м. Западнее пос. Спасск находится жильное поле с вертикально залегающими дайками трахитовых порфиров, которые также пересечены хорошо видимыми субмеридиональными левыми сдвигами с амплитудой около 25—30 м.

Поскольку эндогенные месторождения полезных ископаемых тяготеют к зонам интенсивных сдвиговых подвижек, то не исключена возможность смещения крупных частей месторождений на большие расстояния по горизонтали. Анализ полученного сейчас материала позво-

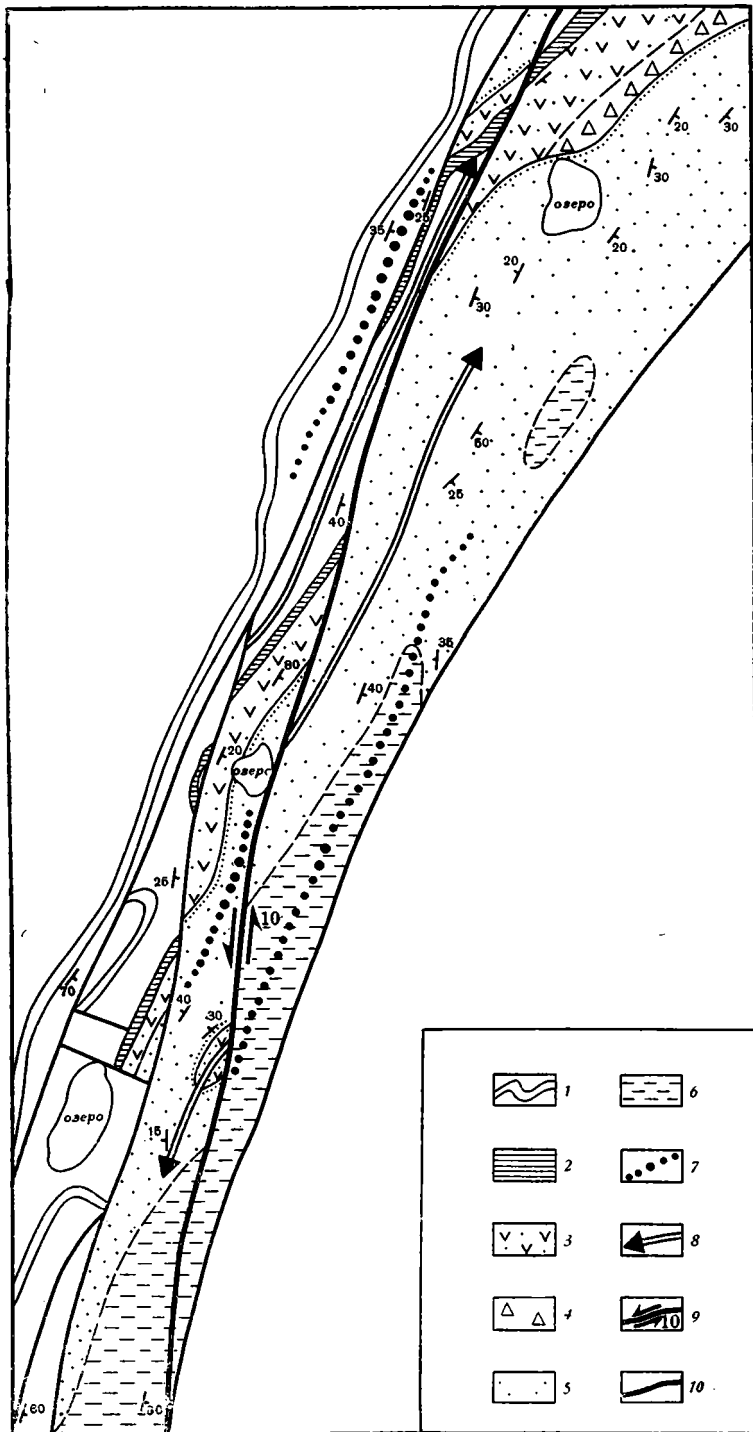


Рис 3. Схема геологического строения местности вдоль Ялайского разрыва

1 — среднедевонские вулканогенно-осадочные образования; 2 — мукавская свита, колтубанская свита; 3 — нижняя толща; 4 — верхняя толща; 5 — зилайская свита; 6 — нижнекаменноугольные отложения; 7 — синклинали; 8 — антиклинали; 9 — Ялайский сдвиг; 10 — другие сдвиги и сбросо-сдвиги

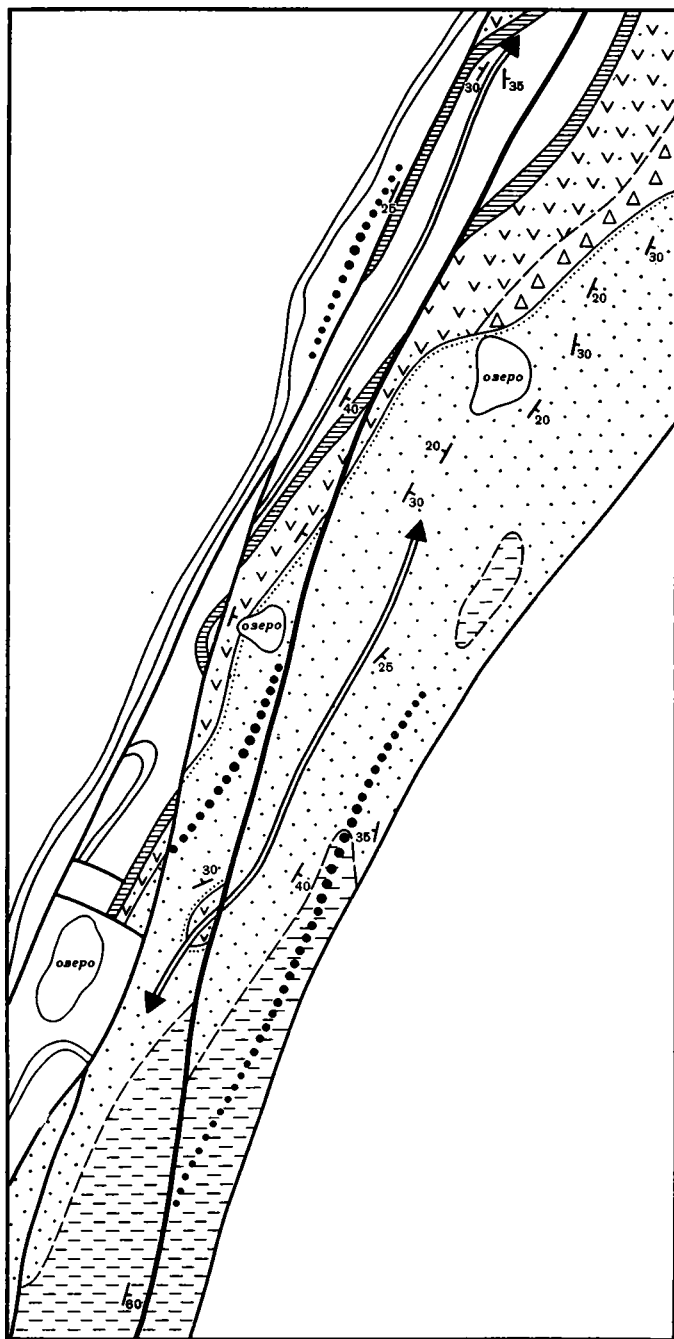


Рис. 4. Схема геологического строения местности вдоль Ялайского разрыва до позднепалеозойских сдвиговых движений (реконструкция). Условные обозначения см. рис. 3.

ляет заключить, что максимальные амплитуды горизонтальных движений блоков в районе произошли в позднепалеозойское и раннемезозойское время на орогенной стадии развития Урала. Это был период, когда прекратились, в частности, процессы образования медных и железных руд эндогенного происхождения. Поэтому месторождения этих видов полезных ископаемых, составляющие главное богатство района, пред-

ставляют наибольший интерес для выяснения возможного растаскивания их сдвиговыми подвижками.

Нами предполагается, что восточный фланг железорудных месторождений г. Магнитной и г. Дальней смещен к северу в результате крупного сдвига, рассекающего Магнитогорский и Куйбасовский гранитные массивы (рис. 5). Этим восточным флангом, по-видимому, является месторождение г. М. Куйбас, расположенное в 12—14 км севернее залежи г. Дальней. До сдвига, как это видно из реставрации ненарушенного состояния (рис. 6), все три названные месторождения составляли одно непрерывное рудное поле или даже одну залежь субширотного направления, которая в дальнейшем и претерпела перемещение (Плюснин, 1962).

Левый сдвиг для этого разрыва в пределах Магнитогорского рудного узла определяется по ряду признаков очень хорошо. Особенно четко увязываются после совмещения разделенные им складчатые структурные планы. При таких взаимоотношениях, по-видимому, можно сказать, что рудная залежь г. М. Куйбас действительно смещена к северу на 12—14 км. Промежуточное звено, связывавшее эту залежь с рудным полем г. Дальней и г. Магнитной до сдвиговых перемещений, находится, вероятно, в северном экзо- и эндоконтакте Куйбасовского массива, который здесь по геофизическим данным имеет форму пластовой залежи, полого падающей на юг. Эта интрузивная залежь рассекает верхнетурнейские - нижневизейские вулканогенно-осадочные образования и перекрывает возможно сохранившиеся в этом пункте на глубине и не вскрытые еще эрозией рудные тела.

К группе косвенных признаков, позволяющих говорить о сдвиговой природе разрывных нарушений, относятся главным образом их морфологические свойства. Можно перечислить следующие самые обычные из них: прямолинейность, общее крутое падение нарушений,

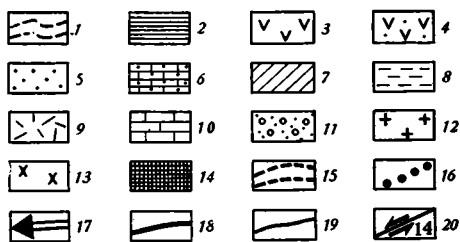
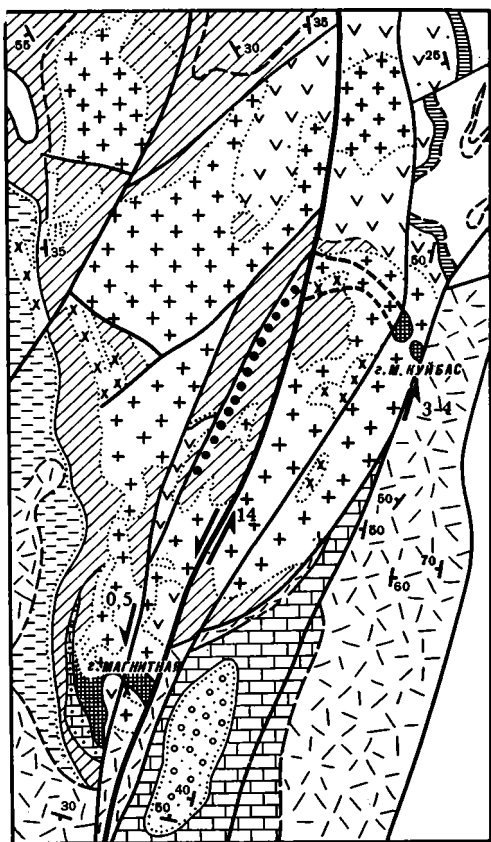
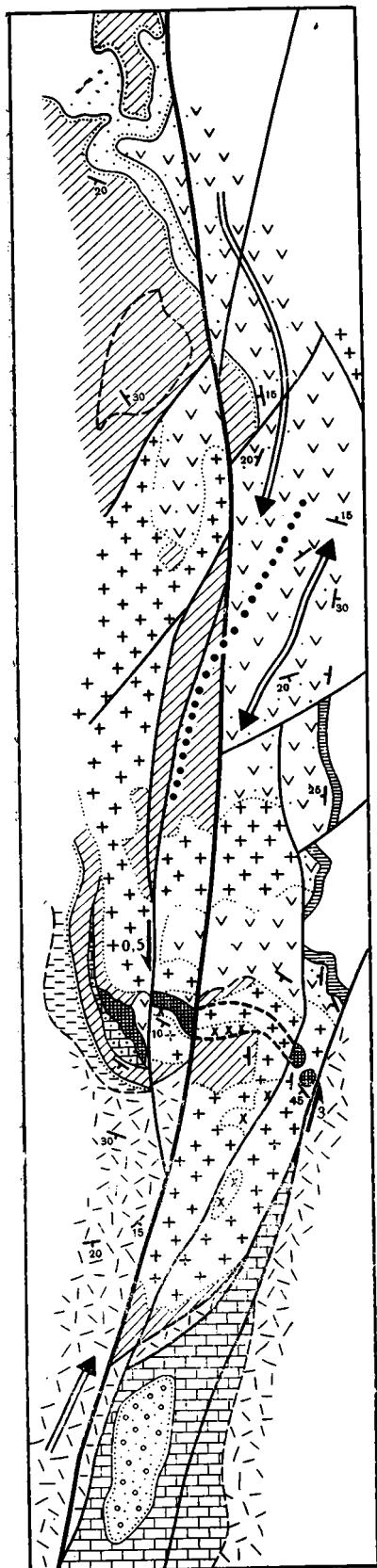


Рис. 5. Схема геологического строения окрестностей горы Магнитной и горы Малый Куйбас:

1—среднедевонские вулканогенно-осадочные образования; 2—мукасовская свита; колтубанская свита; 3—порфиристы, 4—туфы порфиристов; 5—зильайская свита; верхнетурнейско-нижневизейские породы; 6—известняки, 7—вулканогенно-осадочные образования; средне-, верхневизейские породы; 8—туфы и туфопесчаники, 9—эффузивы, 10—известняки; 11—среднекаменноугольные породы; 12—интрузии гранитоидов; 13—интрузии габбро; 14—залежи железных руд, выходящие на земную поверхность; 15—вероятное продолжение железорудной залежи; 16—брахисинклинали; 17—брахиянтклинали; 18—Магнитогорско-Учалинский сдвиг; 19—другие сдвиги и сбросо-сдвиги; 20—направления и амплитуды смещения блоков



значительная протяженность и взаимная связь всех сместителей, образование в местах их расщепления узких клиновидных тектонических пластин, развитие вблизи зон разрывов крутопадающих и поперечных к ним опирающихся (рубцовых) трещин, вмещающих дайки различных пород, проявления в местах изгибов сместителей локальных зон рассланцевания, трещинные интрузии, а также зеркала скольжения с горизонтальными штриховками. Сюда же можно отнести смещения по установленным разрывам геофизических полей. По косвенным признакам невозможно установить амплитуду перемещений, однако некоторые из них достаточно определенно позволяют судить о направлениях относительных смещений блоков.

Типичные рубцовые трещины развиты в жильном поле западнее пос. Спасск, представленном серией даек трахитового состава. Это жильное поле примыкает с востока к зоне Кизильского сдвига, который образует восточное ответвление вышеописанного Западно-Кизильского сдвига. Дайки отчетливо видны на аэрофотоснимках и хорошо картируются в поле. Преобладающие простирания их в жильном поле $290\text{--}300^\circ$, редко 280° и 320° ; очень редко устанавливаются меридиональные и северо-восточные простирания. В основном они ориентированы поперек зоны Кизильского сдвига. Дайки, как правило, строго прямолинейные и крутопадающие (под углом $70\text{--}90^\circ$) мощностью несколько метров. По простиранию некоторые из них прослеживаются непрерывно до 3 км. Рубцовые трещины с приуроченными к ним дайками расположены в висячем крыле разрыва и образовались, по-видимому, вследствие растягивающих напряжений, ориентированных перпендикулярно к их плоскостям, т. е. в горизонтальном направлении. Поэтому возникновение этих трещин можно рассматривать как результат сдвиговых деформаций. Так как тупой угол, образованный между направлением сдви-

Рис. 6. Схема геологического строения окрестностей горы Магнитной и горы Куйбас до позднепалеозойских сдвиговых движений (реконструкция). Условные обозначения см. рис. 5

га и простирающимися даек, открыт на северо-восток, т. е. в сторону относительного смещения блока, то из этого следует, что движения по этому разрыву были левые.

Жильные поля, подобные описанному выше в рассматриваемой зоне, находятся и южнее Спасска. В верховьях р. Б. Уртазымки имеется поле даек диабазов, а севернее пос. Богдановский и юго-западнее пос. Карабулак расположены поля даек диабазов и гранитов. В них также преобладает северо-западное направление даек с простирающимися 290° — 310° и выходом тупого угла в восточном блоке по отношению к главному сместителю на север.

Описываемые разрывные нарушения, несмотря на их прямолинейность, отчетливо выраженную на коротких отрезках, в более крупном плане почти всегда плавно изгибаются и по простиранию, и на глубине. Чем больше поверхность сместителя изгибается, тем интенсивнее приразрывных дислокаций. Особенно наглядно зависимость степени приразрывных дислокаций от формы сместителя видна в случаях значительных сдвиговых движений блоков. При сдвигах вдоль изгибающегося в плане разрыва, естественно, развиваются напряжения, вызванные сопротивлением выступов, свойственных этим поверхностям. Приразломные деформации, в частности, хорошо выражены вдоль Браиловского разлома по долине р. Амамбайки. Здесь зона разлома прослеживается по азимуту 25° — 30° и отклоняется от среднего простираения разлома (аз. 5° — 10°) на восток (вправо) до 15° — 20° . В этом изгибе все породы средне, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста претерпели местное рассланцевание, а слои часто поставлены на голову, т. е. налицо признаки сильного сжатия. Севернее долины р. Амамбайки до пос. Браиловского разлом меняет направление и прослеживается по азимуту 350° , т. е. отклоняется от среднего простираения почти на 20° к западу (влево). Здесь дислокации пород значительно меньше. Слои в силурийско-нижнедевонских толщах пород падают под углами 40° — 50° , а вдоль разрыва распространены интрузии гипербазитов. Наличие интрузий свидетельствует о том, что на этом изгибе формировались раздвиги, обусловившие их внедрение.

Таким образом, на рассматриваемом участке для объяснения существующего распределения деформаций сжатия и растяжения необходимо предположить левобокový сдвиг согласно известному правилу: сдвиг будет левый, если в зонах сжатия сместитель отклоняется вправо, а в зонах растяжения — влево от главного (среднего) направления разлома.

Описанные выше формы взаимоотношений зон сжатия и растяжения со сместителями широко распространены. Однако очень часто такие явления затушеваны в результате многократных подвижек по одним и тем же зонам разломов. В случае больших амплитуд горизонтальных перемещений блоков, связанные с разрывами интенсивные дислокации пород прослеживаются непрерывно вдоль них, несмотря на изгибы сместителей. Здесь уже не определить направление перемещений блоков. Этот метод трудно использовать также в зонах регионального кливажа (сланцеватости).

При изучении внутреннего строения зон разрывных нарушений обнаруживается, что все они, как правило, представлены не одной трещиной, а пучками субпараллельных взаимно перекрещивающихся трещин скалывания, при интенсивном развитии переходящих участками в рассланцевание, несущее обычно характерные признаки скольжений отдельных пластин пород на их границах. В местах особенно интенсивного сжатия развиваются также милониты, имеющие форму узких линз. Наличие на поверхности блоков зеркал скольжения с бороздами и штрихами при благоприятных условиях может быть использовано для определения направления движений вдоль разрывов, а также для установления природы этих разрывов.

В одной и той же зоне разрыва среди множества поверхностей скольжения определяются довольно разнообразные элементы залегания. Поэтому необходимы многочисленные замеры и статистическая обработка всех наблюдений для того, чтобы выяснить преобладающее направление этих трещин. Во всех обследованных нами участках обычно устанавливается совпадение между преобладающими направлениями поверхностей скольжения и средней линией простираения всей зоны разлома.

По многочисленным замерам наклонов штриховок к линии горизонта были построены «розы» наклонов штрихов. Обнаруживается, что в массе преобладают полого наклоненные штрихи, обусловленные сдвиговыми движениями. Выдержанное направление наклонов штрихов по отдельным зонам разрывов субмеридиональной ориентации позволяет судить о проявлениях в них устойчивой тенденции движений блоков. Эта особенность для субмеридиональных разрывов отчасти подтверждается и наблюдениями за формами борозд на поверхностях сместителей, по которым во всех случаях определяется левое смещение блоков. Во всех выявленных левобокowych сдвигах штриховки в одной и той же зоне сместителя имеют наклоны и на север, и на юг. Это свидетельствует о том, что смежные блоки в течение времени относительно то поднимались, то опускались. Все эти данные позволяют заключить, что штриховки на зеркалах скольжения в массе своей отражают закономерности движений блоков земной коры и могут быть использованы в качестве косвенного признака для обнаружения разрывов, для выяснения траекторий движения блоков, а в связи с этим и для выявления их природы.

Изучая зеркала скольжения, очень часто можно видеть пересечения штриховок различного возраста. При этом оказывается, что сбросовые штриховки всегда более поздние по отношению к сдвиговым. В связи с этим сбросы можно рассматривать преимущественно как вторичные нарушения, развивающиеся по готовым сдвиговым трещинам.

Особенно крупные разрывы представляют собой естественные границы структурно-фациальных зон и подзон. Структурно-фациальные зоны, контактирующие между собой по таким разрывам, отличаются по мощностям и полноте разрезов, фациям пород, особенностям проявлений интрузивной и эффузивной деятельности, главным чертам металлогении и часто морфологией складчатых структур. Все эти резкие отличия смежных зон удовлетворительно объясняются только крупными горизонтальными перемещениями таких зон — блоков.

Крупные сдвиги с амплитудами в несколько десятков и сотни километров, как известно, устанавливаются приблизительно по смещениям структурно-фациальных зон и зон регионального метаморфизма. Автором предложено определять амплитуды таких сдвигов по смещению осей кливаж-антиклиналей (Плюснин, 1964). Это хотя и прямой метод, но, конечно, менее убедительный, чем описанные выше, так как основан на анализе систем регионального кливажа, которые еще недостаточно изучены. Однако в районах с хорошо прослеженными кливаж-антиклиналями таким путем измерения обычно получают сравнительно точные, так же как и при анализе смещений элементов обычных складок изгиба.

Хотя наличие сдвигов на Урале отмечалось рядом исследователей (Ажгирей, 1960; Кузнецов, 1941; Ракчеев, 1962; Хоментовский, 1958), общие закономерности сдвиговых движений не были выявлены. Автором (Плюснин, 1962, 1964) на основании изучения сдвиговых структур Южного и Среднего Урала был сделан вывод о развитии на Урале только левобокowych движений. Однако это касается только всех разрывов общеуральского субмеридионального направления. В оперяющих же эти разрывы рубцовых трещинах нами устанавливаются как левые, так и

правые сдвиги. Но эти разрывы с небольшими амплитудами, и они не определяют общую картину тектоники описываемых районов.

Левобокковые движения блоков, как известно, были установлены для Среднего Урала Е. А. Кузнецовым (1941) и предполагались В. В. Галицким (1940). Г. Д. Ажгирей (1960) на основании применения правила эшелонированного расположения складок предполагает одинаковое значение левых и правых сдвигов в главных дугообразных структурах Урала, а для рассматриваемых нами районов, пользуясь этим правилом, он устанавливает правый сдвиг. Нам не известно, какие первичные геологические материалы были им использованы, но эшелонированное расположение складок на составленных нами детальными тектонических картах отражает движения блоков по типу левого, а не правого сдвига. Таким образом, этот косвенный признак, позволяющий иногда установить направление перемещений блоков, не противоречит полученным нами прямым данным о развитии здесь левых сдвигов.

Для районов Среднего Урала существование в равной мере как правых, так и левых сдвигов в разрывах, согласных с общепуральским направлением структур, пробует обосновать А. Д. Ракчеев (1962). Он пользуется при этом анализом закономерностей ориентировок элементов линейности и шарниров так называемых складок волочения в метаморфических сланцах. Занимаясь изучением ориентировок шарниров складок и линейных элементов в метаморфизованных толщах пород, широко развитых на Урале, мы пришли к выводу, что это типичные складки скальвания, связанные с зонами регионального кливажа (Плюснин, 1964), которые пересекаются сдвигами и генетически никак с ними не связаны. Таким образом, мы не склонны относить эти микротектонические явления, проявляющиеся очень часто в виде изоклиналильных складок, даже к косвенным признакам сдвиговых нарушений. Поэтому выводы А. Д. Ракчеева относительно существования правых сдвигов в продольных разрывах Среднего Урала, на наш взгляд, остаются пока необоснованными.

Как видно из вышеизложенного, отдельные сдвиги на Урале имеют весьма крупные амплитуды, которые приходится учитывать при самых различных построениях и особенно в таких обобщениях, которые производятся во время составления региональных тектонических, палеогеографических и металлогенетических карт.

Так как сдвиги субмеридионального согласного с простираем Урала направления являются только левыми, весь Урал можно определить как гигантский левый сдвиг в теле Земли, расщепленный на множество крупных и мелких тесно связанных между собой сместителей. Ветви этого сдвига уходят далеко за пределы Урала на северо-восток и юг и сливаются с другими складчатыми системами.

Литература

- Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
- Галицкий В. В. Урало-Тяньшаньская зона сдвигов. Сов. геология, 1940, № 9.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Изд-во АН СССР, 1941.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале (Геологическая карта Урала, масштаб 1:200 000, листы 165 и 175). Тр. Центр. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 81, 1936.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., 1960.

- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Плюснин К. П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклинория. Докл. АН СССР, т. 143, № 5, 1962.
- Плюснин К. П. О системах регионального кливажа Южного и Среднего Урала. Докл. АН СССР, т. 155, № 6, 1964.
- Ракчеев А. Д. Закономерности размещения колчеданных тел на Урале. (На примере Карабашской группы месторождений). Сов. геология, № 7, 1962.
- Хоментовский В. В. Геологическое строение и история развития Восточно-Уральского антиклинория на Среднем Урале. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 8, 1958.

Уральская комплексная
съемочная экспедиция
г. Свердловск

Статья поступила
25 ноября 1964 г.

K. P. PLYUSNIN

STRIKE-SLIP FAULT STRUCTURES OF THE EASTERN SLOPE OF THE SOUTHERN URALS

A large number of fault dislocations has been determined on the Urals' eastern slope, along which the most important are normal strike-slip faults and strike-slip faults along which both normal and reverse displacement has also occurred. Three large faults were established and studied in detail in the region of Verkhne—Uralsk and Magnitogorsk. They were recognized through reconstruction of the elements of large flexure -- folds displaced along strike slip faults. The amplitudes of horizontal displacements of blocks along these faults are: West-Kizel — 10 km; Yalay — 10 km., and Magnitogorsk — Uchalinsk — 12-14 km. The iron-ore deposit Little Kuybas is believed to be displaced northwards by an eastern wing of the deposits of the towns of Magnitnaya and Dalnaya). Especially large strike-slip faults, exceeding in places 100 kilometres, are observed along the boundaries of large structure-facies zones. In all submeridional strike-slip faults only left lateral movements of blocks are established. This was determined by both direct and indirect features Especially intensive strike-slip fault movements occurred during the late Paleozoic and Mesozoic.

Ural Complex Survey Expedition
Sverdlovsk

УДК 551.24 + 553.492.1 (234.851)

Е. С. ГУТКИН, Ю. М. РОДЧЕНКО

ТЕКТОНИКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ СЕВЕРОУРАЛЬСКИХ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первостепенное значение структурного анализа при изучении эндогенных рудных месторождений является общепризнанным. Что касается осадочных месторождений полезных ископаемых, в частности бокситов, то этот метод при их изучении используется, на наш взгляд, недостаточно.

В последние годы при разведке и эксплуатации Североуральских бокситовых месторождений накоплен большой фактический материал по тектоническому строению месторождений и рудных полей. Обобщение этого материала представляет значительный теоретический и практический интерес.

Североуральский бокситовый бассейн располагается в северной части Зеленокаменного синклиория, где А. В. Пейве (1947) выделил три крупные тектонические структуры: срединное Петропавловское поднятие, западный Кумбинский и восточный Турьинский прогибы (рис. 1). В дальнейшем эти зоны были прослежены Н. А. Штрейсом (1951) в пределах всей зеленокаменной полосы Урала.

Позднее С. М. Андронов (1961), анализируя комплекс фауны из покровской свиты Кумбинской зоны, установил ее возраст не моложе уинлока, на основании чего пришел к заключению об отсутствии здесь прогиба. По мнению С. М. Андропова, в пределах рассматриваемого района следует выделять лишь две зоны: Петропавловскую и Турьинскую. Точное положение выделяемых структурно-фациальных зон в литературе еще не обосновано. Поэтому мы сохраняем районирование, которое было сделано А. В. Пейве и Н. А. Штрейсом в опубликованных ими работах.

Независимо от количества структурных зон и их положения относительно друг друга в девоне, необходимо признать, что для геологической истории района Североуральского бокситового бассейна в палеозое характерно наличие блоковой тектоники, что, в свою очередь, в той или иной мере накладывает определенный отпечаток на характер фаций в каждой из структур. Вполне однозначно, на наш взгляд, в настоящее время решен вопрос о резком различии девонских фаций в Петропавловской и Турьинской зонах: в первой отлагались преимущественно карбонатные породы, главным образом их рифовые фации, в то время как в Турьинской концентрировался вулканогенно-осадочный материал. Что касается Кумбинской зоны, то, как установлено С. М. Андроновым (1961), здесь нет девонских осадков: были ли они в дальнейшем размыты, либо в этой зоне вообще не накапливались из-за ее приподнятого положения в девоне сказать трудно. В обоих случаях это свидетельствует против существования здесь погруженной зоны. Это обстоятельство затрудняет сопоставление девонских отложений Петропавловской и Кумбинской зон.

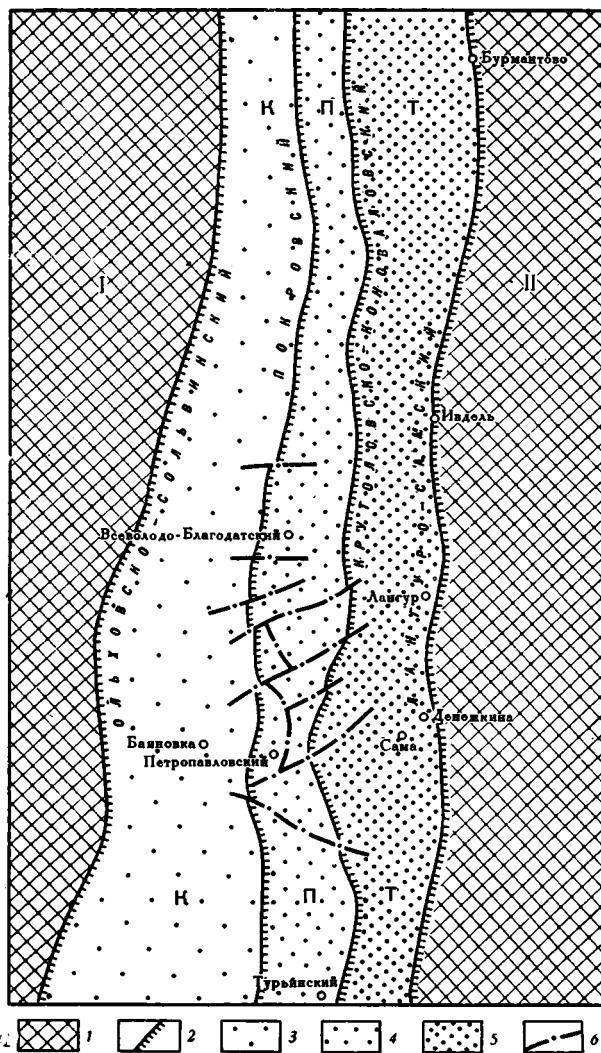


Рис. 1. Тектоническая схема восточного склона Северного Урала (по А. В. Пейве, с некоторыми изменениями и дополнениями)

1 — области поднятий: Центрально-Уральское (Г), Исетско-Салдинское (II); 2 — глубинные разломы; 3 — Кумбинская зона (К); 4 — Петропавловская зона (П); 5 — Турьинская зона (Т); 6 — главные дорудные сбросы Североуральского бокситового бассейна

Границами трех выделенных тектонических структур являются региональные разломы, протягивающиеся в субмеридиональном направлении. Кумбинская зона на западе отделяется от метаморфической толщи осевой части Урала по разлому, который известен под названием Ольховско-Сольвинского. В исследованном районе указанный разлом прослеживается восточнее устья р. Ольховки на юге, западнее сопки Кривинской, затем через устье р. Сольвы поворачивает на северо-восток, протягиваясь почти параллельно р. Шегульта на севере района. Еще дальше, к северу от р. Сольвы, указанный разлом протягивается в меридиональном направлении к западу от хребта Шемур.

С востока Кумбинская зона контактирует вдоль Покровского разлома с известняками Петропавловской зоны. Разлом протягивается в

пределах района от оз. Гальянова на юге через р. Колонгу близ устья р. Ортиной, д. Мостовую и через пос. Всеволодо-Благодатский и оз. Чашево далее на север. Вдоль этого разлома наблюдаются интрузии кварцевых диоритов (горы Введенская, Высотинская, Кедровая) и связанные с ними медные и другие гидротермальные рудопроявления.

Петропавловская зона ограничена с востока от Турьинского прогиба региональным разломом, который был назван А. В. Пейве (1947) Крутоловско-Коноваловским. В пределах района он четко фиксируется вблизи устья р. Коноваловка, в обнажениях р. Вагран недалеко от сопки Крутоловской, затем проходит немного выше устья р. Кальи, пересекает р. Сосьву, протягивается вдоль левого берега р. Шегультан и уходит дальше на север, за пределы рассматриваемого района. По Крутоловско-Коноваловскому разлому восточная Турьинская зона в современной структуре оказывается надвинутой на Петропавловскую. На широте бокситовых месторождений зона надвига изучена благодаря многочисленным пересечениям буровыми скважинами.

Турьинский прогиб ограничен с востока региональным разломом, который назовем Лангуро-Самским. Он протягивается по всей территории района (д. Денежкино, Лангур и др.), уходит далеко на север (г. Ивдель, Бурмантова и др.) и на юг, проходя восточнее г. Краснотурьинска, западнее г. Серова и далее по восточному склону Среднего Урала, где Н. А. Штрейс (1951) выделил Красноуральский прогиб, Тагильско-Исовское поднятие и Кабанский прогиб — структуры, являющиеся аналогами структур восточного склона Северного Урала.

Из выделяемых на Северном Урале тектонических структур Петропавловская зона изучена наиболее детально благодаря тому, что к ней приурочены бокситовые месторождения Ивдельского, Североуральского и Богословского бассейнов. Тектонический режим в пределах перечисленных бокситовых бассейнов не был одинаковым и вследствие этого мы имеем здесь различие в фациях вмещающих пород и в рудоносности месторождений. По-существу, на сегодняшний день промышленные месторождения бокситов известны только в пределах одного Североуральского бассейна.

Чтобы ответить на вопрос, почему именно Североуральский бокситовый бассейн является с точки зрения промышленной рудоносности наиболее перспективным, нам следует хотя бы кратко рассмотреть и сопоставить разрезы силурийских и девонских отложений Карпинского, Ивдельского и Североуральского районов. При составлении указанных разрезов, кроме собственных наблюдений, относящихся почти исключительно к Североуральскому району, были использованы материалы С. М. Андропова (1961), Л. Н. Князевой (1958) и др.

Девонские отложения в Карпинском районе залегают на эффузивных породах силура, среди которых М. Е. Ненахов выделяет среднюю и верхнюю порфиритовые толщи. В Североуральском бокситовом бассейне девонские осадочные породы залегают на сосьвинской свите, представленной туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфосланцами с порками диабазовых порфиритов и подчиненными прослойками темно-серых битуминозных и светло-серых рифогенных известняков, в которых С. М. Андронов (1961) определил верхнелудловскую фауну. Ниже сосьвинской свиты залегают темно-серые известняки с прослойками глинистых сланцев, песчаников и конгломератов. Эти отложения объединяются в колонгинскую свиту среднего лудлоу. Породы колонгинской свиты подстилаются светло-серыми и красноватыми рифогенными известняками воскресенской свиты (S_2^1).

В Ивдельском районе девонские осадки залегают на пироксен-плагноклазовых порфиритах и их туфах, туфогенных сланцах с редкими прослойками известняков, содержащих, по данным Л. Н. Князевой (1958), фауну верхнего лудлоу.

Таким образом, из рассмотрения комплекса пород готландия, подстилающего девонские бокситоносные осадки Северного Урала, видно, что на юге в Карпинском и на севере в Ивдельском районах условия осадконакопления были сходными. Здесь преобладали вулканогенные фации, представленные порфиритами и их туфами. В центральной же части региона, на площади Североуральского бассейна, условия накопления осадков были другими; здесь преобладают осадочные и туфогенно-осадочные фации карбонатных и терригенно-карбонатных пород.

В нижнедевонское время тектонический режим на указанных площадях изменился. В западной и восточной частях Карпинского района в кобленцское время накапливались обломочные породы, а в центральной части отлагались светло-серые рифогенные известняки. В жединский век здесь господствовал, по всей вероятности, континентальный режим.

В Ивдельском районе, в отличие от Карпинского, зафиксирована значительно бóльшая мощность (до 1000 м) светло-серых рифогенных известняков. Резкое различие в литологии и мощностях фаций на самом деле объясняется сходством тектонического режима. Это сходство заключается в том, что как в Карпинском, так и в Ивдельском районах мы имеем дело относительно активным тектоническим режимом, в первом случае с интенсивным поднятием и глубокой эрозией, сменявшимся опусканием и осадконакоплением, а во втором — с интенсивным опусканием и более мощным накоплением осадков. В Североуральском бассейне нижнедевонские осадки формировались в более спокойной тектонической обстановке: здесь не накопилась столь мощная, как в Ивдельском районе, толща известняков и здесь не проявилась такая глубокая эрозия пород, как в Карпинском районе.

В эйфельское время в Карпинском районе существовал, в основном, морской режим. Тектонические условия здесь часто менялись, свидетельством чего являются фациальные замещения светло-серых известняков темно-серыми известняками и известково-глинистыми сланцами. В это время здесь отчетливо проявился вулканизм, на что указывают широкое развитие туфогенных пород и прослойки порфиритов среди осадочных толщ. Разрез среднедевонских отложений Североуральского бассейна отличается от эйфельского разреза в Карпинском районе значительно бóльшим развитием рифогенных известняков и почти полным отсутствием вулканогенных образований. Условия накопления среднедевонских осадков в Ивдельском районе во многом сходны с условиями формирования девонских толщ в Карпинском районе.

Таким образом, из анализа тектонического режима в трех районах Северного Урала можно сделать вывод, что там, где этот режим отличался лабильностью и четким проявлением вулканизма, условия бокситообразования были неблагоприятными. Что касается бокситовых месторождений Североуральского бассейна, то они формировались при пассивном тектоническом режиме, и этот режим зафиксирован не только в отложениях, подстилающих рудные горизонты, но и в породах кровли, поскольку мы имеем здесь дело с определенной преемственностью или, иначе, унаследованностью тектонического режима на бокситовых месторождениях.

В районе Североуральского бокситового бассейна встречаются пликативные и дизъюнктивные тектонические формы. Первые, по сравнению со вторыми, пользуются более ограниченным распространением, и на форму, строение рудных залежей существенного влияния не оказали. Дизъюнктивные тектонические нарушения бассейна разделяются по возрасту на две группы: 1) дорудные и 2) пострудные (Пейве, 1947). Границами месторождений и рудных полей являются крупные дорудные тектонические нарушения типа сбросов и взбросов (см. рис. 1). Морфология главнейших дорудных тектонических структур бассейна была нами описана ранее (Гуткин, Родченко, 1965). В результате проявления

дорудной тектоники вся площадь бассейна была разбита на серию опущенных и приподнятых блоков. Ко времени бокситообразования вследствие дифференцированной скорости движения блоков и в результате процессов эрозии мощность светло-серых рифогенных известняков петропавловской свиты (почва рудной залежи) оказалась в разных блоках неодинаковой. Верхняя поверхность известняков петропавловской свиты ко времени рудоотложения была более или менее равной. Таким образом, внутренние структуры рудных полей обусловлены проявлением более поздних, пострудных тектонических движений. Это, конечно, не означает, что между дорудными и пострудными тектоническими структурами отсутствуют генетические связи. Напротив, изучение тектоники на площади бокситовых месторождений с полной уверенностью подтверждает высказанный А. В. Пейве (1947) вывод о том, что пострудные движения нередко являются унаследованными. По плоскостям смещений всех дорудных тектонических нарушений четко фиксируются и пострудные подвижки. В одном случае они повторяют направление дорудного смещения, а в другом меняют его на обратное.

Принятой в настоящее время сетью геологоразведочных скважин с расстоянием между выработками 100, 150, 200 и 400 м вскрываются тектонические нарушения с амплитудой смещения от 20 и более метров. В пределах рудных полей бассейна геологоразведочными выработками в настоящее время зафиксировано более 240 пострудных тектонических нарушений. Морфологию этих структур можно себе представить из рассмотрения тектонических схем (рис. 2, 3, 4), где указаны направление, угол падения плоскости сместителя и амплитуда пострудного смещения (h) для каждого из тектонических нарушений. Приподнятые и опущенные блоки в пределах рудных полей заштрихованы разной густотой линий, и их положение относительно друг друга показано знаками + (приподнятый блок) и - (опущенный блок). Иногда целая серия сбросов и взбросов более низкого порядка располагается вблизи крупных тектонических нарушений. Указанная связь между тектоническими нарушениями и приуроченность мелких нарушений к более крупным, обычно дорудным структурам свидетельствует об унаследованности развития структур.

При анализе пострудных тектонических структур, выявленных при разведке бокситовых месторождений бассейна, выделяется несколько

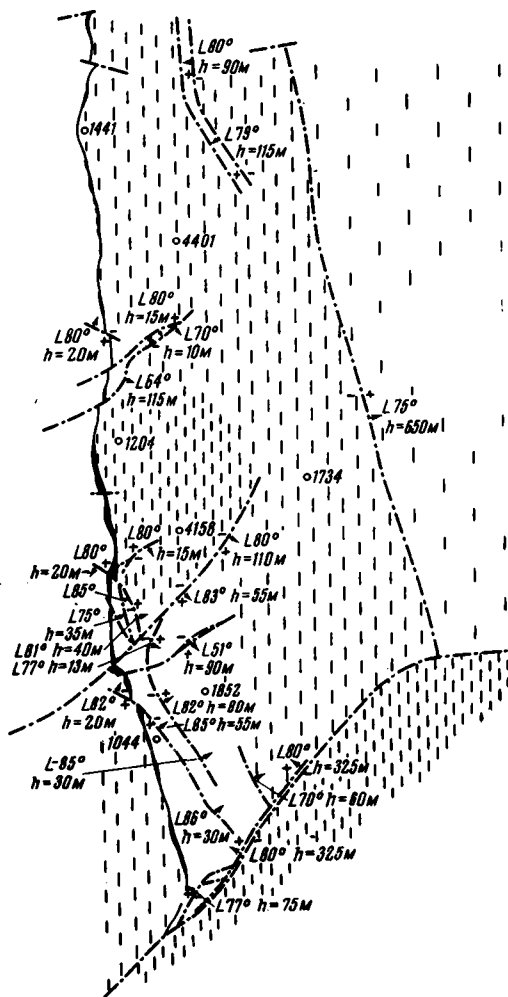


Рис. 2. Схема тектоники северной части Североуральского бокситового бассейна

систем нарушений: *a*, *b* и *c*. В систему *a* объединяются тектонические нарушения с падением плоскостей сместителя на северо-запад. Другая, сопряженная этой системе (система *b*), объединяет нарушения северо-восточного направления. Наконец, мы выделяем и третью систему, близкую к широтному направлению,— систему *c*. На разных бокситовых месторождениях бассейна четкость проявления этих систем не одинаковая. В северной части бассейна наиболее четко фиксируются много-

численные нарушения системы *b*, менее четко системы *a* и совсем плохо проявляются нарушения системы *c* (рис. 5, IV). Примерно такое же положение сохраняется для тектонических нарушений центральной части бассейна, правда, здесь существенно изменяется направление выделенных систем, главным образом системы *b* и *c* (рис. 5, V). Наибольшие отличия в направлении тектонических структур наблюдаются в южной части бассейна на месторождении Красная Шапочка (рис. 5, VI). Здесь изменяется не только направление систем, главным образом системы *c*, но совсем по-другому проявляются эти системы. Если тектонические нарушения системы *a* в северной и центральных частях бассейна многочисленны и проявляются достаточно четко, а система *c* выражена слабо, то в южной части бассейна лишь незначительное количество нарушений может быть

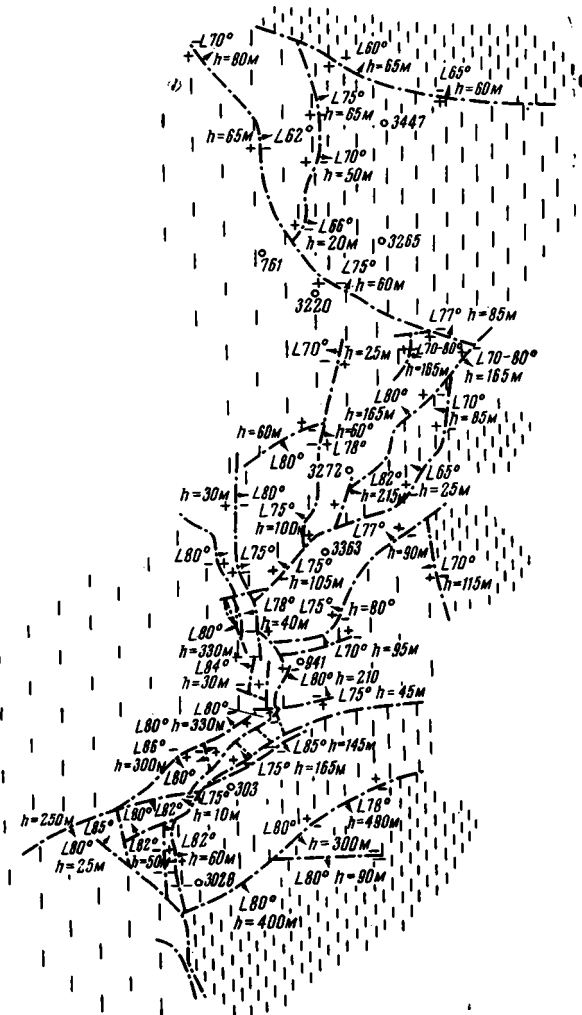


Рис. 3. Схема тектоники центральной части Североуральского бокситового бассейна

отнесено к системе *a*, в то время как четко проявляется система *c*. Что касается тектонических нарушений системы *b*, то они более или менее определенно фиксируются на всех месторождениях бассейна.

Анализируя углы падения плоскостей смещения тектонических нарушений, замечаем, что почти все они имеют крутое падение в пределах 65 и 85°. На бокситовых месторождениях северной части бассейна подавляющее большинство нарушений имеют плоскости падения с углами 75—85°, одно тектоническое нарушение с углом падения плоскости сместителя 65° и четыре нарушения с углами падения 50°. В центральной части бассейна подавляющее большинство нарушений также имеет крутые углы падения, 75—85°. Однако здесь, в отличие от северной части

бассейна, довольно часто встречаются нарушения и с меньшими углами падения, от 60 до 75°. В южной части бассейна, кроме крутых углов падения 75—85°, встречаются тектонические нарушения, плоскости которых падают под углами 45—65°. Когда речь идет о тектонических нарушениях, зафиксированных геологоразведочными скважинами, следует иметь в виду, что непосредственных замеров углов падения плоскостей смещения мы здесь, как правило, не имеем. Плоскости падения отстраиваются на разрезах с учетом полученных данных по соседним скважинам. При существующей густоте разведочных скважин такой способ построения дает точность для угла падения обычно в пределах 10—15°.

Интенсивность пострудных тектонических движений определяется главным образом величиной смещения, их амплитудой. Кроме того, при характеристике интенсивности тектоники в какой-то мере следует учитывать и количество нарушений. Максимальное количество нарушений, зафиксированных буровыми скважинами, установлено на юге центральной части бассейна, а максимальная амплитуда (по средней величине) — на севере центральной части бассейна.

При изучении морфологии внутренних тектонических структур рудных полей Североуральского бокситового бассейна обращает на себя внимание характерная особенность, проявляющаяся в том, что образованные пострудной тектоникой блоки имеют, как правило, четкое асимметричное строение. Амплитуда смещения вдоль плоскости сбрасывателя не остается одинаковой.

В результате этого получается, что амплитуда приподнятого или опущенного крыла сброса в одной части нарушения может составлять несколько десятков метров, а в другой части этого же нарушения — 100 и более метров. В одних случаях, при резком различии амплитуды смещения вдоль плоскости сбрасывателя, асимметрия блоков выражается очень четко, а в других, когда эта разница невелика, нечетко. Встречаются также блоки, обычно небольшие по своим размерам, где асимметрия вообще не наблюдается. Асимметричное строение пострудных тектонических блоков является унаследованным. Вдоль плоскостей смещения крупных дорудных тектонических нарушений пострудные движения происходили либо в том же направлении, либо с обратным знаком, т. е. приподнятые в дорудное время блоки продолжали в пострудное время или подниматься, или же, наоборот, оказывались резко опущенными. Геологоразведочными буровыми работами четко фиксируются, как указывалось выше, не все тектонические нарушения. Мелкие нарушения с амплитудой смещения от одного до двух десятков метров и про-

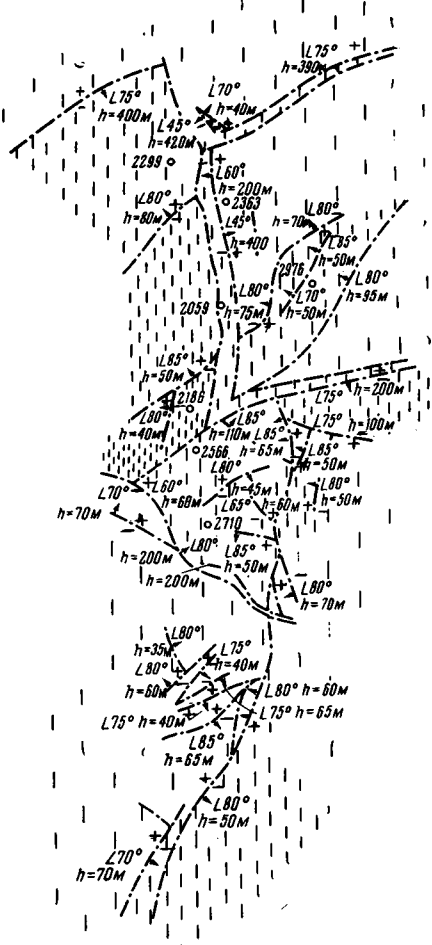


Рис. 4 Схема тектоники южной части Североуральского бокситового бассейна

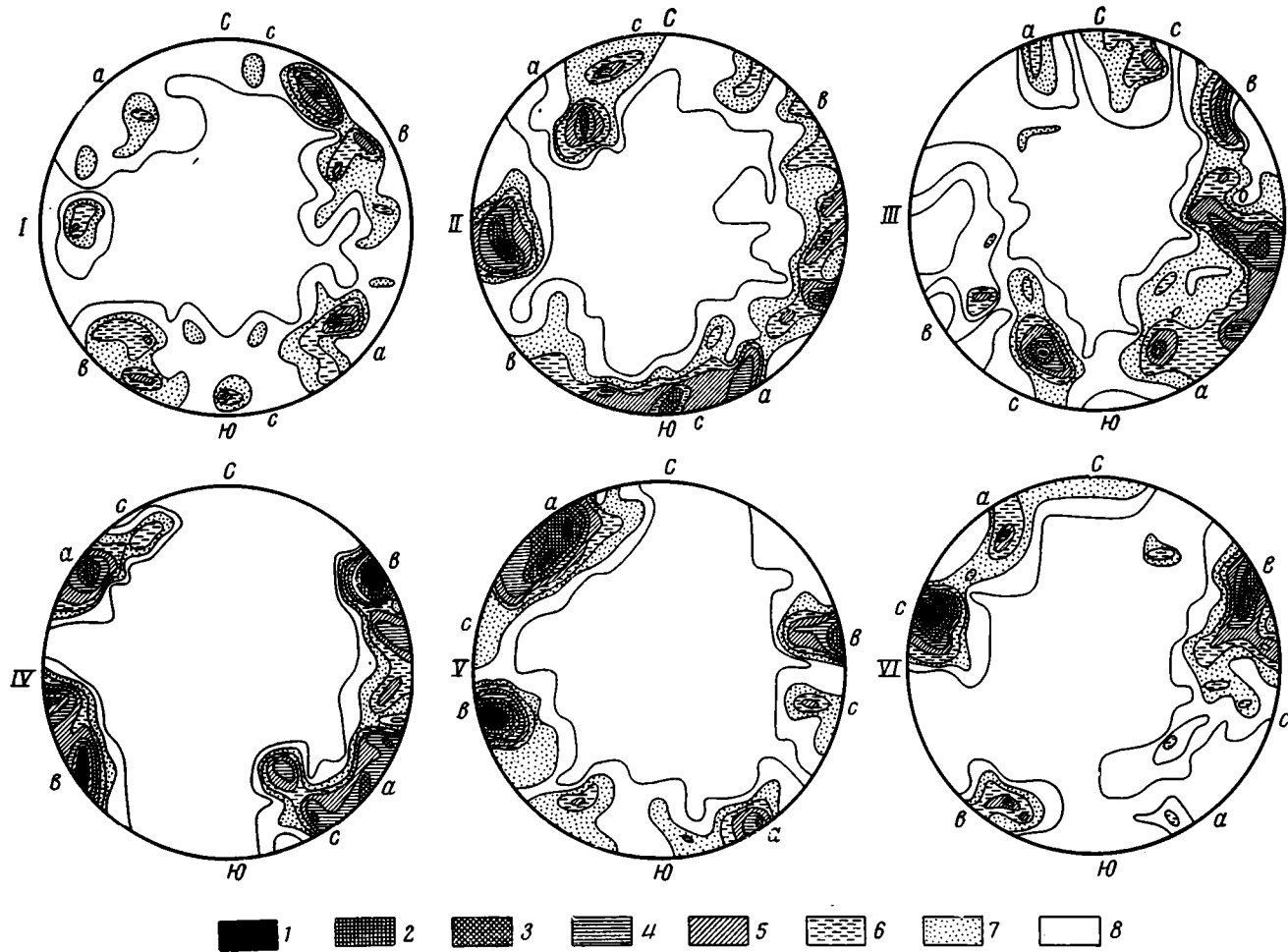
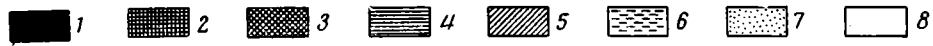


Рис. 5. Круговые диаграммы тектонических нарушений в изолиниях

I — 12-7%; 2 — 7-6%; 3 — 6-5%;
 4 — 5-4%; 5 — 4-3%; 6 — 3-2%;
 7 — 2-1%; 8 — 1-0%.
 I — тектонические нарушения северной части бассейна, вскрытые горно-эксплуатационными выработками; II — то же, центральной части; III — то же, южной части бассейна; IV — тектонические нарушения северной части бассейна, установленные геологоразведочными выработками; V — то же, центральной части; VI — то же, южной части бассейна, а, б с — системы нарушений



тяженностью 30—150 м удается четко проследить при документации подземных горно-эксплуатационных выработок. Изучение этих мелких тектонических структур имеет важное значение при проектировании горных работ, выборе системы отработки месторождений, расчете водопритоков в шахты, определении качества руд на небольших площадях и при решении других вопросов практического освоения месторождений.

Количество мелких тектонических нарушений, вскрываемых горно-эксплуатационными выработками, в три раза больше, чем нарушений, фиксируемых при проведении геологоразведочных работ. Морфология мелких тектонических структур в общем плане существенно не отличается от морфологии более крупных структур. Однако при детальном анализе мелких тектонических форм выявляются и существенные отличия их от более крупных структур. Прежде всего это касается пликативных форм складчатости. На графических материалах, отстроенных по результатам бурения геологоразведочных скважин, пликативные структуры отображаются редко, поскольку расстояние между выработками достигает 100, 150, 200 и 400 м, а формы складчатости не выходят за пределы нескольких десятков метров. По этой причине среди большинства исследователей укоренилось мнение, что плоскость рудного тела на границе с перекрывающими их осадками всегда является чрезвычайно ровной.

По отношению к значительным по своим размерам участкам этот вывод является правильным, но он не всегда применим при детальном изучении тектоники на небольших площадях, вскрываемых горно-эксплуатационными выработками. На геолого-маркшейдерских слоевых планах и разрезах по восстающим, составленным на основании детальных позабойных зарисовок в шахтах, нередко фиксируются пликативные формы складчатости. Развиваются они прежде всего в известково-глинистых сланцах, перекрывающих рудное тело. Мелкая складчатость образуется здесь как следствие неоднородной деформации по продольному и поперечному изгибам.

Складки продольного изгиба развиваются в надрудных сланцах благодаря наличию в них слоистости и, следовательно, механической анизотропии. Мелкая дисгармоничная складчатость, изредка наблюдаемая в надрудных сланцах, обязана своим происхождением прежде всего движению материала в пределах самого пласта. Поскольку здесь имеет место увеличение мощности отдельных слоев в шарнирной части складки, можно говорить о том, что в крыльях складки материал должен был «течь» по направлению к шарниру (Пэк, 1960).

К складкам поперечного изгиба следует отнести «задираие» слоев около плоскостей тектонических нарушений, а также флексуры, образуемые при небольших перемещениях соседних участков без разрыва сплошности пород. Такие складки и флексуры иногда фиксируются в надрудных сланцах вблизи тектонических нарушений, вскрываемых горно-эксплуатационными выработками. В возникающих при этом ослабленных и раздробленных зонах начинается активная циркуляция грунтовых вод, что приводит, с одной стороны, к еще большему физическому разрушению пород, а с другой — к ухудшению качества руд за счет их разубоживания и изменения.

Описанные выше пликативные формы складчатости в общем имеют резко подчиненное распространение по сравнению с мелкими дизъюнктивными структурами типа сбросов, взбросов, надвигов. В северной части бассейна горно-эксплуатационными выработками в настоящее время зафиксировано 62 мелких тектонических нарушения.

Большинство из них имеет крутые углы падения плоскостей сбрасывателя в пределах от 65 до 85°. Только в одной трети тектонических нарушений зафиксированы углы падения меньше 65°, а одно нарушение

имеет пологий угол падения плоскости сместителя — 25° . В центральной части бассейна зафиксировано 109 тектонических нарушений, подавляющее большинство которых также имеет очень крутые углы падения плоскостей сбрасывателя. В южной части бассейна из 96 мелких тектонических структур 23 нарушения имеют углы падения плоскостей сбрасывателя в пределах $45\text{--}65^\circ$, три нарушения с пологими углами $40\text{--}43^\circ$, а остальные нарушения — с очень крутыми углами, $65\text{--}85^\circ$. Анализ мелких тектонических структур показывает, что среди них, как и среди более крупных пострудных нарушений, выделяются те же три системы: *a*, *b* и *c*. В отличие от более крупных структур, здесь все указанные системы проявляются менее четко, разброс тектонических нарушений фиксируется в большем диапазоне (см. рис. 5. I, II, III). Объясняется это, по всей вероятности, тем, что хотя тектоника на бокситовых месторождениях является унаследованной и мелкие структуры генетически связаны с более крупными, тем не менее, каждый новый этап складчатости приводил не только к обновлению уже существовавших нарушений, но и к появлению среди жестких пород-известняков большого количества новых, оперяющих сколов и трещин.

Остановимся на описании еще более распространенных нарушений сплошности пород — мелкой трещиноватости в рудном теле и вмещающих его известняках. Массовые замеры трещины производились в подземных горных выработках и по обнажениям на дневной поверхности Б. А. Вольхиным (1963), исследовавшим вопросы горного давления при камерно-столбовой системе разработки Североуральских бокситовых месторождений. На отдельных участках площадью $12\text{--}15\text{ м}^2$ замерялись все имеющиеся трещины; при этом фиксировались их азимуты простираения, углы падения и количественное распределение на единицу площади. По данным съемки, на стереографической сетке отстраивались розы-диаграммы в секторе с длиной дуги 30° . По полученным диаграммам определялись основные системы трещин. Б. А. Вольхин выделяет две системы трещин: 1) кососекущую и 2) систему трещин, близкую к меридиональной. В рудном теле подавляющее большинство кососекущих трещин имеют азимут простираения в пределах от 95 до 125° и крутые углы падения $50\text{--}85^\circ$. В темно-серых известняках кровли рудной залежи трещины этой системы имеют, в основном, азимут простираения $125\text{--}155^\circ$ при тех же крутых углах падения, $55\text{--}85^\circ$.

Вторая система трещин в рудном теле простирается в пределах $165\text{--}195^\circ$, а углы падения составляют от 30 до 85° , причем резко преобладают трещины с крутыми углами падения. В известняках кровли рудной залежи трещины этой системы имеют азимут простираения $200\text{--}225^\circ$ при крутых углах падения (от 53 до 88°).

Кроме указанных двух систем трещин, в рудном теле и покрывающих его известняках, как отмечает Б. А. Вольхин (1963), встречаются трещины, простираение которых очень близко или совпадает с первичной слоистостью, а падение — со средним углом падения бокситовой залежи и вмещающих пород.

Действительно, анализ диаграммы трещиноватости показывает, что здесь мы имеем дело не только с двумя системами, а с трещинами, которые не укладываются даже в три системы. Простираение подавляющего большинства трещин в основном совпадает с простираением более крупных тектонических структур, фиксируемых при разведке и при эксплуатации месторождений. Этот факт свидетельствует о том, что мы имеем дело здесь с трещинами тектонического происхождения, возникшими, как и другие дизъюнктивные нарушения, в период проявления складчатости. Однако, кроме таких трещин, которые могут быть объединены в системы *a*, *b*, *c*, имеются и трещины другого происхождения.

Зная элементы залегания тектонических нарушений главных систем, представляется возможность графически определить направления осей главных растягивающих нормальных напряжений (σ_1) и главных сжимающих нормальных напряжений (σ_3). Линия же пересечения двух связанных сопряженных поверхностей скалывания будет средней осью главных нормальных напряжений — проекция точки пересечения этой оси с верхней полусферой — σ_2 . Отстроенные по способу М. В. Гзовского (1954) ориентировки осей напряжений по сопряженным поверхностям скалывания приводятся на рис. 6.

Таким образом, при изучении тектоники рудных полей Североуральского бассейна могут быть выделены три системы нарушений, плоскости двух из которых являются взаимосвязанными, сопряженными поверхностями скалывания. В строении рудных полей участвуют тектонические нарушения первого порядка — крупные нарушения протяженностью до 5—10 км (обычно дорудного происхождения); второго порядка — крупные пострудные нарушения, фиксируемые геологоразведочными скважинами; третьего порядка — небольшие пострудные нарушения, вскрываемые при эксплуатации месторождений и, наконец, четвертого порядка — мелкие трещины в рудном теле и вмещающих его известняках.

При большом объеме поисково-разведочных работ на бокситы, проведенных в последние годы на Северном Урале, мало обращалось внимания на выявление крупных дорудных тектонических структур, являющихся

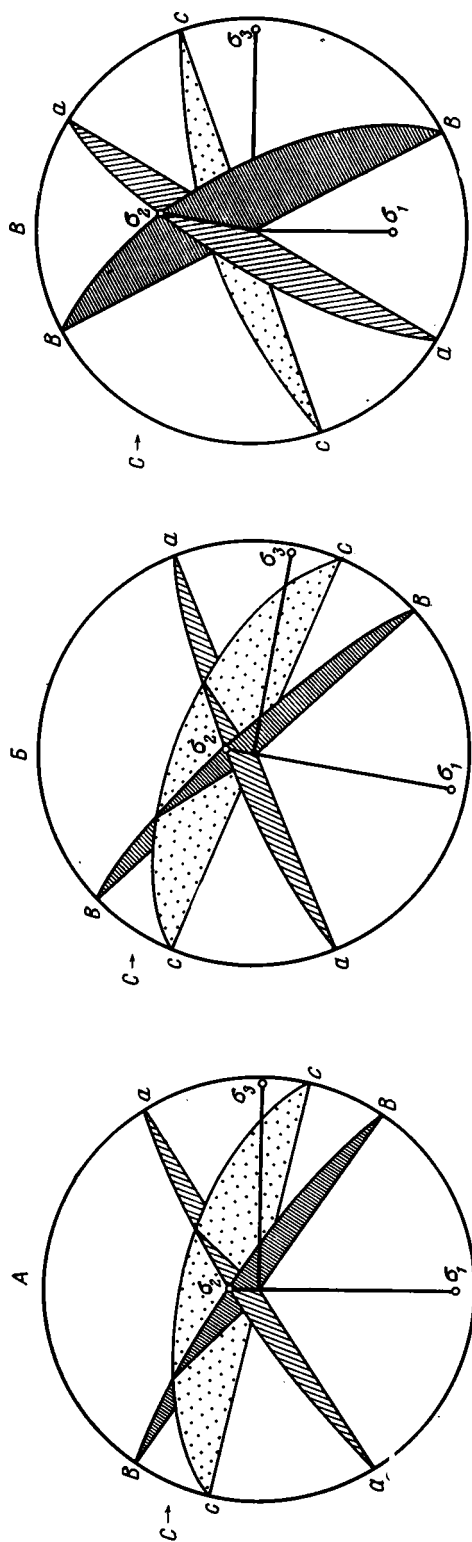


Рис. 6. Пространственные диаграммы ориентировки осей напряжений по сопряженным поверхностям скалывания
 А — Северная часть бассейна; В — Центральная часть; С — Южная часть; а, б, с — системы нарушений

ся рудоконтролирующими структурами. По этой причине некоторые бокситовые месторождения, например Ивдельского района, оказались переразведанными.

Задача поисковых работ на бокситы состоит прежде всего в том, чтобы с помощью структурно-фациального анализа и стратиграфических критериев выявить благоприятные структуры, а не производить бурения скважин по густой сети везде, где в разрезе фиксируются известняки.

Трудно переоценить значение структурного анализа при разведке и эксплуатации бокситовых месторождений. Выявление опущенных и поднятых тектонических блоков позволяет оценить перспективы рудоносности отдельных участков месторождений, выбрать наиболее рациональную методику разведки и наиболее обоснованный способ подсчета запасов. Важнейшее значение приобретает изучение тектоники при эксплуатации бокситовых месторождений. Известны, например, исключительно сложные гидрогеологические условия эксплуатации Североуральских месторождений. Они обусловлены широким развитием карстующихся известняков, наличием среди них сбросов, взбросов и трещин. Водопритоки в шахты во многом зависят от количественного распределения тектонических нарушений в пределах рудных полей. Наконец, выяснение горно-тектонических условий эксплуатации, выбор наиболее рациональной системы обработки и другие важные вопросы также не могут быть решены без привлечения материалов по изучению тектоники месторождений.

Литература

- Андронов С. М. Некоторые представители семейства Pentameridae из девонских отложений окрестностей г. Североуральска. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 55, Изд-во АН СССР, 1961.
- Вольхин Б. А. Причины самообрушений кровли в камерах Североуральских бокситовых рудников. Изв. вузов, Горный журнал, № 5, 1963.
- Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1954.
- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. Тектоника Североуральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Князева Л. Н. Результаты изучения бокситовых месторождений Северного Урала и дальнейшее направление поисковых работ. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6, 1958.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Гэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. В кн.: «Структуры рудных полей и месторождений», Госгеолтехиздат, 1960.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3. Изд-во АН СССР, 1951.

Североуральская комплексная
геологоразведочная экспедиция
г. Североуральск

Статья поступила
23 июля 1965 г.

YE. S. GUTKIN, Yu. M. RODCHENKO

TECTONIC OF NORTH URAL BAUXITE DEPOSITS

The present-day structural pattern of North Ural bauxite deposits is due to the post-ore tectonic dislocations. An analysis of these dislocations shows three systems of joints. The directions of tension and compressive stresses are graphically determined by the position of those systems.

North Ural Complex Geological
Prospecting Expedition

УДК 551.24(471.1)

Р. А. ГАФАРОВ**ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ ФУНДАМЕНТА
СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ****ВВЕДЕНИЕ**

Проблемы тектоники северной окраины Восточно-Европейской платформы за последние годы рассматривались многими исследователями (Богданов, 1964; Варсанофьева, 1961; Журавлев, 1964; Херасков, 1963; Шатский, 1964; Stille, 1958 и др.). Однако некоторые основные особенности ее строения и до настоящего времени трактуются неоднозначно. Среди еще недостаточно изученных вопросов одними из сложнейших остаются проблемы положения и природы северной (северо-восточной) границы Восточно-Европейской платформы, природы и характера структурных форм рифейских образований Тимана, а также возраста складчатого фундамента Большеземельской тундры и Баренцева моря.

Успехи изучения геологии рифея Тимана, п-овов Канина и Рыбачьего, данные региональных геофизических исследований, а также материалы геологии Баренцева моря позволяют в настоящее время подойти более определенно к решению названных вопросов тектоники севера Восточно-Европейской платформы.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ТИМАНА
И ПОЛУОСТРОВОВ КАНИНА И РЫБАЧЬЕГО**

В пределах северо-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы вдоль Тиманского кряжа и на п-ове Канин обнажаются рифейские складчатые образования фундамента, представленные сланцами различной степени метаморфизма, кварцитами, песчаниками и доломитами, мощность которых на Среднем Тимане (Четласский камень) превышает 13,5 км (Журавлев, 1964; Разницын, 1964). Западная граница развития рифейских складчатых образований Тимана на стыке их с эпикарельским блоком Восточно-Европейской платформы выражена протяженной региональной системой кулисообразно подставляющих друг друга разломов (Журавлев, 1964).

Важным достижением последних лет следует считать установление отчетливой тектонической зональности рифея Тимана, обуславливающей значительные различия степени метаморфизма и характера дислоцированности этих толщ (Журавлев, 1964; Цзю, 1964). При этом более древние, но менее метаморфизованные и сравнительно полого залегающие складчатые толщи рифея приурочены к западной краевой полосе миогеосинклинальной зоны Тимана. В то же время восточнее последней и параллельно ей прослеживается широкая полоса в составе той же миогеосинклинальной зоны, сложенная более молодыми свитами рифейского складчатого фундамента, представленного здесь сильно метаморфизо-

ванными и интенсивно дислоцированными сланцами, которые прорваны многочисленными интрузиями (Ивенсон, 1960). Сильно метаморфизованные породы фундамента восточной полосы вскрыты скважинами в юго-восточном Притиманье (с. Кишино) и протягиваются далеко на северо-запад к выходам сланцев Северного Тимана и п-ова Канин.

Прямым северо-западным продолжением зоны Тимана и п-ова Канин являются рифейские складчатые образования п-овов Рыбачьего и Варангер, где они представлены мощными толщами терригенных пород. В пределах площади распространения рифея п-овов Рыбачьего и Среднего и острова Кильдин Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (1960) выделили две структурно-фациальные зоны — внутреннюю и внешнюю, разделенные разломом и отличающиеся друг от друга характером разреза, степенью метаморфизма пород и их дислоцированности. Новые важные материалы о тектонике и структурно-фациальной зональности рифейских отложений п-овов Среднего и Рыбачьего, а также их магнитометрической характеристики были получены автором во время полевых исследований в 1964 г.

Внутренняя зона, примыкающая к карелидам Балтийского щита и охватывающая п-ов Средний и остров Кильдин, отличается сравнительно спокойным залеганием обломочных пород кильдинской и волоковой серий, полого наклоненных на север под углом 10—12°. Однако, как было отмечено Н. М. Чумаковым и автором, вдоль разлома, разделяющего внутреннюю и внешнюю полосы, породы рифея часто смяты в крутые, опрокинутые на юго-запад складки, несомненно сформировавшиеся в условиях бокового сжатия в сторону Балтийского щита.

Внешняя зона, охватывающая п-ов Рыбачий, резко отличается от внутренней значительно большим метаморфизмом отложений, повсеместным присутствием кровельных и аспидных сланцев и широко развитым региональным кливажом. Общий наклон рифейских отложений к северо-востоку усложняется складками второго порядка, обычно опрокинутыми на юго-запад. При этом интенсивность складчатости резко усиливается к северо-востоку, вкrest простирания складчатых структур. Важно также подчеркнуть, что толщи сланцев и кварцитов п-ова Рыбачьего отличаются ритмичным строением, представляя в целом отчетливо выраженный цикл седиментации (Сергеева, 1964), характерный для флишевой формации, и несомненно являются геосинклинальными образованиями.

Весьма близкие по строению и составу геосинклинальные толщи позднего докембрия развиты на п-ове Варангер (Хольтедаль, 1957, 1964), где на юге они лежат сравнительно полого, но по направлению к северу степень дислоцированности их резко возрастает. На северо-западе п-ова Варангер отложения позднего докембрия ограничиваются надвигами складчатой зоны норвежских каледонид.

По типу формаций, степени метаморфизма и характеру складчатости отложения внешней зоны п-овов Рыбачьего и Варангер несомненно являются образованиями миогеосинклинальной зоны байкалид и не могут считаться, как принимают многие исследователи, формациями краевого прогиба (Атласов и др., 1964) или авлакогена (Шатский, 1964). Характерно, что так же как и на Тимане, внутренние части миогеосинклинальной зоны байкалид п-ова Рыбачьего отделены от приплатформенной части (п-ов Средний, о-в Кильдин) крупным взбросо-надвигом.

Рифейские складчатые образования п-овов Варангер, Рыбачьего и Канин, а также Тимана сходны по составу и возрасту с рифеем Полудова Камня и Башкирского поднятия на западном склоне Урала, продолжая миогеосинклинальную зону доуралид. В то же время они резко отличаются по типу формаций и метаморфизму пород от позднего докембрия западного склона и центральной части Северного Ура-

ла, где к северу от Полюдова камня обнажается уже лишь эвгеосинклинальная зона байкалит, сложенная мощными осадочно-вулканогенными образованиями (Журавлев и др., 1965; Херасков, 1964).

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Как показали данные аэромагнитной съемки (Гафаров, 1963), магнитное поле северной части платформы к юго-западу от Тимана характеризуется обширными областями мозаичных аномалий, которые разделены и опоясаны зонами линейных максимумов и минимумов, непосредственно увязывающихся по простирацию с системами аномалий Балтийского щита. В то же время Тиман и Печорская синеклиза характеризуются иными типами аномальных магнитных полей и охватываются соответственно региональным Канино-Тиманским минимумом и зоной полосовых аномалий Большеземельной тундры, образующими общую систему северо-западных простираций.

Основные зоны магнитных аномалий восточной части Балтийского щита, соответствующие Беломорскому массиву архея, Карельской и Кольской зонам карелид, прослеживаются с тем же простираением далеко к юго-востоку от выходов складчатого докембрия, отражая их продолжение под платформенным чехлом.

На простирании Карельской складчатой зоны Балтийского щита лежит дугообразная Онего-Вагская зона погребенных карелид. Погребенным продолжением Беломорского массива архея с его пониженным мозаичным магнитным полем является обширный Северо-Двинский массив. Наконец, прямым продолжением Кольской складчатой зоны карелид Балтийского щита служит ярко выделяющаяся Мезенско-Вычегодская зона погребенных карелид, прослеживающаяся в юго-западном Притиманье до верховий рек Вычегды и Камы.

Метаморфические сланцы Тимана и п-ова Канин, являющиеся практически немагнитными образованиями, на всем его протяжении отмечаются Канино-Тиманским региональным минимумом магнитного поля, который охватывает и западную половину Печорской синеклизы до Печорского вала на северо-востоке, указывая таким образом, что фундамент этой области сложен аналогичными сланцами. На юго-востоке, в районе Полюдова Камня, региональный Канино-Тиманский минимум магнитного поля соединяется с Западно-Уральским региональным минимумом, который приурочен к рифейским образованиям миогеосинклинальной зоны доуралид (бассейн рек Косьвы и Усьвы, Башкирское поднятие).

На северо-западе, на прямом продолжении регионального магнитного минимума Тимана и п-ова Канин располагается Кильдинско-Рыбачьинская полоса пониженного магнитного поля.

Таким образом, в магнитном поле севера Восточно-Европейской платформы очень ярко вырисовывается в виде обширного полосового минимума миогеосинклинальная зона дислоцированных мощных толщ рифея в составе байкалит, окружающих эпикарельскую платформу.

Западная граница развития рифейских складчатых образований Тимана и п-ова Канин и их сочленение с карелидами Мезенско-Вычегодской зоны отмечается резкой сменой Канино-Тиманского регионального минимума полосовыми магнитными максимумами юго-западного Притиманья. Аналогичным образом пониженное магнитное поле п-ова Рыбачьего сменяется на юго-западе полосовыми магнитными максимумами северного берега Кольского п-ова и п-ова Среднего.

Важно подчеркнуть, что на всем протяжении эта граница разнородных магнитных полей имеет ступенчатый, угловатый характер, вырисовывая собой систему эшелонированных, кулисообразно подставляющих

друг друга разломов типа крупных взбросо-надвигов, представляющих собой краевые швы эпикарельской Восточно-Европейской платформы (Журавлев, 1964). Характерно, что взбросо-надвиг, ограничивающий серию п-ова Рыбачьего с юго-запада, продолжает далеко на северо-западе эту систему разломов, видимо резко проявившихся в процессе байкальской складчатости, в условиях интенсивного бокового сжатия в сторону эпикарельской платформы.

Характер магнитного поля восточной части Канино-Тиманского регионального минимума отчетливо указывает на то, что фундамент этой западной части Печорской синеклизы образован мощной серией метаморфических сланцев, пронизанных разнообразными интрузиями и являющихся прямым юго-восточным продолжением Канино-Северо-Тиманской полосы глубоко метаморфизованных и дислоцированных сланцев и магматических пород (Ивенсон, 1960).

Таким образом, в региональном магнитном поле Канино-Тиманского максимума ярко отображается тектоническая зональность рифейских метаморфических образований Тимана и фундамента смежной части Печорской синеклизы, которая установлена в обнаженной части Тимана по геологическим данным.

Анализ формаций, метаморфизма, магматизма, структурных форм рифейских образований и региональной геофизической характеристики Тимана со всей очевидностью показывают, что они являются образованиями миогеосинклинальной зоны обширной геосинклинальной системы, связанной с глубинными частями земной коры, и не могут относиться к платформенным формациям авлакогена (Шатский, 1964). На юго-востоке миогеосинклинальная зона Тимана увязывается по простиранию с миогеосинклинальной зоной доуралид Уральской складчатой системы, что хорошо подтверждается сходством метаморфических толщ рифея Тимана и западного склона Урала (Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965). Структурные связи этих зон четко отображаются и в региональном магнитном поле в виде соединения Тиманского и Западно-Уральского региональных минимумов в районе Полюдова камня.

Обширная зона магнитных полосовых аномалий Большеземельской гундры, Предуралья и западного склона Урала образуют совместно с Канино-Тиманским минимумом общую систему аномалий северо-западного простирания. Важно подчеркнуть, что линейные максимумы Большеземельской зоны и разделяющие их полосовые минимумы магнитного поля на юго-востоке непосредственно связаны по простиранию с аномалиями Западного склона Урала.

Некоторые чисто внешние черты сходства магнитного поля Большеземельской зоны с аномалиями внутренних районов эпикарельской платформы дают основание некоторым исследователям присоединиться к давно высказанным А. П. Карпинским (1919) представлениям о существовании в Большеземельской тундре древнего погребенного массива Пыткова камня.

Гипотеза о существовании древней глыбы Пыткова камня, Большеземельского массива и т. д., по мнению ряда авторов (Залипухин, 1963; Разницын, 1964; Цю, 1964), как будто бы просто и естественно объясняет двойной поворот герцинской складчатой системы Полярного Урала и Пай-Хоя. Однако важно подчеркнуть в связи с этим, как отмечал Н. С. Шатский (1935) еще в 1935 г., что для объяснения дугообразного изгиба Полярного Урала и Пай-Хоя нет необходимости прибегать к гипотезе наличия жесткой глыбы Пыткова Камня, так как аналогичные изгибы могут проявляться в зависимости от структуры основания сминаемой складчатой зоны. Эти соображения Н. С. Шатского были затем развиты Н. П. Херасковым (1963).

Обоснование архейско-раннепротерозойского возраста фундамента Большеземельской тундры основано лишь на кажущемся сходстве

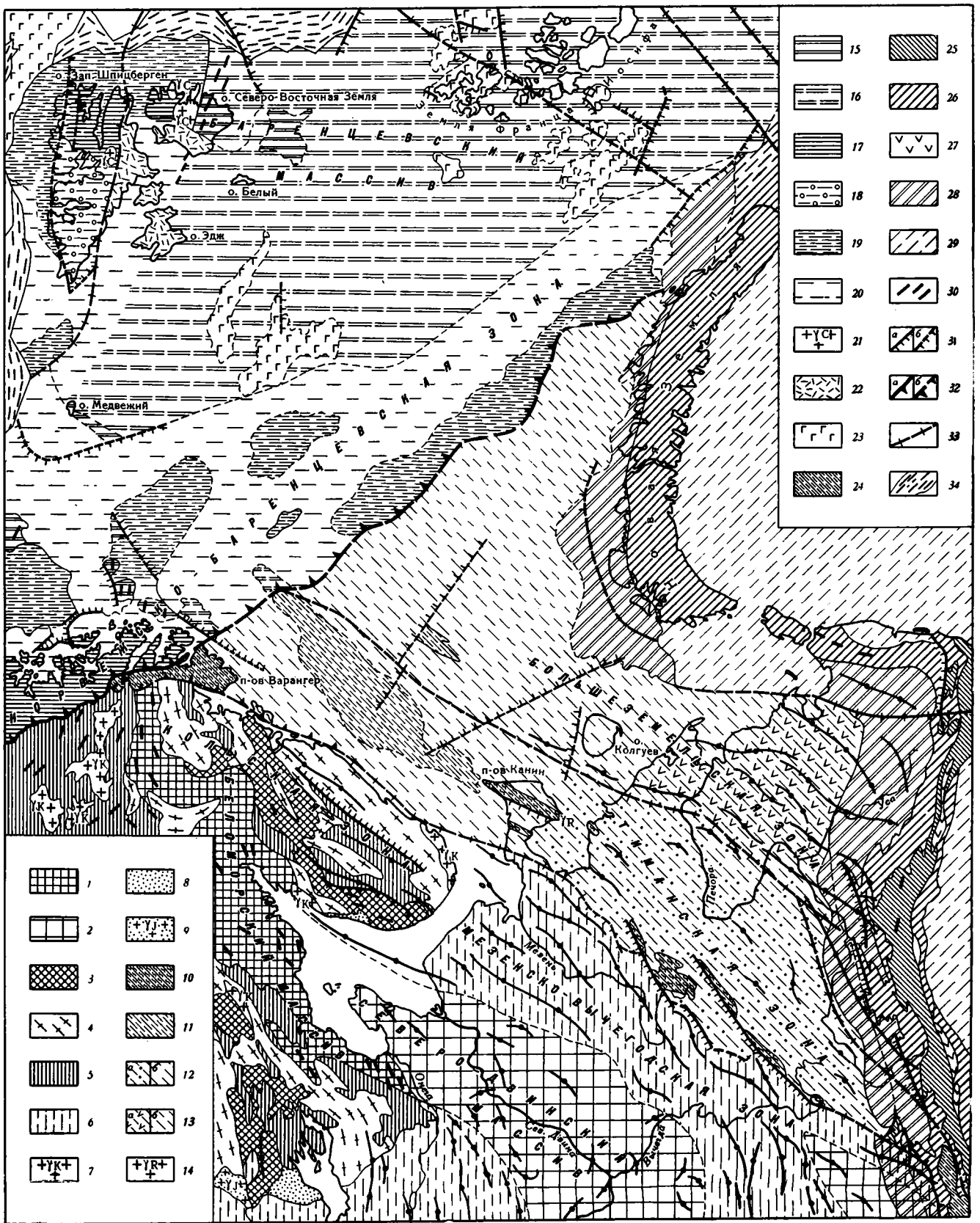


Схема тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы. Составил Р. А. Гафаров, 1965

Область архейской складчатости: 1 — архейские массивы, выходящие на поверхность; 2 — архейские массивы, покрытые платформенным чехлом. Область карельской складчатости: 3 — архейские массивы, переработанные карельской складчатостью; 4 — докарельские гранитоиды в переработанных массивах; 5 — складчатые зоны карелид, выходящие на поверхность; 6 — складчатые зоны карелид под платформенным чехлом; 7 — позднеорогенные гранитоиды Карелии. Иотный комплекс; 8 — слабодислоцированные отложения иотния; 9 — гранитоиды рапакиви.

Область байкальской складчатости: 10 — рифейский складчатый фундамент, выходящий на поверхность; 11 — то же, подводные выступы; 12 — предполагаемая многоэпиклиналинная складчатая зона: а — на суше, б — подводная часть; 13 — предполагаемая эвгеосинклиналинная складчатая зона: а — на суше, б — подводная часть; 14 — позднеорогенные гранитоиды Байкалиа.

Область каледонской складчатости: 15 — докаледонский складчатый фундамент, выходящий на поверхность; 16 — то же, подводная часть под платформенным чехлом, частично переработанный каледонский складчатостью; 17 — складчатые зоны каледонид, выходящие на поверхность; 18 — складчатые зоны каледонид под палеозойским платформенным чехлом; 19 — подводные выступы складчатых зон каледонид; 20 — подводные части складчатых зон каледонид под платформенным чехлом; 21 — гранитоиды каледонид; 22 — наземные мезокайнозойские вулканогенные излияния; 23 — подводные вулканогенные излияния основного состава.

Область грединской складчатости: 24 — зоны развития многоэпиклиналинных формаций рифея на Урале; 25 — зоны развития эвгеосинклиналинных формаций рифея на Урале; 26 — выходы складчатого палеозоя на Урале и Новой Земле; 27 — основные и ультраосновные интрузии на Урале; 28 — краевой прогиб; 29 — область эпипалеозойской платформы; 30 — общие простирания в складчатых областях; 31 — сбросы, взбросы и крутые надвиги; а — установленные, б — предполагаемые; 32 — региональные надвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 33 — тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и т. д.); 34 — зоны активизированных глубинных разломов — преимущественно на внешней границе континента.

Большеземельской зоны магнитных максимумов с Предтиманской системой полосовых магнитных аномалий, где они связаны с карелидами, а также на явлении пересечения магнитной аномалией г. Сабли на западном склоне Урала Денисовской системы аномалий в составе Большеземельской зоны (Залипухин, 1963; Цзю, 1964). При анализе доказательств такого рода важно подчеркнуть, что сходство знака и характера магнитных полей отделанных и разобщенных зон сами по себе еще не могут служить обоснованием возраста вызывающих их пород, если не установлена их связь с определенными геологическими объектами. В своем пространственном распространении системы полосовых магнитных аномалий Большеземельской зоны в области Предуралья и Западного склона Урала (Ильч-Чикшинская и Денисовская) очень тесно связаны именно с полосами рифейских вулканогенных и интрузивных пород. Важно подчеркнуть при этом, что в разрезе рифейских и палеозойских отложений Западного склона Северного Урала не развито других, сколько-нибудь магнитных образований, способных обусловить эти большие максимумы.

Особенно ярко приуроченность аномальных полос магнитного поля Большеземельской зоны к вулканогенным комплексам рифея западного склона Урала отмечается в районе хребта Сабля, где выделяется синклиниорий доуралид, вернее его восточная часть, сложенный вулканогенно-осадочными породами маньинской свиты (Журавлев и др. 1965) и соответствующий юго-восточному окончанию Денисовской аномальной системы.

Саблинский синклиниорий, как и соответствующий ему магнитный максимум, имеет меридиональное простирание, сменяющееся к северу на субмеридиональное и северо-западное соответственно ориентировке Денисовской системы аномалий. При этом магнитный максимум г. Сабли, являющийся составной частью последней, хотя и обнаруживает заметное азимутальное несогласие с ее более северными аномалиями, имеющими северо-западное простирание, не пересекает систему в целом, как считает М. И. Залипухин (1963), явно искусственно резко обособляющей этот максимум.

Таким образом, есть все основания утверждать, что Денисовская аномальная система, соответствующая в своей юго-восточной части вулканогенным рифейским породам г. Сабли, а также и аналогичные ей системы аномалий в составе Большеземельской зоны отображают сходные мощные вулканогенные складчатые комплексы рифея. Они никак не могут быть объяснены лишь внедрениями основных пород в зонах глубинных разломов, как это считает З. И. Цзю (1964). Денисовская система полосовых максимумов, так же как и расположенная южнее меридиональная Ильч-Чикшинская система больших полосовых максимумов, отличающаяся большой шириной и протяженностью, по всей вероятности, отражает крупные складчатые структуры, сложенные вулканогенными породами (типа зеленокаменных синклиниориев) и ограниченные глубинными разломами.

В строении юго-восточной части Денисовской системы аномалий, включая максимум г. Сабли, отчетливо отображается общая закономерность, свойственная Большеземельской зоне магнитных аномалий в целом и заключающаяся в том, что простирание отдельных полосовых максимумов в ее составе постепенно изменяется к северу от Полюдова камня с долготного (Ильч-Чикшинская система) на северо-западное (Денисовская, Усинско-Колвинская система и др.).

Таким образом, общие особенности строения эвгеосинклиналиной зоны доуралид Северного Урала и непосредственно связанной с ней Большеземельской зоны магнитного поля позволяют утверждать, что фундамент северо-восточной части Печорской синеклизы образован байкальской складчатостью. Это обстоятельство уже давно было отме-

чено Н. С. Шатским (1935), а в дальнейшем было существенно им развито (Шатский, 1946, 1957). К этой концепции за последние годы пришли многие исследователи на основании новых все более накапливающихся геолого-геофизических материалов (Варсанюфьева, 1961. Гафаров, 1963; Журавлев, 1964; Фотиади, 1958; Херасков, 1963; Яншин, 1964).

Внешняя и внутренняя (мио- и эвгеосинклиальная) зоны байкалид фундамента северо-восточного угла платформы разделены на всем протяжении Печорским глубинным разломом, который четко отображается резкой сменой Канино-Тиманского регионального минимума магнитного поля полосовыми максимумами Большеземельской зоны, а также линейными максимумами силы тяжести. На значительном протяжении к этому разлому приурочена система платформенных складок Печорского вала. Важно отметить, что Печорский глубинный разлом является прямым продолжением по простиранию к северу большого глубинного разлома, который разделяет на Среднем Урале мио- и эвгеосинклиальную зоны доуралид. Наконец, Печорский глубинный разлом может быть прослежен в настоящее время по региональным геофизическим данным далеко на северо-запад уже в пределах юго-западной части Баренцева моря.

К настоящему времени появляется все больше данных, свидетельствующих о значительной мобильности восточной эвгеосинклиальной зоны байкалид в течение палеозоя. Как отмечают В. С. Журавлев, А. С. Перфильев и Н. П. Херасков (1965), если миогеосинклиальная зона доуралид и Тимана сложена рифейскими образованиями, то в составе эвгеосинклиальной зоны доуралид наряду с рифейскими отложениями достаточно широко развиты кембрийские и даже нижнеордовикские образования. Кроме того, в платформенном чехле Большеземельской тундры сейсморазведкой установлены системы линейных очень резких антиклиналей (гряды Сорокина, Гамбурцева, Колвинская), простирание которых соответствует северо-западной ориентировке магнитных аномалий фундамента Большеземельской зоны. Подобные системы линейно вытянутых платформенных антиклиналей в дорифейской части Восточно-Европейской платформы неизвестны и, наоборот, характерны для эпибайкальских и молодых эпипалеозойских платформ, на которых они развиваются, унаследова структуры складчатого фундамента (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965).

Печорский глубинный разлом, разделяющий мио- и эвгеосинклиальную зоны байкалид северо-востока платформы, также продолжал активно развиваться в течение палеозоя. Он отмечается резкими платформенными складками линейного Печорского вала. Скვაжиной в с. Мутный Материк установлено значительное обогащение туфогенным материалом отложений среднего и верхнего девона, явно связанным с вулканизмом в зоне разлома. Наконец, о значительной активности Печорского разлома свидетельствуют и многочисленные внедрения вдоль него магнитных масс, расположенных часто на различных глубинах, что говорит о многофазности, длительности и различной глубинности внедрения интрузий.

В целом складчатая система байкалид Тимана, Большеземельской тундры и смежных зон образует огромную виргацию, как впервые еще в 1955 г. показал Н. П. Херасков, довольно резко расширяющуюся в северо-западном направлении и разделяющуюся на ряд структурно-фациальных зон, среди которых складчатые рифейские структуры Тимана являются лишь окраинной юго-западной частью.

Отдельные части этой виргации состоят из ветвей, которые обычно имеют на юге меридиональное направление, а далее к северу довольно резко сменяют его на северо-западное (тиманское) и близкое к широтному, что, вероятно, связано, как предполагает Н. П. Херасков (1963),

с существованием к северу от Урала и Пай-Хоя в пределах обширного материкового склона Евразии и Ледовитого океана крупного в целом субширотного пояса весьма сложного строения.

По новым данным морской геологии и геофизики (Атласов, Вакар, Дибнер и др., 1964), выявлено далекое подводное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры в юго-западной части дна Баренцева моря, также разделенных здесь на мио- и эвгеосинклинальную зоны, ярко отображающиеся в магнитных полях. В пределах западной зоны, продолжающей полосу Тимана и Канина, выделяется по своим размерам и протяженности подводный кряж или гряда, прослеживающаяся с выдержанным северо-западным простиранием примерно на продолжении Канина Камня (п-ов Канин) на протяжении около 700 км.

В 100 км северо-восточнее, параллельно Канинскому подводному кряжу байкалид и северо-западнее о-ва Колгуев прослеживается на протяжении около 50—70 км другая, меньшая, полоса рифейских пород. Она следится уже на простирании Большеземельской зоны байкалид восточнее границы минимума, прослеженного по данным аэромагнитной съемки вдоль всей юго-западной части Баренцева моря.

Важно подчеркнуть, что так же, как и в пределах Тимана и Печорской синеклизы, пологие валообразные структуры, выявляющиеся на дне прибрежной южной части Баренцева моря, по данным морской геологии и сейсморазведки (Атласов и др., 1964; Левченко, Воеводина и др., 1963), имеют общее северо-западное простирание, согласное с ориентировкой рифейского складчатого фундамента. Это обстоятельство наряду с выявлением подводного продолжения байкалид имеет важное значение для правильного направления и расширения нефтепоисковых работ в южной части Баренцева моря, представляющей собой непосредственное продолжение Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Особо важное значение для решения проблемы расположения и природы северной границы докембрийской Восточно-Европейской платформы имеет выявление по данным морской геологии и геофизики (Атласов, Вакар, Дибнер и др., 1964) в пределах шельфа Баренцева моря полосы распространения палеозойских складчатых пород, прослеживающейся с выдержанным северо-восточным простиранием от мыса Нордкап до северной оконечности о-ва Новая Земля. Эта складчатая система, таким образом, почти под прямым углом срезает и ограничивает подводное северо-западное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры. На тектонической карте Арктики и Субарктики (Атласов, Вакар, Дибнер и др., 1963), она выделяется как северо-восточное подводное продолжение складчатой системы каледонид Норвегии в виде Норвежско-Баренцевской складчатой зоны, прослеживающейся в глубь шельфа Баренцева моря — к северной окраине Новой Земли и далее на соединение с предполагаемыми каледонидами Северной Земли. Несомненно ранее на вероятное существование каледонских складчатых сооружений в этом районе указывала М. В. Кленова (1960) на основании анализа рельефа дна Баренцева моря.

Вдоль Норвежско-Баренцевской складчатой зоны распространены складчатые палеозойские породы, весьма сходные с древнепалеозойскими толщами, обнажающимися в пределах каледонид Норвегии. (Хольтедаль, 1964). Одним из доказательств существования Баренцевской складчатой зоны каледонид является предполагаемое некоторыми исследователями (Атласов и др., 1964), проявление каледонской складчатости в северной части о-ва Новая Земля. В связи с этим важно подчеркнуть, что разрез нижнего и среднего палеозоя этого острова не похож на разрезы какой-либо тектонической зоны Урала (Херасков, 1963). Но, очевидно, наиболее убедительными среди различных материалов для выделения рассматриваемой складчатой зоны каледонид являются гео-

физические данные, указывающие, что она четко фиксируется системой полосовых минимумов силы тяжести, продолжающих линейные интенсивные минимумы каледонид Норвегии (Фотиади, 1958). Отрицательные аномалии силы тяжести имеют в Норвегии вытянутую линейную форму и ориентированы по простиранию складчатости каледонид, причем система минимумов непрерывно прослеживается на северо-восток от юго-западной оконечности Скандинавского п-ва до его северных берегов в районе Порсангер-фиорда и мыса Нордкап.

Таким образом, есть все основания утверждать, что продолжающая их к северо-востоку в области шельфа Баренцева моря система минимумов силы тяжести отражает глубокие геосинклинальные прогибы аналогичной складчатой зоны каледонид, ограничивающей с севера и северо-запада складчатые образования байкалид Варангера, Рыбачьего, Тимана и Большеземельской тундры.

Норвежско-Баренцевская складчатая зона каледонид разделяет, таким образом, эпирифейскую Восточно-Европейскую платформу и предполагаемую многими исследователями (Архангельский, 1941; Клитин, 1960, Stille, 1958) древнюю платформу Баренцева моря, охватывающую на западе Северо-Восточную Землю архипелага Шпицберген.

Согласно широко распространенным взглядам (Stille, 1958 и др.), в пределах архипелага Шпицберген обнажаются на востоке участки докембрийского фундамента платформы Баренцева моря (Северо-Восточная Земля) и линейная складчатая система каледонид Западного Шпицбергена — на западе. Последняя сложена в основном мощными геосинклинальными толщами серии Некла-Хук (Харланд, 1964) и представляет собой, по мнению целого ряда исследователей (Хольтедаль, 1957, 1964), прямое северное продолжение каледонид Норвегии.

Следует отметить, что предположение о существовании древней платформы Баренцева моря, продолжающейся в виде острого клина далеко на юго-восток, в область Большеземельской тундры, служит одним из основных доказательств древнего дорифейского возраста фундамента этой области (Разницын, 1964; Цзю, 1964; Stille, 1958). Между тем дорифейский возраст фундамента Баренцевской платформы в настоящее время, в свете новых данных, является весьма дискуссионным. По данным Е. С. Сэндфорда (Sandford, 1956), В. Б. Харланда, (1964) и других, среди разнообразных гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев Северо-Восточной Земли, прорванных серыми и розовыми гранитами, несомненно присутствуют комплексы, весьма сходные с мигматизированными и гранитизированными толщами пород Гекла-Хук на северо-западе Западного Шпицбергена. В. Б. Харланд (1964) считает, что выходы гнейсов Северо-Восточной Земли в большей своей части имеют каледонский возраст, хотя и допускает возможность существования среди них более древних разностей. Как установлено исследованиями ряда геологов (Красильщиков, Соколов и др. 1964) на севере Северо-Восточной Земли каледонские граниты распространены значительно шире, чем это предполагалось ранее. По составу, степени метаморфизма и характеру складчатости породы серии Гекла-Хук Северо-Восточной Земли могут быть сопоставлены со средней и верхней толщами комплекса Гекла-Хук восточной части Западного Шпицбергена. Исключительный интерес представляют данные определения абсолютного возраста гнейсов и гранитоидов северных районов архипелага Шпицберген (Красильщиков, 1964), для которых, как для Западного Шпицбергена, так и для Северо-Восточной Земли, получены цифры 355—455 млн. лет и соответствующие времени проявления каледонской складчатости. Таким образом, данные определений абсолютного возраста совместно с данными полевых геологических наблюдений позволяют сделать вывод о том, что каледонская складчатость охватывала не только Западный Шпицберген, но и область выходов гнейсов Северо-Вос-

точной Земли. Следовательно, имеются все основания для продолжения каледонского складчатого пояса далее к востоку и северо-востоку. С этой точки зрения, в районе Северо-Восточной Земли, по-видимому, располагается крупное геоантиклинальное поднятие, как это предполагают В. Б. Харланд (1964), А. М. Красильщиков (1964) и другие, или скорее внутренний (срединный) массив, ограниченный Западно-Шпицбергенской и Норвежско-Баренцевской складчатыми зонами (Атласов, Вакар, Дибнер и др., 1964). Норвежско-Баренцевская складчатая зона каледонид прослеживаемая на прямом северо-восточном продолжении зоны каледонид Норвегии является, таким образом, крайним южным членом обширной складчатой области палеозойд, отделяя внутренний Баренцевский массив в ее составе от эпирифейской Восточно-Европейской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Северо-восточный внешний угол докембрийской Восточно-Европейской платформы, сложенный байкалидами Тимана и Большеземельской тундры, резко отличается от ее основного эпикарельского блока по характеру магнитного поля. Точно так же эта область обособляется в составе единой Восточно-Европейской докембрийской платформы и по общему стилю тектоники структурных форм платформенного чехла Тимана и Печорской синеклизы.

2. Данные региональных геофизических исследований и геологии рифея Тимана и Северного Урала отчетливо показывают, что эпирифейский фундамент северо-восточного угла платформы неоднороден по строению и составу и сложен миогеосинклинальными осадочными формациями в западной его половине (Тиман, п-ова Рыбачий и Варангер) и вулканогенно-осадочными формациями того же возраста в восточной части (Большеземельская тундра), соответствующими эвгеосинклинальной зоне байкалид. Отдельные части этой обширной складчатой системы ярко отображаются Канино-Тиманским региональным минимумом магнитного поля и Большеземельской зоной полосовых магнитных максимумов, образующих общую систему северо-западных простираний.

3. По новым данным морской геологии и геофизики устанавливается далекое подводное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры в пределах южной части Баренцева моря в виде двух складчатых зон, так же как и на суше, вероятно, разделенных глубинным разломом, располагающимся на простирании Печорского глубинного разлома.

4. Новые данные региональных геофизических исследований и геологии дна Баренцева моря позволяют в настоящее время более определенно подойти к решению вопроса о положении и природе северной (северо-восточной) границы докембрийской Восточно-Европейской платформы.

Далекое северо-западное подводное продолжение байкалид в южной части акватории Баренцева моря достаточно резко срезается по линии мыс Нордкап — северная оконечность Новой Земли системой глубоких геосинклинальных прогибов, представляющих собой непосредственное северо-восточное продолжение складчатой зоны норвежских каледонид.

Тем самым, четко определяется в области шельфа Баренцева моря северная граница докембрийской Восточно-Европейской платформы, выраженная, вероятно, на значительном протяжении системой больших разломов, продолжающих к северо-востоку по простиранию зону надвигов норвежских каледонид по границе с Балтийским щитом.

Литература

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, 1941.
- Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д. и др. Новая тектоническая карта Арктики. Докл. АН СССР, т. 156, № 6, 1964.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). Сов. геология, № 9, 1964.
- Варсанов Ф. В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 36, вып. 4, 1961.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. Геотектоника, № 1, 1965.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 85, 1963.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. «Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. IV. Деформации пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Пространственные и временные взаимоотношения между уралоидами и доуралоидами на восточном ограничении Русской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 40, вып. 5, 1965.
- Залипухин М. И. Новые данные по геотектоническому районированию Тимано-Печорской депрессии (по аэромагнитным данным). В сб. «Аэромагнитная съемка в геологии», Госгеолтехиздат, 1963.
- Ивенсон Ю. П. Рифейский магматизм Канина и Северного Тимана. Тр. Коми фил. АН СССР, № 10, 1960.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. Изв. Рос. АН, 1919.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. Поздний докембрий севера Мурманской области. Докл. АН СССР, 133, № 5, 1960.
- Кленова М. В. Геология Баренцева моря. Изд-во АН СССР, 1960.
- Клигин К. А. О тектонике Шпицбергена. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10, 1960.
- Красильщиков А. М. Новые данные по геологии северной части архипелага Шпицберген. Тезисы доклада. Конференция по геологии архипелага Шпицберген. Ин-т геол. Арктики, 1964.
- Разницын В. А. Тектоника Южного Тимана. Изд-во «Наука», 1964.
- Сергеева Э. И. Ритмичность и цикличность осадконакопления позднего докембрия Кольского п-ова. Вестн. Ленингр. ун-та, № 6, 1964.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та геофиз., вып. 4, 1958.
- Харланд В. Б. Схема структурной истории Шпицбергена. В кн. «Геология Арктики», Изд-во «Мир», 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. I. Изд-во иностр. лит., М., 1957.
- Хольтедаль У. Каледониды Норвегии. В кн. «Тектоника Европы». Изд-во «Недра», 1964.
- Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. В сб. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. Изд-во «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики. В кн. «Геология и полезные ископаемые севера СССР». (Тр. Первой геолого-разв. конференции Главсевморпути 24—27 апреля 1935 г.), т. I, Геология, Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.
- Шатский Н. С. и Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000, объяснительная записка. Госгеолиздат, 1957.
- Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избранные труды, том II, Изд-во «Наука», М., 1964.
- Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. Докл. Сов. геолог. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Sandford E. S. The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen), Quart. J. Geol. Soc., London, 112, 1956.
- Stille H. Die Assynthetische Tectonik im geologischen Erdbild. Geol. Jarb. Hannover, Beih. 22, 1958.

**TECTONIC PROBLEMS CONCERNING THE BASEMENT OF THE NORTHERN PARTS
OF THE EASTERN-EUROPEAN PLATFORM**

Materials of the regional geophysical studies and new data on the tectonics of the Riphean folded basement of Timan and the Kanin and Rybachy peninsulas as well as on geology of the Barentz sea permit us to establish the extended underwater continuation of Baikhalides of Timan and Bolshezemelnaia tundra within the limits of the southern part of the Barentz sea. The underwater Baikhalides are divided, like on the earth, by a large deep-seated fracture.

At present it became possible to approach more definitely the problem about the position and nature of the northern boundary of the Eastern-European platform. The extended north-western underwater continuation of Baikhalides in the southern part of the Barentz sea is cut sharply along the line of the cape Nordcap — the north of the Novaya Zemlya — by a system of geosynclinal troughs, representing the direct north-eastern continuation of the Norwegian Caledonides. Thus, the northern boundary of the Precambrian Eastern-European platform is clearly defined in the region of the Barentz sea shelf, being probably expressed by the system of large fractures which is proceeding with the zone of the thrusts of the Norwegian Caledonides along the boundary of the Baltic shield.

Geological Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24(811)

С. Е. КОЛОТУХИНА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ БРАЗИЛЬСКОГО ШИТА

Бразильский щит является одной из крупнейших областей развития пород докембрийского фундамента на земном шаре. От расположенного севернее Гвианского щита он отделен Амазонским прогибом.

Анализ развития докембрийских тектонических структур щита представляет большой теоретический и практический интерес. С одной стороны, этот анализ дает сравнительный материал для геологов, занимающихся тектоникой докембрийского фундамента древних платформ, с другой — на Бразильском щите с докембрийскими породами связаны крупнейшие и уникальные редкометалльные месторождения, аналоги которых пока неизвестны нигде на земном шаре.

Мы не будем здесь останавливаться подробно на корреляции разрезов докембрия ввиду того, что это сделано нами в специальной статье, посвященной стратиграфии докембрия Бразильского щита (Колотухина, 1966₂).

Кренкель (Krenkel, 1957) в своей книге по геологии и полезным ископаемым Африки дал очень интересную схему, в которой Африканский континент им делится ли-

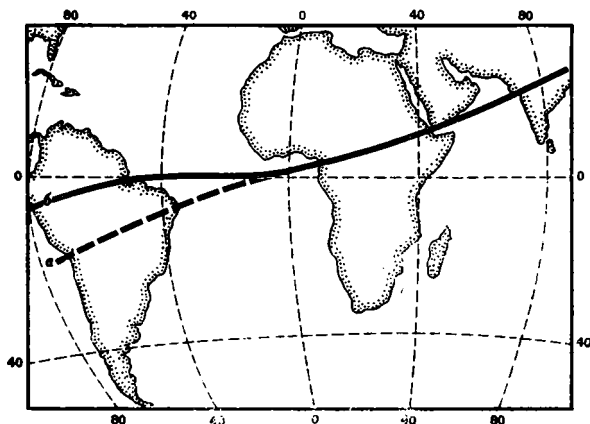


Рис. 1. Направление древнего линеймента на африканском и южноамериканском континентах: а — по Кренкелю, 1957, б — с изменениями С. Е. Колотухиной)

неаментом северо-восточного простирания на два крупных блока: северный — Средиземноморский и южный — Гондванский (рис. 1). Этот линеймент играл очень важную роль в истории тектонического развития Африканской платформы.

Кренкель продолжил его на юго-запад через Атлантический океан в Южную Америку, разделив этот континент также на два блока: северный и южный. Если мы несколько передвинем южноамериканскую ветвь линеймента к северу, то он как раз пройдет по Амазонскому прогибу. Тогда северный блок будет соответствовать Гвианскому щиту, а южный — Бразильскому.

Докембрийский фундамент южного (бразильского) блока Южноамериканского континента, в отличие от северного (гвианского), несет на себе остатки платформенного чехла, который сложен породами рифея, палеозоя и мезо-кайнозоя. Поверхность южной части континента после

докембрия испытывала погружение и периодически покрывалась морскими трансгрессиями, в то время как северная часть испытывала поднятия.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ БРАЗИЛЬСКОГО ЩИТА

В последние годы тектоника Бразильского щита привлекала большое внимание исследователей. Появился целый ряд работ общего характера и по отдельным регионам. Следует в первую очередь упомянуть о работах Х. Эберта (Ebert, 1957, 1962) и Х. Граберта (Grabert, 1960, 1963).

На формирование представлений о тектонике этого региона оказали существенное влияние идеи Л. Кобера (Kober, 1921, 1931) и Г. Штилле (Stille, 1940, 1958).

Исследователи Бразильского щита во многом исходят из положений Г. Штилле и широко пользуются его терминологией. Особенно заметное влияние оказала работа Г. Штилле об ассинтской складчатости, в которой большой раздел посвящен Южной Америке (Stille, 1958).

Мы уже отмечали ранее (Колотухина, 1966), что интересная в целом тектоническая схема Г. Штилле (рис. 2) не может считаться правильной для северной части континента (Гвианского щита), где ассинтская складчатость не имела места.

Что касается южной части — Бразильского щита, то мы еще неоднократно будем возвращаться к этой схеме.

Наиболее полный анализ тектонического строения Бразильского щита дан в работе Х. Граберта (Grabert, 1963). Автором сделана попытка проанализировать процессы складкообразования в Бразилии, исходя из теории двустороннего орогена Л. Кобера. Он считает, что бразильский ороген был создан в результате развития альгонкской геосинклинали, осадки которой были смяты в складки в центральной части в конце нижнего альгонкия и значительно позднее подверглись ассинтской складчатости в краевых зонах.

Кейдель предложил название «бразилиды» для горной системы, протягивающейся по восточному краю Бразилии вдоль рек Парана и Сан-Франсиску, однако он относил их к каледонидам, рассматривая главную фазу складчатости как таконскую.

Сохраняя за этой складчатой системой название бразилид, Г. Штилле рассматривал ее как ассинтскую (Stille, 1958).

К Бразильскому циклу Х. Граберт (Grabert, 1963) относит альгонкские движения, отделившие верхний альгонкий от нижнего, и завершающие складкообразование ассинтские движения на границе верхнего альгонкия и кембрия.

Ядро древнейшей Бразилии, или «Пра-Бразилии», представляет по Х. Граберту архейский блок Мату-Гросу — Гояс, который он показывал на своих тектонических схемах (Grabert, 1960, 1963), тем самым упраздняя ассинтский «коридор» Мату-Гросу Г. Штилле. Х. Граберт рассматривал его как жесткий форланд между бразилидским орогеном на востоке и андийским орогеном на западе (рис. 3).

Считая ороген бразилид двусторонним, в понимании Л. Кобера (Kober, 1931), Х. Граберт делает попытку отчленить сравнительно ранние (алгоманские) образования — интерниды (I), а также централиды (Z) от смятых в складки позже (ассинтских) краевых внешних зон — экстернид (E). Х. Граберт, так же как и Г. Штилле, рассматривает архейские серии как древнейшие ядра и нерегенерированные остатки фундамента в альгонкской геосинклинали. Часть из них, по образному выражению автора, была «вмонтирована» в тело орогена и не омолаживалась алгоманской и ассинтской фазами складчатости. К таким останкам автор относит, например, выходы архея — серии Мантикейра в куполе Мантикейра и серии Риу-дас-Вильяс (Барбасена + Лафайети) в зоне Эспиньясу.

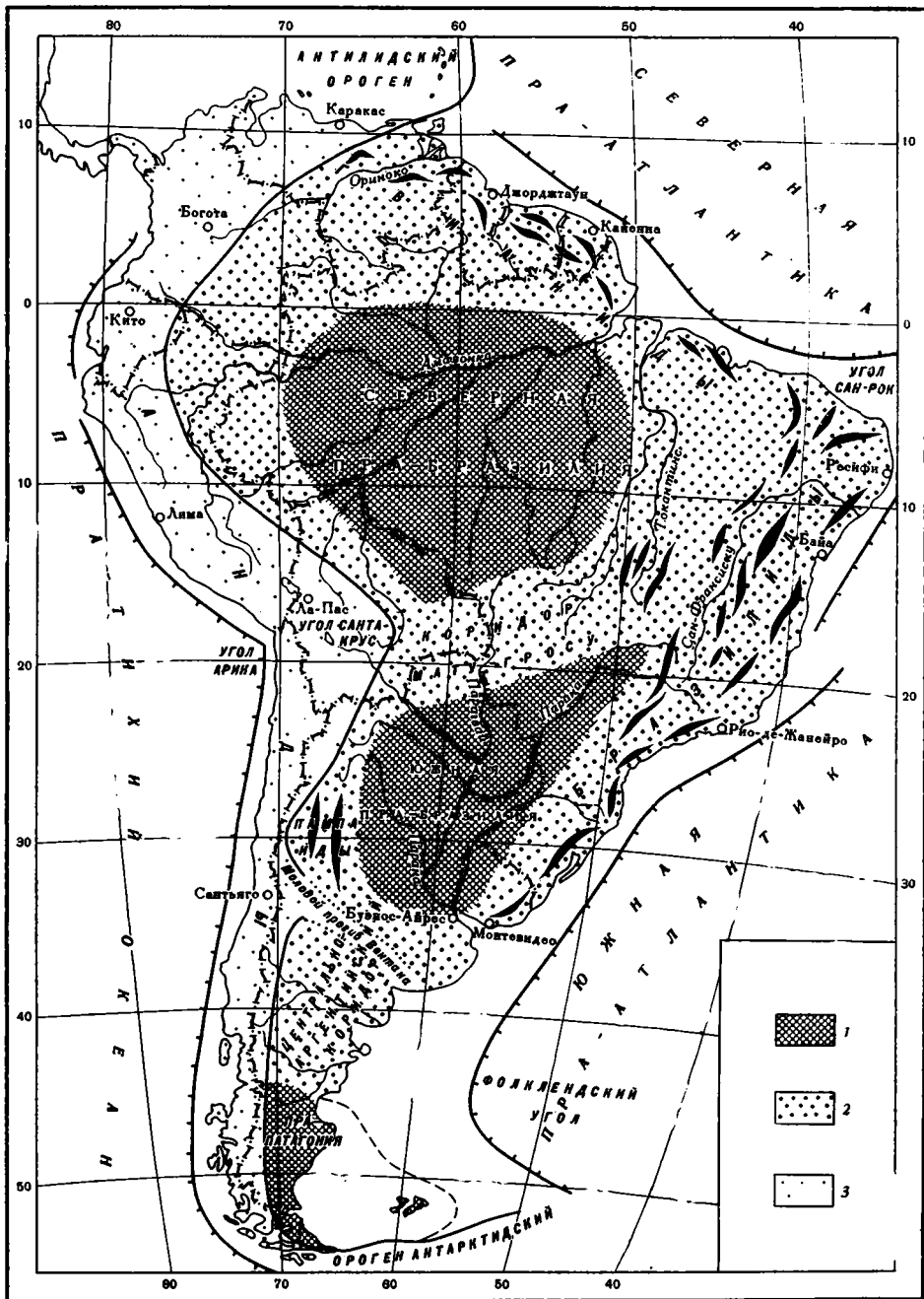


Рис. 2. Ассинтская складчатость в пределах Южной Америки (по Г. Штилле, 1958)
 1 — древнейшая Южная Америка. Области ассинтской складчатости; 2 — нерегенерированные, 3 — регенерированные

Как уже отмечалось нами в опубликованной недавно работе (Колотухина, 1966₂), серия Мантикейра представлена сильнометаморфизованными породами, преимущественно гнейсами. Возраст гранитизации этих пород около 2500 млн. лет, на что указывают древнейшие гранитоиды этого района, так называемые граниты Энжиньеру-Коррея (Herz a. oth., 1961).

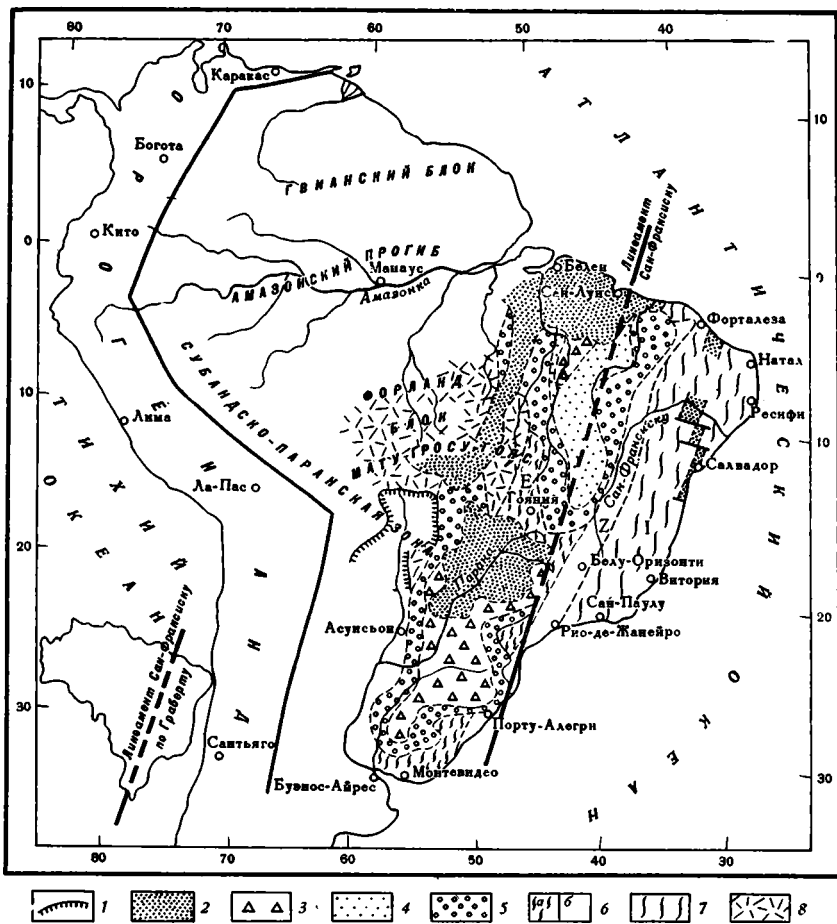


Рис. 3. Строение орогена Бразилид (по Х. Граберту, 1963, с дополнениями С. Е. Колотухиной)

1 — интерниды — алгоманская складчатость и гранитизация, Z — централиды — алгоманская краевая складчатость, на западе с германотипной складчатостью обрамления в «межгорных прогибах». E — экстерниды — ассинтская складчатость и гранитизация (флишевая складчатость). 1 — кайнозой; 2 — мел+третичные; 3 — юра — диабазы; 4 — триас; 5 — палеозой (на юге вместе с триасом); 6 — верхний альгонкий; а — ассинтские альпинотипные складки, б — германотипные складки; 7 — нижний альгонкий, алгоманская складчатость и гранитизация; 8 — архей форланда

Серию Риу-дас-Вильяс отделяет от серии Мантикейра крупное угловое несогласие, которое Х. Граберт связывает с онтарийской фазой орогенеза. Серия Риу-дас-Вильяс представлена типичными эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными формациями — сильнометаморфизованными пелитовыми и псаммитовыми породами, граувакками и вулканогенными образованиями основного состава. По абсолютному возрасту эта серия моложе 2500 млн. лет и древнее 1350 млн. лет, так как граниты, имеющие возраст 1350 млн. лет, ее метаморфизуют (Herz a. oth., 1961). Эберт (Ebert, 1957, 1962) и Х. Граберт (1963) относят эту серию к верхнему архею.

Лаврентьевская фаза орогенеза, по мнению этих авторов, превратила древние системы в жесткие стабильные массы. В этом жестком архейском фундаменте после его регенерации, согласно концепции Г. Штилле, которой придерживаются Х. Эберт и Х. Граберт, так же как и ряд других исследователей Бразилии, заложились альгонкская геосинклиналь. Из альгонкской геосинклинали в результате по крайней мере двух фаз

орогенеза (алгоманской и ассинтской) возникли бразилиды. Центральные части орогена были смяты в складки раньше, чем краевые. Это наводило Х. Граберта на мысль о двустороннем строении орогена.

В части прогиба, которую автор называет центральной, отложились эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные формации серии Минас, представленные конгломератами, кварцитами, итабиритами, сланцами, доломитами, граувакками, метаморфизованными эффузивами и их туфами. Мощность серии около 7000 м. По возрасту она несколько моложе 1350 млн. лет и значительно древнее 500 млн. лет, так как содержит гальку гранита, имеющего абсолютный возраст 1350 млн. лет, и местами подверглась воздействию гранитов с абсолютным возрастом около 500 млн. лет (Herz. a. oth., 1961).

Породы серии Минас были смяты в складки во время алгоманской фазы орогенеза, альпинотипные движения которой, по мнению Х. Граберта, явились первыми мощными проявлениями большого бразилидского цикла складкообразования. Это складкообразование консолидировало центральную часть геосинклинали, в то время как между этой частью и форландом — блоком Мату-Гросу — Гояс в узкой остаточной геосинклинали продолжалась седиментация, закончившаяся ассинтским орогенезом. Здесь происходила флишевая седиментация, отлагались терригенные и карбонатные осадки серий: Тирадентес-Итаколуми, Карандай, Маукубас, Баррозо, Лаврас и Прадос, так называемых «послеминеральных формаций»¹. В то время как происходило отложение этих флишеподобных осадков, отмечались периодически небольшие тектонические движения, которые приводили в большинстве случаев к локальным несогласиям. Остаточная геосинклиналь замкнулась в результате заключительного складкообразования ассинтской фазы. Этим складкообразованием закончилась стадия геосинклинального развития и образовались, следуя схеме Л. Кобера, экстерниды (Е). В централидах (Z), как уже упоминалось, преобладают нижеальгонкские слои (серия Минас и ее аналоги), которые были смяты в складки в алгоманскую фазу, гранитизированы, минерализованы и еще раз преобразованы ассинтской фазой орогенеза, но уже в германотипных формах. Таким образом, централиды здесь, по мнению Х. Граберта, представляли собой алгоманское консолидированное обрамление остаточной геосинклинали.

Близ морского побережья в альгонкской складчатой области Х. Граберт, следуя Х. Эберту (Ebert, 1957, 1962), выделил зону интернид (I). Установленные Л. Кобером для альпийского орогена метаморфиды, ввиду очень сильного метаморфизма пород, наблюдаемого и в других зонах орогена бразилид, различить невозможно. Интерниды, как считают Х. Эберт и Х. Граберт, состоят из нижеальгонкских и архейских серий. Их главная фаза складчатости алгоманская.

Прибрежную область Бразилии, сложенную кристаллическими породами, до работ Х. Эберта и других исследователей рассматривали, вслед за Леонардосом, Д. Гимараиншем и А. Р. Ламего, как архейскую. Д. Гимараинш (Guimaraes, 1951) полагал, что это образование «чуждое собственно бразильскому ядру — «Пра-Бразилии» Г. Штилле, но также очень древнее и позднее слившееся с ним». На новейшей геологической карте Бразилии (Lamego, 1960) прибрежная область также отнесена к черасчлененному архею (Pc CD). Х. Эберт (Ebert, 1957, 1962), Г. Штилле (Stille, 1958), Ф. Лотце (Lotze, 1960) и Х. Граберт (Grabert, 1963) рассматривают эту область как интерниды орогена бразилид, преобразованную самой молодой докембрийской складчатостью, которая была завершена в ассинтскую эру. Х. Эберт (1962) считает, что «тектоника

¹ Состав этих формаций и их соотношения подробно изложены в статье С. Е. Колотухиной «Стратиграфия докембрия Бразильского щита».

восточной части Бразильского щита отражает почти исключительно распределение более молодых фаз деформации даже там, где более древний цикл благодаря эрозии молодых серий обнажен на больших пространствах».

Во внутренней зоне (интерниды) Х. Эберт отмечает наличие очень сильного регионального метаморфизма, степень которого постепенно уменьшается в зонах с северо-западной вергенцией. Внутренняя зона представлена гранулитовой фацией (кинцингит, гранулит, чарнокит, кондалит) и ставролит — дистеновой субфацией амфиболитовой фации (Ebert, 1962). Постальгонкский региональный метаморфизм захватил в этой зоне также и залегающий в основании архей и преобразовал его. На северо-западе прослеживается биотито-хлоритовая субфация зеленых сланцев (граувакковые филониты и т. д.). В зоне Эспиньясу, внутренней области Минас-Жераис, наблюдается мусковито-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев, типичная для серии Минас.

Эти высокометаморфизованные породы внутренней зоны Х. Эберт относит к сериям Параиба и Жуйс-ди-Фора, которые он сопоставляет с серией Тирадентес и другими постминасскими сериями верхнего альгонкия зоны эстернид, метаморфизованными значительно слабее (эпизонально). Но как мы уже отмечали ранее (Колотухина, 1966₂), такое сопоставление нам представляется малоубедительным. Более правильным было бы относить эти формации к низам альгонкия. Но тогда можно ли возраст завершающей складчатости в этой зоне трактовать как ассинтский?

В юго-восточной складчатой системе бразилид, по Х. Эберту, наблюдается северо-западная вергентность складок, направленная внутрь континента. Х. Эберт пытался найти противоположное крыло этого орогена на африканской стороне Атлантического океана и ссылаясь при этом на неопубликованные наблюдения Гиезеке (Giesecke). Последний установил на побережье Атлантического океана в Анголе зону высокометаморфизованных пород, с опрокидыванием складок, направленным внутрь материка. Эта зона представляет собой по мнению Х. Эберта, как бы зеркальное отражение орогена бразилид. На рис. 4 Х. Эберт показывает, что структурные линии позднего альгонкия, рисуемые им для бразилид Южной Америки, продолжают в противоположной части Африки при сближении континентов. Он считает, что линеамент Пернамбуку соответствует линии Камеруна в Африке и сопоставляет зоны чарнокитов на обоих континентах.

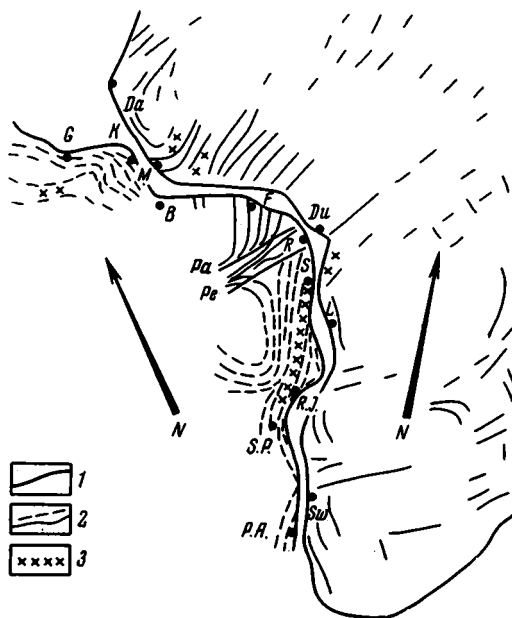


Рис. 4. Карта структурных линий верхнего альгонкия в восточной части Южной Америки и в противоположной части Африки при сближении континентов, сделанная согласно теории Вегенера (Х. Эберту, 1962).

1 — линеаменты; 2 — линии простираения; 3 — выходы чарнокитов; Pa — линеамент Параиба; Pe — линеамент Пернамбуку; Da — Дакар; М — Монровия; Du — Дуала; L — Дуанда; SW — Свакопмунд; G — Джоржтаун; К — Кайена; В — Белен; F — Форталеза; R — Ресифи; S — Салвадор; R.J. — Рио-де-Жанейро; S.P. — Сан-Паулу; P.A. — Порту-Алегри

Но следует заметить, что, согласно новейшим определениям абсолютного возраста, чарнокиты противоположащих регионов Африки имеют более древний возраст. Кроме того, по данным Ф. Мендеса (Mendés, 1964), в Анголе в породах складчатого комплекса основания был сделан ряд определений абсолютного возраста, которые колеблются в пределах 1200—1600 млн. лет. Таким образом, либо складчатые структуры Анголы и прибрежной зоны бразилид не являются одновозрастными, либо возраст последних значительно древнее, чем полагает Х. Эберт.

По вопросу о возрасте складчатости прибрежной зоны при современном состоянии знаний решить однозначно невозможно. Он может быть разрешен только в будущем, когда будут завершены геолого-съёмочные работы в этом регионе и будет сделано достаточное количество определений абсолютного возраста.

Безусловно, тектонические схемы Х. Эберта и Х. Граберта очень интересны, они имеют большое значение для понимания докембрийской истории развития Бразильского щита, но к ним все же следует подходить осторожно, не принимая их без критики.

Все известные до настоящего времени определения абсолютного возраста происходят из пегматитовых тел двух крупных пегматитовых провинций Бразилии. Одна из них располагается в центральной части штата Минас-Жераис, вторая — на плато Борборема в штатах Риу-Гранди-ду-Норти и Параиба.

Из пегматитов близ Сан-Жуан-дель-Рей в «Центральной пегматитовой провинции Минас-Жераис» Д. Гимараенш (Guimaraes, 1948) привел ряд определений абсолютного возраста, сделанных для разных месторождений. Эти определения производились свинцово-урановым методом по урансодержащим минералам: монациту, самарскиту, ураниниту и др. В приведенной таблице анализы дают следующие цифры: 926, 749, 603, 498, 395, 340 млн. лет. Х. Эберт (Ebert, 1957) указывал из того же района наиболее надежные, с его точки зрения, определения абсолютного возраста по ураниниту, которые давали 520 и 510 млн. лет. По Е. В. Хейнриху (Heinrich, 1964), определения абсолютного возраста пегматитов района Сан-Жуан-дель-Рей распадаются на две группы: первая, дающая в среднем около 550 млн. лет, вторая — около 360 млн. лет. Интересно отметить, что вмещающими породами для пегматитов, как указывают все исследователи, являются породы верхнего архея (Барбасена, Жуис-ди-Фора) или нижнего альгонкия (Минас), но «ни одна из многочисленных жил пегматитов не проникает в послеминасские формации» (Ebert, 1957).

Во второй пегматитовой провинции, на плато Борборема, пегматитовые тела секут породы серии Сеара, которую разные исследователи сопоставляли то с серией Минас, то с послеминасскими сериями. Главная складчатость, по Х. Эберту, здесь имела место немного ранее отложения формации Серидо. Определения абсолютного возраста, сделанные по ураниниту, автор группирует вокруг среднего значения около 500 млн. лет, между тем как отдельные анализы дают следующие цифры: 780, 510, 500, 480 и 460 млн. лет.

Совпадение среднего значения анализов уранинита из пегматитов на северо-востоке Бразилии (плато Борборема) с данными двух анализов из пегматитов штата Минас-Жераис. Х. Эберт считает не случайным, он видит в этом подтверждение ассинтского возраста более молодой главной складчатости во всей этой зоне. На этом основании он полагает, что «гипотеза о существовании приближенной к побережью, вергентной по направлению внутрь континента ассинтской складчатой зоны можно признать настолько обоснованной, насколько это вообще возможно в древних немых образованиях».

Редкометалльные минеральные ассоциации пегматитовых провинций востока и северо-востока Бразилии с преобладанием берилла и тантало-

ниобатов, часто ураносодержащих, удивительно сходны с минеральными ассоциациями в редкометальных пегматитах и гранитоидах Восточно-Африканско-Мадагаскарского и Нигерийско-Сахарского поясов Африки (Колотухина и др., 1964). Формирование таких поясов развития «молодых гранитоидов» и пегматитов в Африке приурочено не к геосинклиналям, а связано с верхнерифейской и более поздней реактивизацией, обусловленной долгоживущими глубинными разломами в жестких консолидированных древних складчатых структурах уже на платформенной стадии их развития. Абсолютный возраст щелочных гранитоидов и пегматитов этих поясов в Африке колеблется в пределах от 600 до 480 млн. лет.

Сейчас очень трудно утверждать что-либо определенно, но подобное явление могло иметь место также в пегматитовых провинциях восточной Бразилии.

В связи с этим совсем по-новому можно было бы интерпретировать некоторые высказывания Д. Гимераинша и Х. Эберта. Д. Гимераинш считал, что зона калиевого метасоматоза характерна вообще для побережья средней и южной Бразилии. Х. Эберт писал (Ebert, 1957), что калиевый метасоматоз в зоне интернид генетически связан с проникновением пегматитов в экстернидах. Он объяснял эту связь различными формами проявления одной и той же гранитной интрузии на глубине.

На основании вышеизложенных фактов можно предполагать, что прибрежная зона могла иметь более древний возраст, а ассинтские (верхнерифейские) движения вызвали в ней процессы реактивизации (омоложения), в результате которых сформировались интрузии щелочных гранитоидов и связанных с ними пегматитов.

В центральной части Пампинских Сьерр Аргентины в провинциях Ла-Риоха, Катамарка, Сан-Хуан, Сан-Луис и Кордова после верхнего протерозоя и позже внедрялись интрузии щелочных гранитоидов и связанные с ними многочисленные тела пегматитов. Согласно карте распространения бериллоносных пегматитов, приведенной в работе В. Анжелли (Angelelli, 1961), здесь также выделяется пояс редкометальных пегматитов, имеющий почти меридиональное простирание. Он может быть протянут от Пампинских Сьерр до водораздела рек Рио-Негро и Чубут. Редкометальная минерализация, наблюдавшаяся в этих гранитных пегматитах (берилл, сподумен, тантало-ниобаты), обнаруживает большое сходство с минерализацией пегматитов плато Борборема и штата Минас-Жераис.

Г. Штилле (Stille, 1958) выделял здесь (см. фиг. 2) ассинтскую складчатую систему Пампаиды и Центрально-Аргентинский коридор той же ассинтской зоны.

По данным И. Линареса (Linages, 1960), абсолютный возраст уранинита из одного пегматитового тела определен в 325 млн. лет. Пегматиты соответствующего возраста известны и в штате Минас-Жераис (сподуменовые пегматиты) (Heinrich, 1964). Не исключена возможность, что в этой пегматитовой провинции есть и более древняя группа пегматитов.

Докембрий Аргентины изучен еще очень слабо, определения абсолютного возраста единичны. Поэтому утверждать что-либо с достаточной определенностью было бы преждевременно. Можно высказать лишь предположение, что вряд ли складчатая система Пампаид возникла как ветвь орогена бразилид, как считал Г. Штилле; она также может представлять собой зону позднейшей реактивизации в юго-западной краевой части Бразильского щита.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Как это можно заключить из вышеизложенного, окончательная консолидация Бразильского щита произошла значительно позднее, нежели этот процесс был завершён на Гвианском щите (Колотухина, 1966₁).

Консолидация Гвианского щита имела место в конце архея или в самом начале протерозоя, на что указывает нижнепротерозойский возраст платформенной формации Рораима (>1700 млн. лет). Аналогов этой формации мы пока не знаем на Бразильском щите, поэтому не можем даже предполагать существование остатков этих древних платформенных образований. Между тем К. Беурлен (Beurlen, 1964) указывал, что в известняках серии Бамбуи в штатах Баия и южном Пиауи недавно были найдены *Collenia*, очень сходные с *Collenia* из верхнедокембрийских известняков серии Асунга Параны и известняков Корумба Мату-Гросу. Автор считает, что различные осадочные комплексы, которые прежде неоднократно относились то к нижнему палеозою (кембрию, ордовики, силуру), то к докембрию, на самом деле относятся к верхнему докембрию, или эокембрию, что весьма вероятно. В Боливии такой же возраст имеют, возможно, известняки серии Бодокена, а в северном Парагвае — хорошо сопоставимые с последними известняками серии Итапукуми (Putzer, 1962).

В Бразилии в большинстве случаев породы упомянутых серий слагают широкие столовые возвышенности, и их характеризует почти горизонтальное залегание. Интересно отметить, что на новейшей геологической карте Бразилии (Lamego, 1960) большая площадь выходов этих серий вокруг впадины Сан-Франсиску показана силуром.

Кроме полого залегающих известняков и обломочных отложений в узких прогибах известна вторая форма развития серии Бамбуи, так называемая «складчатая фация серии Бамбуи».

Нам представляется вполне вероятным, что все упомянутые серии представляют собой образования чехла Бразильской платформы. Что касается возраста этих серий, то по аналогии с сериями, очень сходными с ними по формационному составу и относившимися ранее на Африканской платформе также к эокембрию, мы считаем возможным относить их, как мы это делали уже в Африке (Колотухина и др., 1964), к верхнему рифею согласно стратиграфической схеме докембрия, принятой в СССР. Складчатая фация серии Бамбуи также относится, по всей вероятности, к структурам платформенного чехла, но ввиду недостатка материала о природе последних судить нельзя. Осадки палеозоя, мезозоя и кайнозоя, слагающие верхнюю часть чехла, залегают в прогибах, очень разнообразных по времени и характеру своего образования, история формирования которых выходит за рамки настоящей статьи.

Отсюда мы делаем вывод о доверхнерифейском возрасте консолидации Бразильского щита. С верхнего рифея, вероятно, начался уже платформенный этап его развития.

ДРЕВНИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И СВОДОВЫЕ ПОДНЯТИЯ

На Бразильском щите Х. Граберт (Grabert, 1960) выделил два главных линеамента. Первый из них, который имеет северо-восточное направление (ССВ 20°) он назвал линеamentом Сан-Франсиску (см. рис. 3). Второй линеамент имеет северо-западное (СЗ 320°) направление.

Линеамент Сан-Франсиску назван так по реке того же наименования, первоначально имевшей сток на север через Мараньян. Вероятно, в нижнеплейстоценовое время на пути течения этой древней реки возникло поперечное сводовое поднятие Сеара, и река должна была выработать себе новое русло, направившееся на восток. Это русло она выработала только после преодоления многих уступов, образуя многочисленные водопады, из них крупнейший — знаменитый водопад Паулу-Афонсу, разность высот которого достигает 95 м.

Этот линеамент, по Х. Граберту, представляет собой древнейшую тектоническую ослабленную зону, которая вновь активизировалась, проявляя подвижность в более позднее время. Он имел глубинное заложение,

на что указывают изливания диабазов в бассейне Парана на границе триаса и юры, следовавшие по открытым трещинам, образовавшимся в результате растягивающих усилий, проявившихся в зоне древнего линеймента.

Х. Граберт (Grabert, 1960) считает, что альгонкская геосинклиналь Бразилид восточнее р. Сан-Франсиску располагалась на месте этого линеймента.

На южном и на северном концах линеймента, по Х. Граберту, в палеозое образовались два прогиба — на юге возник прогиб Парана, а на севере — Мараньян-Пиану (бассейн Парнаиба). Соединяя оси этих прогибов, Х. Граберт выводит южный конец линеймента Сан-Франсиску между Буэнос-Айресом и Монтевидео (см. рис. 3).

Но прогибы Парнаиба и Парана очень сильно отличаются друг от друга и по времени заложения и по мощности осадков; они представляют собой генетически разные образования.

Нам представляется более обоснованным вывести южный конец линеймента у г. Порту-Алегри. Между Араша и Порту-Алегри вполне может проходить древняя ослабленная зона, вдоль которой располагаются карбонатитовые и щелочные интрузивные комплексы: Баррейру-ди-Араша, Посус-ди-Калдас, Жакупиранга и Тапира.

Древняя ослабленная зона, вероятно, шла параллельно западной ветви бразилид. Эта зона чрезвычайно напоминает нам аналогичную зону в Центральной и Восточной Африке.

Приуроченность щелочных и карбонатитовых комплексов к долгоживущим линейментам глубинного заложения показана очень хорошо на Африканском континенте (Колотухина и др., 1964). Возраст этих комплексов в Бразилии, вероятнее всего, докембрийский; более точно пока, из-за отсутствия определений абсолютного возраста, сказать невозможно.

На протяжении палеозоя прогиб Парнаиба — Мараньян непрерывно углублялся; в мезозое, начиная с конца триаса, движения резко активизировались, образовался ряд разломов, вдоль которых изливались траппы.

Параллельно линейменту Сан-Франсиску располагается вторичная структура, названная Х. Грабертом системой грабенов Баия (см. рис. 3); здесь в прогибах отложились нижнемеловые осадки. Эта система грабенов расчленена поперечными элементами. Во время осадконакопления образовались поперечные поднятия, которые позднее оформились как горсты. Система грабенов Баия образовалась во время возобновления в нижнем мелу тектонической активности, которая проявилась в северо-восточной Бразилии в образовании системы разломов северо-северо-восточного простирания (ССВ 20°). В верхнем мелу вдоль разломов того же простирания опустилась прибрежная часть северо-восточной Бразилии, куда проникло верхнемеловое море.

Линеймент северо-западного простирания (СЗ 320°) играл важную роль в истории тектонического развития не только Бразильского щита, но также всей внеандийской части Южно-Американского континента. С этим линейментом связано формирование прогиба Субандийско-Паранской зоны (см. рис. 3), и, вероятно, ему следует частично более позднее складкообразование в геосинклинали Анд. На Гвианском щите, по-видимому, с этим же линейментом связано заложение архейско-протерозойских геосинклинальных трогов (Колотухина, 1966₁).

Все вновь и вновь это направление выступает как дополнительный элемент при тектоническом развитии Бразильского щита. Ось поперечного сводового поднятия Северо-Восточной Бразилии, в центре которого расположено плато Борборема, имеет тоже направление СЗ 320°. Его современное высокое положение обусловлено очень крупными блоковыми движениями в верхнетретичное время, которые изменили направ-

ление течения р. Сан-Франсиску. Такую же природу, весьма вероятно, имеет Центрально-Парагвайское сводовое поднятие, описанное Х. Путцером (Putzer, 1962), разделяющее два прогиба — на западе парагвайскую часть прогиба Чако-Бореал и прогиб Парана на востоке. Эту структуру Х. Путцер относил к «коридору Мату-Гросу» Г. Штилле. На самом деле здесь выходят самые древние породы щита. Начиная с нижнего палеозоя, это поднятие было высоко приподнято. Никаких морских образований не откладывалось здесь после отложения серии Бодокена (Putzer, 1962). После триаса возникли разломы, которыми как подводящими каналами, вероятно, воспользовались юрские базальтовые лавы и интрузивные породы щелочной группы. Тектонические движения возобновились в более позднее время, они вызвали образование ряда ступенчатых сбросов с большой амплитудой смещения. Блоковое поднятие обусловило возникновение растягивающих усилий, которым обязана своим происхождением тектоническая долина верхней Параны. По крайней мере с плейстоцена р. Алту-Парана течет вдоль этой нарушенной зоны. То же самое северо-западное простирание имеют вышеупомянутые поперечные поднятия кристаллического фундамента в системе грабенов Баия.

С движениями того же направления связаны, вероятно, также блоковые поднятия Пампинских Сьерр и образование молодого прогиба Вентана в центральной Аргентине (см. рис. 2).

Упомянутые два главных линейамента, по мнению Х. Граберта, ограничивают Бразильский щит. Они же сказываются в современных очертаниях континента, что, как нам кажется, вполне отвечает действительности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из важнейших этапов тектонического развития Бразильского щита, по мнению ряда исследователей (Штилле, Эберт, Граберт и др.), является формирование складчатых систем, происходившее в несколько фаз (алгоманская, ассинтская фазы), наращивающих по периферии древнейшее архейское ядро «Пра-Бразилии». К таким складчатым системам относятся бразилиды. Х. Граберт в своей очень стройной схеме выделил в орогене бразилид сравнительно ранние (алгоманские) интерниды и централиды и более поздние (ассинтские) экстерниды. В этих складчатых образованиях присутствуют архейские ядра, нерегенерированные остатки фундамента.

Но в отношении зоны интернид до сих пор нет единства мнений среди геологов Бразилии. Многие исследователи, вслед за Леонардосом, Д. Гимеранишем и А. Р. Ламега, рассматривают эту высококристаллическую прибрежную область Бразилии как архейскую.

Решить этот спорный вопрос однозначно невозможно, пока нет достаточного количества определений абсолютного возраста и отсутствуют данные планомерных региональных геологических съемок этого региона.

Безусловно, тектонические схемы Х. Эберта и Х. Граберта очень интересны, они имеют большое значение для понимания докембрийской истории развития Бразильского щита, но их все же следует рассматривать критически.

По мнению Х. Граберта, остаточная геосинклиналь замкнулась в результате заключительного складкообразования ассинтской фазы. Этим складкообразованием, сформировавшим экстерниды, закончилась стадия геосинклинального развития. В централидах же и в интернидах ассинтская фаза проявилась в германотипных тектонических формах, в гранитизации и минерализации.

Критерием для определения возраста последней докембрийской складчатости и окончательной консолидации Бразильского щита для

Х. Эберта и Х. Граберта является абсолютный возраст гранитизации и минерализации. Но, пользуясь данными определений абсолютного возраста, Х. Эберт отбирал их довольно произвольно, а для сравнения пользовался средним арифметическим значением из нескольких анализов, полученных для разных пегматитовых тел. Совпадение результатов он считал не случайными и видел в этом подтверждение ассинтского возраста более молодой главной складчатости во всей зоне.

Но, как установлено в самые последние годы, внедрение гранитных интрузий и связанных с ними пегматитов могло происходить не только в процессе складкообразования в геосинклинальных зонах, а также на платформенном этапе развития. Такие гранитоиды и связанные с ними редкометальные пегматиты известны, например, в Восточно-Африканско-Мадагаскарском и в Нигерийско-Сахарском поясах Африки (Колотухина и др., 1964). Формирование этих поясов в Африке приурочено не к геосинклинали, а связано с верхнерифейской реактивизацией, обусловленной долговживущими разломами в жестких консолидированных древних структурах уже на платформенной стадии развития.

Редкометальные минеральные ассоциации пегматитовых провинций востока и северо-востока Бразилии и пегматитового пояса Аргентины с преобладанием берилла и тантало-ниобатов, часто ураносодержащих, удивительно сходны с минеральными ассоциациями в редкометальных пегматитах и гранитоидах упомянутых поясов Африки.

Нам кажется весьма вероятным, что пегматиты провинций Бразилии и Аргентины могли образоваться в сходных с африканскими условиями, т. е. в условиях платформенного этапа развития.

Если подтвердится верхнерифейский возраст серии Бамбуи и других ее формационных аналогов, тем самым будет доказано, что платформенный этап развития Бразильского щита начался в верхнем рифее.

Х. Граберт выделил на Бразильском щите чрезвычайно важный линеймент Сан-Франсиску, имеющий северо-северо-восточное простирание. Выделение этого линеймента вполне обосновано. Линеймент Сан-Франсиску представляет собой древнейшую ослабленную зону, проявляющую подвижность в результате активизации в более позднее время. Этот линеймент вполне отвечает понятию глубинного разлома.

Мы считаем, что на юго-юго-западном участке зоны этого глубинного разлома внедрялись интрузии нефелиновых сиенитов и других щелочных пород, с которыми связаны уникальные месторождения циркония на плоскогорье Пусос-ди-Калдас. К этой же зоне приурочены комплексы редкометальных карбонатов — Араша, Тапира, Жакупиранга и др., в которых сосредоточено около половины мировых запасов ниобия.

Литература

- Колотухина С. Е. Новые данные о тектоническом развитии Гвианского Щита. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1966₁.
- Колотухина С. Е. Стратиграфия докембрия Бразильского щита. Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геол., № 4, 1966₂.
- Колотухина С. Е., Первуюхина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. Изд-во «Наука», 1964.
- Ahlfeld F. Neue Erkenntnisse über Stratigraphie und Tektonik Boliviens. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsch., H. 6, 293—303, 1962.
- Ahlfeld F., Branisa L. Geologia de Bolivia. 1960.
- Argellessi V. El berilo en la República Argentina. Buenos Aires, (Comis. nac. energia atomica, Informe № 60, 48 p., 1961).
- Beurlen K. Die angeblichen paläozoischen Orogenesen auf dem brasilianischen Schild. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Monatsch., H. 12, S. 535—542, 1956.
- Beurlen K. Einige Bemerkungen zur erdgeschichtlichen Entwicklung Nordost-Brasilien. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Monatsch., H. 2, S. 82—105, 1964.
- Ebert H. Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. Geol. Rundschau, 45, H. 3, 471—522, 1957.
- Ebert H. Baustil und Regionalmetamorphose im präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., Bd. 8, H. 1, 49—81, 1962.

- Grabert H. Zur Tektogenese Nordost-Brasiliens. Z. Dtsch. geol. Ges., Bd. 111, T. 3, 619—632, 1960.
- Grabert H. Zum des brasilianischen Schildes, Versuch einer Analyse des Brasiliden-Orogenes. Geol. Rundschau. Bd. 52, H. 1, 292—317, 1963.
- Guimarães D. Age determination of quartz veins and pegmatites in Brazil. Econ. Geol., v. 43 N 2, 100—118, 1948.
- Guimarães D. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Brasil. Bol. Div. Fom. Prod. Min., № 88, 314, Rio de Janeiro, 1951.
- Heinrich E. W. Tin-tantalum-lithium pegmatites of the São-João del Rei district, Minas Gerais Brazil. Econ. Geol., v. 59, 982—1002, № 6, 1964.
- Herz N., Hurley P. M., Pinson W. H., Fairbairn H. W. Age measurements from a part of the Brazilian shield. Bull. Geol. Soc. America, v. 72, № 7, 1111—1119, 1961.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1921.
- Kober L. Das Alpine Europa. Berlin, 1931.
- Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Africas. Leipzig, 597 S, 1957.
- Lamego A. R. Mapa geológico do Brasil, Escala 1:5 000 000. Rio de Janeiro, 1960.
- Linares E. Los métodos geocronológicoo y algunas edades de minerales de la Argentina obtenidas por medio de la relacion plomo-uranio. Revista Asociac Geológica Argentina, 14, 3—4, 181—217, 1960.
- Lotze F. Zur erdgeschichtlichektenonischen Stellung des Kristallins von Rio de Janeiro (Beiträge zur Geologie Südamerikas) Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsch., № 11, 490—505, 1960.
- Mendès F. Ages absolus par la méthode au strontium de quelques roches d'Angola. C. r. Acad. sci., t. 258, № 16, 4109—4111, 1964.
- Putzer H. Die Geologie von Paraguay. (Beiträge zur regionalen Geologie der Erde), Berlin, 1962, 182 S.
- Stille H. Einführung in den Bau Americas, Berlin, Bornträger Ver., 1940.
- Stille H. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. Hannover. (Beihefte zum geologischen Jahrbuch. H. 22), 1958.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Статья поступила
10 августа 1965 г.

S. E. KOLOTUKHINA

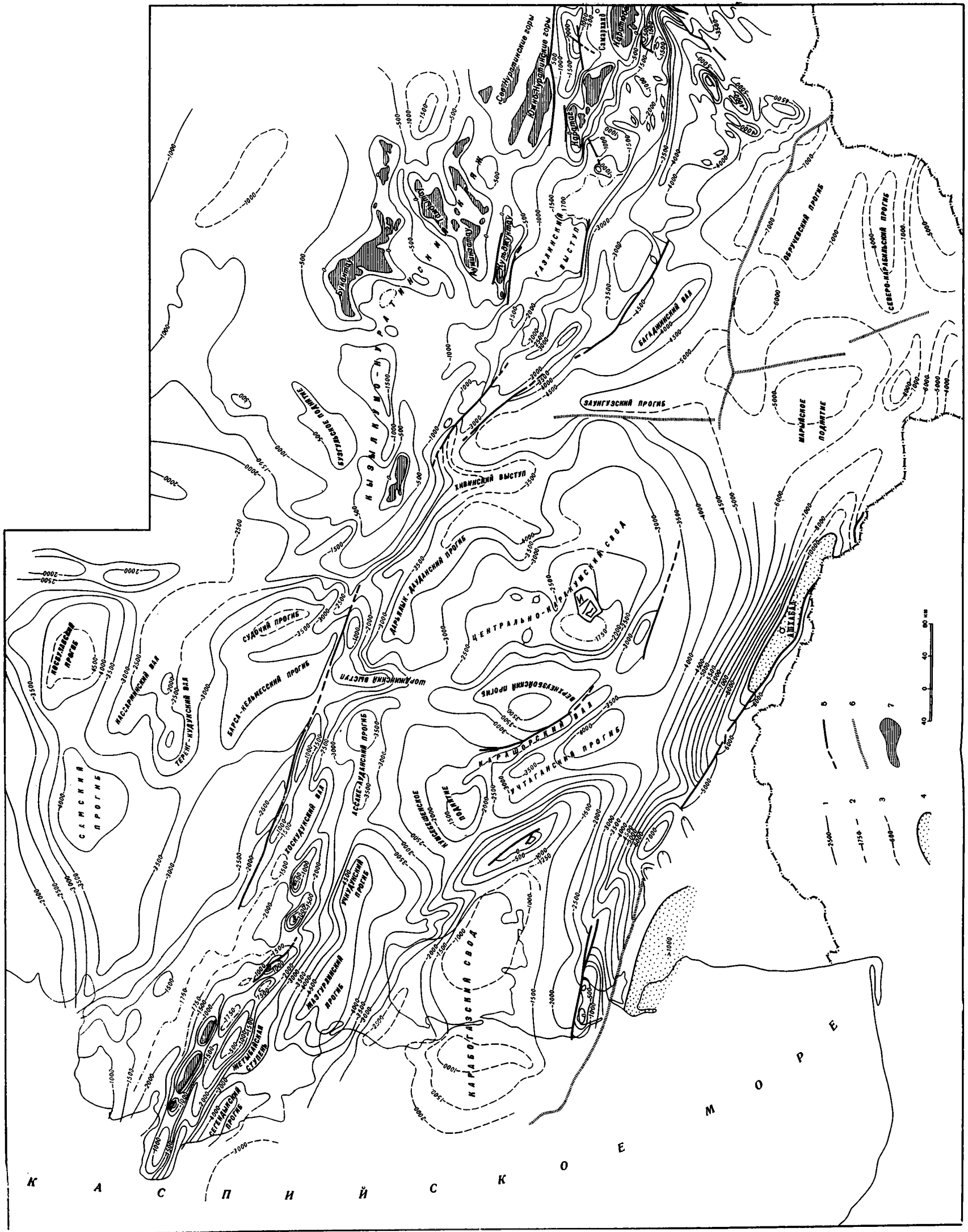
TECTONIC EVOLUTION OF THE BRAZILIAN SHIELD

A Precambrian history of the tectonic evolution of the Brazilian shield and various stages of this evolution are described.

The folded structures of the Precambrian basement were formed in the Upper Proterozoic; the platform period of evolution began after the complete consolidation of the Brazilian shield at the end of the Upper Riphean.

The Upper Riphean granitoids and rare metal pegmatites related to them may be limited to a zone of Upper Riphean activation in rigid consolidated ancient structures which formed during the platform development stage.

Institute of mineralogy, geochemistry
and crystallo-chemistry of rare elements
Moscow



Схематическая структурная карта запада Средней Азии по подошве платформенного чехла

1 — основные изопакты; 2 — дополнительные изопакты; 3 — гипотетические изопакты; 4 — зоны с глубинами более 10 000 м; 5 — основные твердоустановленные разломы; 6 — крупные гипотетические разломы; 7 — выходы на поверхность доплатформенных образований

УДК 551.24(575)

Н. А. КРЫЛОВ

О ТЕКТЕНИКЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА
ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Все выявленные залежи нефти и газа и основные перспективы нефтегазоносности в пределах платформенной части Средней Азии связаны с породами осадочного чехла, главным образом юрского и мелового возраста. В связи с этим значение всестороннего изучения структуры платформенного комплекса очевидно. Особый интерес представляет выяснение строения подошвы платформенного чехла, так как гипсометрия последней является отражением всей истории тектонического развития за платформенный этап.

Составление структурных карт подошвы платформенного покрова предпринималось неоднократно. Первые построения, выполненные А. А. Борисовым (1958), Ю. Н. Годиным и Ю. И. Сытиным (Годин, 1960; Годин и Сытин, 1962), базировались в основном на гравитационных и геомагнитных данных. В настоящее время появилась возможность составить структурную карту подошвы осадочного чехла, главным образом на основе результатов бурения и сейсмических данных (рисунок).

Огромный материал, накопленный за последние годы, подтверждает в основных чертах построения вышеупомянутых исследователей, показывает правомерность методики, использованной этими исследователями и целесообразность применения ее в районах, слабо изученных бурением и региональной сейсморазведкой. Вместе с тем стало возможным существенно детализировать предшествующие построения. Структурная карта подошвы осадочного платформенного чехла, составленная автором, отражает не только крупнейшие структурные элементы, но и детали строения платформенной части Средней Азии. Появилась возможность судить об особенностях морфологии структур первого и второго порядка и наметить их типы.

Среди крупных структурных элементов выделяются изометричные своды и впадины, сходные со структурами первого порядка древних платформ. К такому типу тектонических элементов относятся Карабогазский и Центрально-Каракумский своды, а также Северо-Кызылкумская впадина. С этими структурами сходна и Северо-Устьюртская впадина, принимаемая автором в объеме, указанном Б. Б. Таль-Вирским и Ю. А. Федотовым (1962). Вероятно, к числу этих типично платформенных структур первого порядка относится и Мургабская впадина, характеризующаяся огромными мощностями платформенного чехла (более 5, местами до 7 км).

Наряду с крупными изометрическими элементами в пределах Туранской плиты выделяются округлые и довольно пологие поднятия меньшего масштаба, рассматриваемые как структуры второго порядка. Это — Кумсебшенское поднятие, оконтуриваемое по подошве осадочного чехла изогипсой минус 2000 м и Марыйское поднятие с глубинами до подошвы юры 5000—5500 м.

Следует отметить, что эти структуры не являются главенствующими в тектонике платформенного чехла западной части Средней Азии. Структурный облик территории характеризуется наличием как изометрических, так и линейных форм. Крупнейшей линейной структурой является Северо-Туркменская система прогибов, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток по крайней мере на 1200 км и состоящая из серии прогибов второго порядка (с запада на восток: Сегендыкского, Жазгурлинского, Учкудукского, Ассак-Ауданского, Дарьялык-ДAUDанского, Заунгузского). Эта структура впервые была выделена Ю. Н. Годиным (1960). Она несомненно является не только единой по своей современной морфологии, но характеризуется также и сходной историей формирования отдельных составляющих ее депрессий. Более того, вся эта зона, судя по данным региональных сейсморазведочных работ и характеру гравитационного поля, развивалась унаследованно от узких линейных грабеобразных прогибов, выпслненных пермотриасовыми отложениями.

Мощность платформенных мезозойско-кайнозойских образований в осевой зоне Северо-Туркменской системы прогибов составляет 3—5 км. Эта линейная депрессия, интенсивно формировавшаяся в мезозое, несомненно является одной из основных зон нефтегазообразования. Подавляющее большинство всех выявленных месторождений нефти и газа в пределах платформенной части Средней Азии расположено в пределах ее северной бортовой зоны. Ее южный борт также должен рассматриваться как весьма перспективный.

Примерами крупных положительных линейных структур являются Мангышлакская и Центрально-Устюртская системы поднятий, состоящие из серии кулисообразно расположенных валов, разделенных узкими прогибами. К этому же морфологическому типу структур относятся Туаркырский и Карашорский валы, а также Актумусукская система поднятий, осложняющая Северо-Устюртскую впадину. Амплитуды каждой из этих структур составляют обычно 1000—2000 м и более. Все они характеризуются длительной историей формирования в мезозойско-кайнозойский этап и в какой-то мере отражают особенности доплатформенного структурного плана территории.

Особую разновидность линейных структур платформенного чехла составляют цепочки аномально крутых для платформы антиклиналей, расположенных в непосредственной близости от крупных ступенеобразующих разломов или над ними. К числу таких структур относятся Каршинский вал, Репетекско-Келифская и Байрам-Алийская системы дислокаций, а также цепочка структур вдоль восточного крутого склона Центрально-Каракумского свода (Восточно-Унгузский вал). Эти структуры обычно очень узки и, видимо, выполаживаются с глубиной. Возникновение их скорее всего обусловлено локальными тангенциальными напряжениями внутри осадочного чехла, возникающими вблизи крупных разломов. В отличие от линейных структур, связанных с особенностями внутренней тектоники фундамента, эти дислокации имеют весьма молодой возраст — преднеогеновый, а в некоторых случаях даже неоген-четвертичный.

Своеобразными структурными условиями отличается Бухаро-Хивинская область, представляющая собой ступенчатый моноклиальный склон. На первом этапе изучения этого района широкое распространение получила точка зрения о наличии здесь двух значительных по протяженности валов — Бухарского и Дарганатинского (Жуковский, Ильин, 1957). Однако по мере накопления геолого-геофизических данных было выяснено, что структура Бухаро-Хивинской области гораздо сложнее (Бабаев и др., 1962; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963). В настоящее время здесь выявлен ряд изометричных и слабо вытянутых поднятий, разделенных прогибами различной ориентировки. Вместе с тем в общей структуре области, особенно по подошве осадочного чехла, четко выявляется линейная тектоническая зональность, обусловленная

ступенчатым погружением поверхности палеозойского фундамента в юго-западном направлении. Г. Х. Дикенштейн с соавторами (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963) выделяет здесь три ступени: Бухарскую, Чарджоускую и Багаджинскую. Основное опускание подошвы осадочного покрова в пределах Бухаро-Хивинской области происходит по флексурным и разрывным зонам, разделяющим эти ступени. Мнение о существовании в этой области крупных линейных поднятий, разделенных также линейным прогибом, привело некоторых исследователей к предположению об унаследованном характере этих дислокаций чехла от внутренней структуры фундамента (Гарецкий, 1962). Однако теперь, когда строение этого региона изучено достаточно хорошо, очевидно, что в Бухаро-Хивинской области структуры имеют в значительной мере блоковый характер. Изучение состава пород фундамента по кернам скважин в пределах Бухарской ступени, проведенное В. С. Князевым, А. М. Чарыгиным, О. А. Шнипом (1962) и Х. У. Узакковым (1963), не подтвердило четкой связи между распространением типов пород фундамента, а следовательно, и его внутренним строением и структурами платформенного чехла.

Между Бухаро-Хивинской областью и Северо-Кызылкумской впадиной расположено крупное вытянутое субширотное поднятие, названное Кызылкумо-Нуратинским кряжем. Строение его довольно сложно. Поверхность складчатого фундамента залегает от положительных отметок в пределах поднятий до отметок минус 1700 м в прогибах. Структуры, осложняющие Кызылкумо-Нуратинский кряж, сформированы в значительной мере в неоген-четвертичное время. Движения имели здесь блоковый характер, а строение чехла очень слабо согласуется с внутренней тектоникой палеозойского комплекса. В этом отношении структурные условия Кызылкумо-Нуратинского кряжа и Бухаро-Хивинской области сходны.

Приведенный краткий обзор особенностей строения платформенного чехла запада Средней Азии показывает многообразие морфологических типов тектонических элементов. Формирование структур тех или иных типов было обусловлено рядом причин. Среди них большую роль играли особенности доплатформенного структурного плана.

Сейчас еще трудно с определенностью установить, какие именно тектонические особенности фундамента определили формирование нелинейных структур в платформенном чехле эпигерцинской платформы. Можно высказать только некоторые соображения. Видимо, линейные унаследованные структуры не развиваются в пределах крупных геоантиклинальных поднятий, унаследованно формировавшихся в палеозое и сильно интродуцированных гранитоидами различного возраста. Примером таких зон могут служить Центрально-Каракумский и Карабогазский своды. Вероятно, унаследованная складчатость не возникает и в областях развития сложной изоклинальной и чешуйчатой складчатости в геосинклинальном комплексе, как, например, в Центральных Кызылкумах.

Несомненно, что зоны развития линейных и изометричных структур чехла отражают различные особенности внутренней структуры фундамента. В этом отношении идеи Ю. Н. Година (1960) и Ю. И. Сытина (1960) находят полное подтверждение.

Существенное влияние на характер платформенных структур в пределах восточной части плиты оказало также развитие постплатформенной орогенной области Тянь-Шаня. Именно с влиянием этой зоны следует связывать преимущественно глыбовый характер структур в пределах Кызылкумо-Нуратинского кряжа и восточной части Северо-Кызылкумской впадины. Отражением активизации тектоники в Тянь-Шане является также усложнение структуры Бухаро-Хивинской области в неоген-четвертичное время.

Литература

- Бабаев А. Г., Жуковский Л. Г., Зорькин Я. М., Каеш Ю. В. и др. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана. *Новости нефт. и газ. техн. Геология*, № 3, 1962.
- Борисов А. А. О современной структуре поверхности фундамента запада Средней Азии. *Новости нефт. техн. Геология*, № 4, 1958.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугуджар. *Тр. ГИН, Изд-во АН СССР, М.*, 1962.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. В сб. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». *Гостоптехиздат*, 1960.
- Годин Ю. Н. и Сытин Ю. И. О методике построения и основных чертах строения поверхности доюрского фундамента в пределах закрытой территории западной части Средней Азии. *Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.*, т. 46, 1962.
- Жуковский Л. Г. и Ильин В. Д. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Бухаро-Хивинской депрессии. *Гесл. нефти*, № 11, 1957.
- Князев В. С., Чарыгин А. М., Шнип О. А. Магматические породы закрытой части складчатого фундамента Западного Узбекистана. *Тр. МИНХиГП им. И. М. Губкина*, вып. 38, 1962.
- Сытин Ю. И. Основные структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова. В сб. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». *Гостоптехиздат*, 1960.
- Таль-Вирский Б. Б. и Федотов Ю. А. Тектоническое районирование территории Каракалпакии в связи с поисками месторождений нефти и газа. *Новости нефт. и газ. техн. Геология*, № 1, 1962.
- «Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии» под ред. Г. Х. Дженштейна. *Гостоптехиздат*, 1963.
- Узаков Х. У. Рельеф и геологическое строение складчатого фундамента Бухарского нефтегазоносного региона. *Узб. геол. ж.*, № 5, 1963.
- Шнип О. А. Палеозойские породы эпигерцинского фундамента газонефтяных месторождений Джар-Как, Караул-Базар, Сары-Таш. *Тр. МИНХиГП им. И. М. Губкина*, вып. 36, 1962.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. *Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, М.*, 1951.

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых

Статья поступила
18 марта 1965 г.

N. A. KRYLOV

ON TECTONICS OF THE PLATFORM MANTLE OF THE WESTERN PARTS OF MIDDLE ASIA

An analysis of a structural map compiled on the foot of the platform mantle is a base for the main types of the large structural elements characterized briefly. Among the structures of the first order linear uplifts and depressions are well developed as well as isometric domes and basins. The structures of the second order are also various: these are middle-sized isometric uplifts and depressions and linear, elongated troughs and ramparts. A peculiar variety of the platform linear structures of the second order are the chains of the anticlines which are steep for the platform.

These anticlines are adjacent to the large step-forming fractures or are situated above them.

The new materials suggest that the inherited dislocations in the mantle of the young platform have been formed not everywhere.

Institute of Geology and Exploitation
of Commercial Minerals

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24+552.321.6(265/266)

Ю. М. ШЕЙНМАНН

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ
НАХОДОК УЛЬТРАБАЗИТОВ В ОКЕАНЕ

В последнее время в пределах срединного хребта Индийского океана открыты ультраосновные породы. Об этом сообщают В. И. Чернышева и П. Л. Безруков (1965). Они же указывают на дальнейшие находки этих пород в том же районе. Ультраосновные породы давно известны из экваториальной части Атлантического хребта (скалы св. Павла, Tilley, 1947). До последнего времени дунитовые милониты этих скал были единственной находкой, и было трудно определить, в какой мере они типичны. Более того, были основания считать их исключением, поскольку из глубин океана драги поднимали только куски базальта. Сейчас данные В. И. Чернышевой и П. Л. Безрукова позволяют с достаточной степенью уверенности предполагать широкое распространение ультрабазитов в океане и возможную приуроченность их к центральной части срединных океанических хребтов.

В связи с такими находками встает вопрос о месте этих пород среди известных нам типов ультрабазитов. В литературе имеется всего пять анализов океанических ультрабазитов — четыре со скал св. Павла (Tilley, 1947) и один — с Индийского хребта (Чернышева, Безруков, 1965), поэтому сравнение может быть только условным.

Как известно, в пределах современных материков могут быть выделены два типа гипербазитов — геосинклиальный и платформенный. Первый приурочен только к геосинклиналям на ранних стадиях их развития. Главной чертой этих комплексов является крайняя бедность алюминием, кальцием и щелочами, так что основания представлены почти только магнием и железом. Побочной чертой является отсутствие или очень малое количество титана. Комплексы этого типа, как правило, не дают сколько-нибудь кислых дифференциатов и целиком сложены ультраосновными породами. Обычно гипербазиты этого типа именуется альпинотипными (за границей) или дунит-гарцбургитовой формацией (у нас).

В геосинклиналях же развита другая формация, богатая ультраосновными породами, — габбро-дунитовая. В типичном случае в ней явно преобладают основные породы, и ее правильнее, вслед за Ю. А. Кузнецовым (1964) и другими исследователями, производить из базальтовой магмы (если, конечно, не считать, как это делает ряд уральских геологов, габбровые ее породы результатом метасоматического изменения гипербазитов). В этой формации заметно большую роль играют щелочи, алюминий, кальций, титан.

Вторым типом ультраосновных пород являются комплексы щелочно-ультраосновного ряда, хорошо развитые в пределах главным образом платформ и в меньшей степени — областей завершенной складчатости. В большинстве случаев даже самые основные члены этих комплексов заметно обогащены щелочами (раз в пять, а иногда и в десять по сравнению с гипербазитами той же основности в дунит-гарцбургитовой формации). Для щелочно-ультраосновной формации характерна глубокая дифференциация, причем более легкие дифференциаты ее в слабой степени обогащаются кремнекислотой, но в очень большой — щелочами (а также кальцием и титаном). Кроме материков, щелочно-ультраосновная формация представлена на океанических островах, но только в эффузивной форме; интрузии до сих пор неизвестны. Главным образом это относится к Тихому океану.

Перечисленные химические особенности разных типов гипербазитов позволяют попытаться показать их различия в форме диаграмм. В общем количество титана в породах этих формаций возрастает с увеличением роли в них щелочей, поэтому была построена соответствующая диаграмма (рис. 1). Как видно из нее, эта зависимость существует, хотя и не слишком тесная, и формации разделяются по этому признаку достаточно хорошо. Вторая диаграмма показывает связь между содержанием щелочей

и кремнезема (рис. 2). На ней глубокое различие платформенных и геосинклинальных комплексов выступает очень отчетливо. Кажется удобным использовать эти диаграммы для определения места гипербазитов срединных хребтов.

Уже при ознакомлении с данными химических анализов океанических гипербазитов обращает на себя внимание сходство этих пород с гипербазитами геосинклиналей. На обеих диаграммах видно, что породы как из Индийского океана, так и со скал св. Павла никак не могут быть отнесены к платформенной формации. Даже весьма отличающийся обогащением щелочами один из анализов не выходит из пределов поля габбро-дунитовой формации.

Сложнее обстоит дело с решением вопроса о том, надо ли океанические породы сопоставлять с дунит-гарцбургитовой или габбро-дунитовой формацией. Даже, если

не принимать во внимание вышеупомянутый образец с высоким содержанием натрия, ясной картины нет. Если же окажется в дальнейшем, что такие обогащенные щелочами породы типичны для океанических гипербазитов, то придется признать, что мы имеем дело с габбро-дунитовой формацией; вернее, с формацией, очень близкой к ней.

Эта возможность крайне существенна, так как сопоставление гипербазитов срединных хребтов с габбро-дунитовой формацией предполагает родство этих пород с базальтами и происхождение за счет дифференциации базальтовой магмы, т. е. гипербазиты океанов окажутся в этом случае продуктом кристаллизации выплавки из мантии и будут очень далеки от самого вещества ее, не смогут быть представителями этого вещества (как это предполагалось, например, для дунитов скал св. Павла). Надо, конечно, иметь в виду, что в океанах возможно существование не одной формации, характеризующейся наличием ультраосновных пород, однако разделение их окажется крайне трудным из-за трудностей в непосредственном наблюдении соотношений пород на месте.

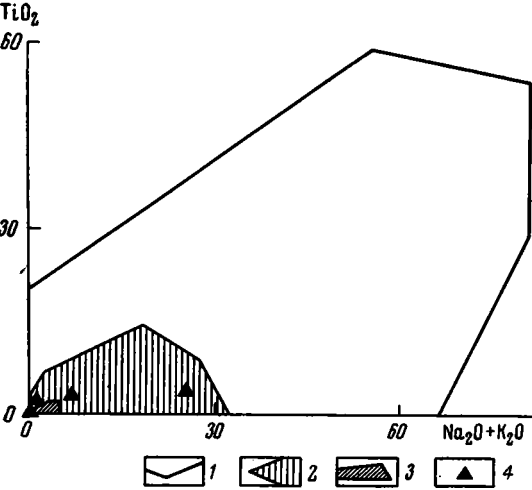


Рис. 1. Диаграмма соотношений щелочей и окиси титана в ультраосновных породах

1 — поле щелочных ультраосновных комплексов; 2 — поле габбро-дунитового комплекса Урала; 3 — поле дунит-гарцбургитовой формации Алтае-Саянской области; 4 — породы скал св. Павла и Индийского океана

Теперь попробуем подытожить значение, которое могут иметь приведенные выше данные для сравнения тектонической природы срединных океанических хребтов со структурами, наблюдаемыми на континентах. Но оговоримся, что мы не можем быть уверены, что гипербазиты описываемого типа отсутствуют вне хребтов, в других частях океана. Поэтому намечающаяся сейчас связь их с океаническими хребтами несколько условна.

Совершенно несомненен вывод о том, что океанические хребты (с точки зрения магматизма) не могут быть аналогами платформ — нигде на платформах и даже в пределах завершенной складчатости подобного рода комплексы появиться не могут. Будь то дунит-гарцбургитовая или габбро-дунитовая формация — обе они являются типичными для активной геосинклинали в эпоху до большой складчатости и подьемов.

С другой стороны, мы не имеем оснований признать области срединных хребтов геосинклиналями. Этому мешают два обстоятельства: 1) широкое развитие базальтовых серий негеосинклинального характера (более основной состав, нет перехода к андезитам) и, к тому же, сопровождающихся на островах типичной щелочно-базальтовой формацией; для геосинклинали, особенно на ранних стадиях развития, их, подобные серии крайне не характерны, если вовсе не запрещены; 2) глубина тектонического процесса под океаническими хребтами никак не соответствует глубине его под геосинклиналью: вместо сотен километров — только около 60 км. Последние две особенности, как и самый характер срединных хребтов (возвышенности, почти лишенные осадков, отсутствие больших прогибов), не позволяют рассматривать их как современные геосинклинали. Более того, хребты являются в своем роде антагонистами геосинклинали — областей островных дуг (1965). Может быть, было бы возможно примирить эти противоречия на основе предположения автора (Шейнманн, 1959) о том, что океаны атлантического типа являются теми наложенными на древние структуры областями опусканий, на месте которых в дальнейшем разовьются геосинклинальные пояса. В их пределах нет еще ни зон глубинных движений, уходящих на сотни километров в мантию, ни соответственно островных дуг, океанических рвов и других собственно

геосинклинальных форм. Однако уже наметились некоторые черты, характеризующие геосинклиналь.

В какой мере такое предположение правомочно, еще совсем неясно. Требуются дополнительные исследования, чтобы выяснить распределение «бесщелочных» ультрабазитов, а также их соотношения с породами базальтового состава. В частности, мы не знаем, не развиты ли совершенно такие же породы и вне срединных хребтов — в пределах других океанических возвышенностей, вдоль уступов вроде Мэррея или Мендосино и т. д. Если бы подобные гипербазиты оказались широко распространенными и независимыми от срединных хребтов, то пришлось бы признать, что дифференциация

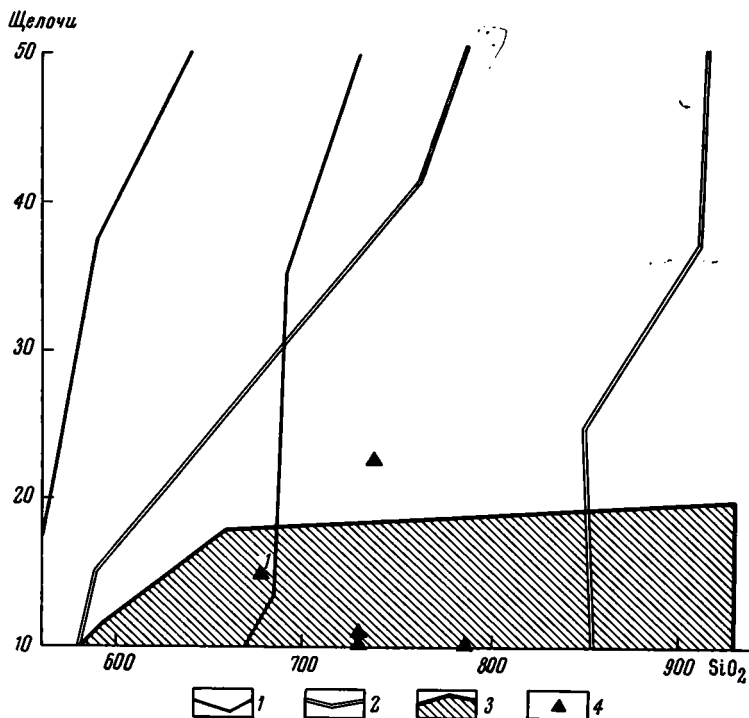


Рис. 2. Диаграмма соотношения щелочей и кремнезема в ультраосновных формациях

1 — поле щелочных — ультраосновных комплексов Гули и Кольского п-ова; 2 — габбро-дунитовая формация (Урал, Печенга); 3 — дунит-гарцбургитовая формация Урала, Алтае-Саянской области, Кольского п-ова и Приморья; 4 — гипербазиты скал св. Павла и Индийского хребта

перидотитового вещества глубин, в результате которой разделяются базальты от гипербазитов, происходит в глубинах под различными активными зонами океана и только в условиях континентальной коры приурочена к геосинклиналям. Однако при современном состоянии наших знаний такое решение кажется сомнительным.

Следует также узнать, действительно ли гипербазиты Атлантического и Индийского океанов образуют самостоятельную формацию — аналог дунит-гарцбургитовой, или они только крайние дифференциаты одной из габброидных формаций.

Но если окажется, что мы имеем дело с формацией, действительно присущей срединным океаническим хребтам, то высказанное выше соображение следовало бы, вероятно, проверить.

Литература

- Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Наука», 1964.
 В. И. Чернышева и П. Л. Безруков. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского хребта. Докл. АН СССР, т. 166, № 4, 1965.
 Шейнманн Ю. М. Об одной особенности срединных океанических хребтов. Геотектоника, 4, 1965.
 Tilley C. E. The Dunit — Mylonites of St. Paul's Rocks (Atlantic). Am. J. Sci., 245, № 8, pp. 483—491, 1947.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Статья поступила
8 апреля 1965 г.

В. Д. ПАРФЕНОВ, С. Р. ЖУКОВСКИИ
**МОДЕЛИРОВАНИЕ ХРУПКОГО РАЗРУШЕНИЯ
 В УСЛОВИЯХ ДЕФОРМАЦИИ СДВИГАНИЯ**

В последнее время в геологической литературе появилось большое количество работ, посвященных сдвиговым разрывным нарушениям (Hill, Dibblee, 1953; Буртман, 1963; Лукьянов, 1963; Солоненко, 1963; Рихтер, 1963; Рустанович, 1963 и др.). Эти работы доказали, что среди разрывных нарушений сдвиги играют важную роль.

Сдвиговые нарушения неоднократно моделировались различными авторами, главным образом на влажной глине (Ridel, 1929; Ли Сын-гуан, 1959; Гзовский, 1963). При этом большинство авторов не определяло вязкости глины и, следовательно, не учитывало теории подобия. Эти недостатки были учтены М. В. Гзовским (1963), проводившим опыты согласно теории подобия. В результате приведения к безразмерному виду основных уравнений, описывающих соотношения между напряжениями, перемещениями, деформациями и разрывами, М. В. Гзовским (1954) были получены следующие условия подобия для тектонических процессов.

$$G_G = C_\rho \cdot C_g \cdot C_t; \quad (1)$$

$$C_\eta = C_G \cdot C_t; \quad (2)$$

Здесь C_G — множитель подобия модуля сдвига; C_g — множитель подобия ускорения силы тяжести; C_ρ — множитель подобия плотности; C_t — множитель подобия времени; C_l — множитель подобия расстояний, C_η — множитель подобия вязкостей. Кроме того, им было показано, что величины с одинаковыми размерностями имеют одинаковые множители подобия. Например,

$$C_G = C_\tau = C_E = C_{P_{сж}}; \quad (3)$$

где C_τ — множитель подобия касательных напряжений; C_E — множитель подобия модуля Юнга; $C_{P_{сж}}$ — множитель подобия прочности на сжатие. Все безразмерные величины у модели и природного объекта являются одинаковыми.

Уравнение (1), соответствующее наиболее общему случаю деформации, используется при моделировании процессов, при которых значительную роль играет инерционная сила и сила тяжести. В тех случаях, когда эти силы незначительны, вместо этого уравнения используются более простые соотношения.

Опыты на влажной глине позволили в общих чертах проследить образование сдвигов значительной протяженности, формировавшихся длительное время. В результате образования таких разрывов нередко возникают катастрофические землетрясения и происходят неравномерные быстрые перемещения блоков земной коры, сопровождающиеся быстрым накоплением напряжений, местами достигающими условно-мгновенной прочности горных пород. Таким образом, в течение долей секунды — первых минут (Рихтер, 1963; Солоненко, 1963) формируются разрывы, сопровождающие землетрясение. Моделирование таких разрывов, согласно теории подобия, необходимо проводить на материалах со значительными вязкостными и прочностными характеристиками (Гзовский, 1963). Однако использование для моделей самих горных пород неудобно, так как при C_G и C_ρ , равных 1, C_t и C_l также будут равны 1, и, следовательно, эксперименты будут отражать деформацию слишком малых участков земной коры. Кроме того, из-за высокой прочности горных пород сильно усложняется оборудование и техника экспериментов. Поэтому моделирование сдвигов размером в десятки — сотни метров, образующихся в течение короткого промежутка времени, следует проводить на хрупких материалах, имеющих модуль Юнга (E) и прочность на сжатие ($P_{сж}$) заметно ниже природных. В качестве такого материала нами была выбрана канифоль (100%), прочностные свойства которой на два порядка ниже, чем у горных пород. Большим достоинством канифоли является ее прозрачность, позволяющая наблюдать морфологию трещин в объеме.

Примерные свойства канифоли (100%) следующие: $E = 4 \div 5 \times 10^3 \text{ кг/см}^2$; $\mu = 0,15 \div 0,20$; $\rho = 1,01 \div 1,09$; $P_{сж} = 15 \div 20 \text{ кг/см}^2$; $t_{\text{плав}}^\circ = 60^\circ$. Испытания показали, что чистая (100%) канифоль при комнатной температуре деформируется по закону Гука.

Опыты проводились на моделях размером: $10 \text{ см} \times 9 \text{ см} \times 0,35 \text{ см}$.

¹ $P_{сж}$ сильно зависит от способа приготовления, размеров и способа деформации — образца. $P_{сж}$ фиксировалась в момент массового появления трещин.

Расплавленная канифоль заливалась на две деревянные пластинки, одна из которых могла перемещаться относительно другой в горизонтальном направлении при помощи лебедки, винта или специального ударного механизма.

Деформация осуществлялась сдвижением со скоростями: 1 мм/сек, 1 мм/30 сек, 1 мм/1 мин. Кроме того, были проведены опыты, при которых сдвигание пластины осуществлялось очень быстро — ударом. Во всех случаях результат в общем оказывался сходным. Однако в зависимости от скорости деформации и толщины модели изменялась интенсивность образующихся разрывов, расстояние между ними и ширина зоны сдвига, в пределах которой образовались трещины. Рассмотрим несколько примеров.

СДВИГАНИЕ СО СКОРОСТЬЮ 1 мм/мин

Поскольку в данном случае ускорение модели незначительно, инерционной силой можно пренебречь и, следовательно, в качестве основного уравнения, описывающего соотношение между деформацией (γ) и напряжением (τ), следует взять закон Гука при сдвиге:

$$\gamma = \frac{\tau}{G}, \quad (4)$$

где G — модуль сдвига. В результате приведения уравнения (4) к безразмерному виду получаем следующее условие подобия:

$$C_{\tau} = C_G. \quad (5)$$

Согласно уравнению (3), вместо равенства (5) можно использовать равенство:

$$C_E = C_{P_{сж}}. \quad (6)$$

Посмотрим, насколько удовлетворяются условия подобия для канифоли. В качестве природного объекта возьмем горизонтально лежащий пласт андезито-дацитовых порфиров акчинской свиты (C_{2-3} ач), имеющей широкое распространение в Тянь-Шане. Упругие и разрывные свойства андезито-дацитовых порфиров, согласно В. Н. Беликову (1961), следующие (в среднем): $E = 6 \times 10^6$ кг/см²; $P_{сж} = 2200$ кг/см²; $\mu = 0,22$; $\rho = 2,6$ г/см³. Следо-

вательно, $C_E = \frac{6 \times 10^6}{4 \div 5 \times 10^3} = 1,5 \div 1,2 \times 10^3$; $C_{P_{сж}} = \frac{2,2 \cdot 10^3}{15 \div 20} = 1,1 \div 1,5 \cdot 10^2$. Таким

образом, видно, что практически условия подобия соблюдаются.

Описание опыта. При смещении деревянной пластины \approx на 1 мм после незначительной упругой деформации произошло внезапное хрупкое разрушение канифоли (рис. 1). В обоих крыльях сдвигаемой модели в зоне шириной 1—2 см¹ образовалась система эшелонированных разрывов (α_1), ориентированных к вектору сдвига под углом 20—42° (большинство разрывов под углом 35°). Расстояние между трещинами 0,5—1 см. Перемещение вдоль разрывов практически отсутствует. Интересно отметить тот факт, что при пересечении разрывом мелких пузырей искривления трещин не происходит. Вблизи пузырей большого диаметра (больше 3 мм) иногда наблюдалось искривление или ветвление разрывов.

Наблюдение над разрывами в объеме позволило установить любопытные детали. Большинство разрывов падало навстречу вектору перемещения (см. рис. 1). При переходе из одного крыла в другое азимут падения разрывов менялся на обратный. Поверхности разрывов оказались изогнутыми в объеме. Вблизи оси сдвига углы падения были максимальными (до 90°), а на окончаниях они уменьшались до 50—60°. При этом отдельные разрывы на окончаниях слегка отгибались к оси сдвига или разветвлялись. В том случае, когда разрывы (α_1) разрастались, приближаясь к периферии модели, они выполаживались до 30—50° и искривлялись в противоположном направлении — от оси сдвига. Кроме того наблюдалось выполаживание разрывов в направлении падения их поверхности.

Таким образом, в целом разрыв, проходящий через оба крыла, имеет сложную изогнутую поверхность, напоминающую двухлопастной винт, дополнительно закрученный вокруг вертикальной оси вращения по часовой стрелке.

Важно отметить, что изогнутость разрывов в модели из канифоли, как показывают расчеты и моделирование на упругих оптически-активных материалах (желатин и др.), имеет первичное происхождение, обусловленное, по-видимому, объемным напряженным состоянием модели при ее скашивании, а не искривлением трещин в результате дополнительных подвижек по разрывам, как это наблюдается при сдвиге модели из глины.

При дальнейшем сдвигании модели разрывы (α_1) слегка приоткрывались и разрастались. Количество их увеличилось. В этот же момент между разрывами (α_1) появились разрывы (α_2). В плане они ориентированы приблизительно под прямым

¹ В отдельных опытах при медленном скашивании разрывы образовывались мгновенно по всей площади модели.

углом к трещинам (α_1). Протяженность их 0,2—1 см. Большинство разрывов падало под углом 70—80° к оси сдвига, но местами отмечались и обратные падения. Образование системы разрывов (α_2), возможно, связано с продольным сжатием блоков, на которые разбилась модель после формирования разрывов (α_1).

При незначительном последующем смещении количество разрывов (α_2) увеличилось. Одновременно произошло разрушение перемычек между трещинами (α_1) и вдоль оси сдвига образовались извилистые разрывы (α_3), а в периферических частях модели возникли многочисленные неровные пологие разрывы (α_4), в общем параллельные (α_3). Они падают к оси сдвига. При дальнейшем перемещении трещины (α_3) объединились и образовался единый шов. При этом (α_1) играли роль «оперяющих» разрывов.

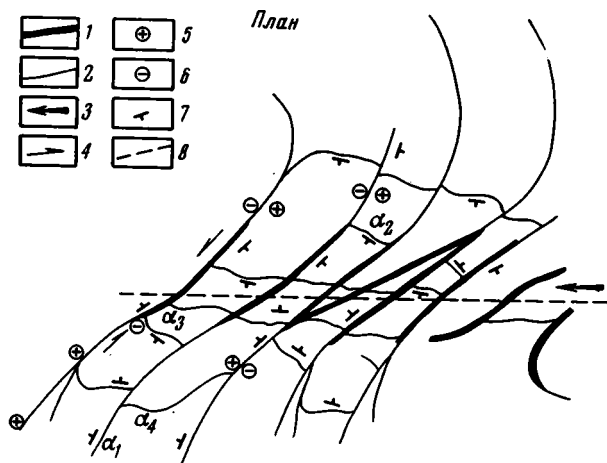


Рис. 1. Разрывы, образовавшиеся при хрупком разрушении модели из канифоли (сдвигание со скоростью 1 мм/мин).

Разрывы: 1 — образующиеся в первый момент разрушения; 2 — формирующиеся при дополнительном сдвигании; 3 — направление сдвига пластины; 4 — направление перемещения по разрывам (α_1); 5 — относительно поднятое крыло разлома; 6 — относительно опущенное крыло разлома; 7 — элементы залегания разрывов; 8 — ось сдвига модели

В результате образования разрывов (α_1), (α_2), (α_3) и (α_4) модель раздробилась на блоки, перемещающиеся по этим разрывам. При общем левом скашивании модели блоки, ограниченные разрывами (α_1 ; α_2 ; α_4), испытывали левое сдвигание. Одновременно вследствие винтообразной изогнутости поверхностей происходило небольшое шарнирное вращение этих блоков. При таком характере движений разрывы (α_1) представляют собой взбросо-сдвиги; (α_2) — сдвиго-взбросы или сдвиго-сбросы (в зависимости от падения их поверхностей); (α_3) — сдвиго-взбросы и (α_4) — надвиги.

СДВИГАНИЕ ПРИ ПОМОЩИ УДАРА

Во второй серии опытов сдвигание пластины осуществлялось ударом. Цель этих экспериментов — выяснение морфологии и последовательности образования разрывов при быстром скашивании модели. Условия опыта: масса ударника — 0,24 кг, масса сдвигаемой пластины с канифолью — 0,3 кг; скорость движения ударника ($V_{уд}$) в момент удара — 0,25—0,5 м/сек. Масса и скорость движения ударника подбирались таким образом, чтобы величина напряжения в зоне сдвига в момент удара превосходила прочность канифоли на сдвиг, но была бы заведомо меньше величины напряжений, возникающих в канифоли в связи с прохождением упругих волн.

Известно (Работнов, 1962), что при ударе характер распространения деформации является волновым.

Скорости распространения продольной (V_l) и поперечной (V_s) волн в канифоли, определяемые по формулам

$$V_l = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)}} \quad \text{и} \quad V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\mu)}}$$

(Саваренский и Кирнос, 1949), оказались равными приблизительно 2500 м/сек и соответственно 1600 м/сек. Напряжения, возникающие в модели при прохождении упру-

гих волн, определяемые по формуле: $\sigma_{уд} = \frac{E \cdot V_{уд}}{V_{волны}}$ (Работнов, 1962), по-видимому,

не превышали 1 кг/см^2 и, следовательно, не являлись причиной разрушения канифоли. Это предположение подтверждается следующим простым опытом. При испытании ударом модели, расположенной только на одной пластине, разрывы образуются в том случае, когда сила удара в несколько раз больше, чем сила в описанном опыте. При этом разрывы образуются на всей площади модели и ориентируются относительно направления удара симметрично, под углами $45-60^\circ$ (рис. 2).

Таким образом, в данном случае, так же как и при медленном сдвигании, разрушение модели происходит вследствие смещения пластины. Однако инерционная сила при этом играет заметную роль, и поэтому условия подобия должны соблюдаться в полной мере, согласно уравнению (1). Множители подобия Юнга, плотности, ускорения силы тяжести оказались уже заданными: $C_E = 1,2 \div 1,5 \times 10^2$; $C_\rho = 2,5$; $C_g = 1$. Из уравнений (1) заменим в нем G_G на C_E находим множитель подобия расстояний

$$C_l = \frac{C_E}{C_\rho \cdot C_g} \approx 0,5 \div 0,6 \times 10^2$$

Таким образом, полученная величина C_l говорит о том, что опыт в природных условиях соответствует деформации сдвига пластины длиной 7 м и мощностью $0,25 \text{ м}$.

Процесс деформации модели в динамике фиксировался на кинолентку. Съемки осуществлялись скоростной кинокамерой СКС-1, в масштабе $1:10$, с частотой в пределах $3800-4800$ кадров в секунду. В качестве источников освещения использовались кинопроекционные лампы К-22 с фокусирующей оптикой. Для съемок применялась пленка «Кинонегатив-Д» чувствительностью 350 единиц ГОСТ. С целью лучшего наблюдения трещин, образующихся на прозрачной модели, поверхность неподвижной и сдвигающейся пластин, на которые выливалась жидкая канифоль, окрашивались в белый цвет.

Вследствие того, что характер и рисунок трещин на разных образцах моделей в основном повторялся, имелась возможность по использованной уже модели установить наилучшее освещение объекта. Таким освещением, позволяющим наиболее четко выявить глубинное направление и распространение трещин, было боковое (почти «скользящее») освещение объекта.

Описание опыта. В большинстве случаев, когда смещение пластины не превышало 1 мм , картина образовавшихся разрывов (рис. 3) оказалась сходной с вышеописанной. В зоне шириной $0,5-1 \text{ см}$ в обоих крыльях модели наблюдались разрывы (α_1), (α_2) и (α_3). Наиболее четко были выражены разрывы системы (α_1). Расстояние между отдельными разрывами (α_1) составляло $1-2 \text{ мм}$. Винтообразный характер поверхности разрывов обычно выражен отчетливо, хотя искривление трещин на окончаниях незначительное. Киносъемка показала, что образование трещин системы (α_1) предшествует (α_2 , α_3) примерно на $0,0002 \text{ сек}$.

В тех случаях, когда сила удара была значительной и пластина перемещалась на расстояние порядка нескольких миллиметров, нередко наблюдалась иная картина разрывов (рис. 4). Разрывы (α_1) падали в обоих крыльях в одну сторону (навстречу вектору относительного перемещения в неподвижном крыле). Углы падения трещин в смещающемся крыле-модели были более крутые ($75-85^\circ$), чем в неподвижном. Протяженность их не превышала 1 см , в то время как в неподвижном крыле отдельные разрывы выходили даже на контур. При этом в смещающемся крыле разрывы на окончаниях слегка отгибались к оси сдвига.

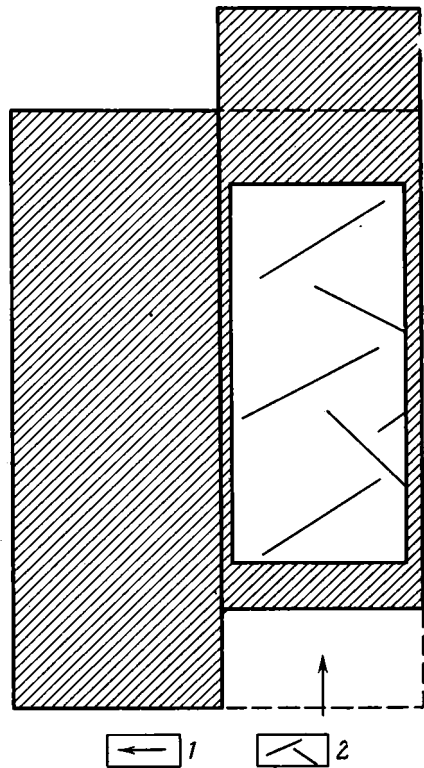


Рис. 2. Разрывы в модели из канифоли, образовавшиеся в результате прохождения упругих волн (деформация ударом. Сила удара больше 100 кг):

1 — направление удара; 2 — разрывы

Таким образом, при быстром сдвигании зона скашивания (т. е. полоса, в которой образуются разрывы) выражена всегда отчетливо. В отличие от случая медленного скашивания, она имеет небольшую, более или менее постоянную ширину (при постоянной толщине модели) и характеризуется более высокой частотой трещиноватости.

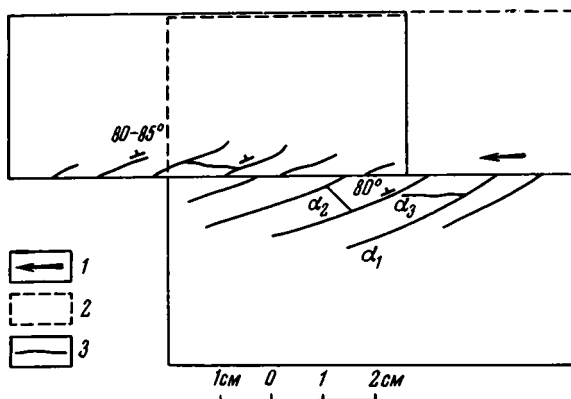


Рис. 4. Разрезы в модели из канифоли. (Сдвигаемые при помощи удара. Сила удара 50 кг).

1 — направление смещения пластины; 2 — положение пластины до сдвига; 3 — разрывы

(1963) и А. В. Лукьянова (1963). Приводимые ими и другими авторами многочисленные карты, зарисовки и фотографии показывают, что в большинстве случаев при катастрофических землетрясениях в зоне сдвига образуется система эшелонированных разрывов, ориентированных под острым углом к вектору смещения.

А. В. Лукьянов (1963) также отмечает, что трещины нередко имеют S-образную форму в плане, причем центральная часть их ориентирована под более крутым углом к простиранию зоны. Однако в сейсмологической литературе иногда приводятся схемы, на которых показаны разломы, окончания которых изогнуты и в противоположном направлении, как это наблюдается в периферических участках модели (см. рис. 1).

Несомненно, что в природных условиях во многих случаях возможны отклонения от данной схемы деформации вследствие наличия анизотропной среды, разнообразной ориентировки приложенных внешних сил, нередко меняющихся во времени, длительности процесса деформации, существования неравномерного дополнительного сжатия — растяжения и т. д. Однако массовое целенаправленное измерение элементов залеганий оперяющих разрывов жил и даек, возможно, позволит выявить описанные закономерности.

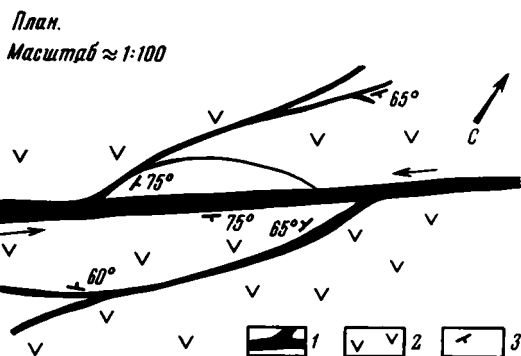


Рис. 5. Характер залегания кварцевых жил в лежащем крыле Бирюзового разлома (Верховье Алма-лысая. Юго-Восточный Карамазар):

1 — кварцевые жилы; 2 — туфолавы андезито-дацитовых порфиритов акчинской свиты (C_{2-3}^{ac}); 3 — элементы залегания жил

Выводы

При хрупком разрушении в процессе скашивания в горизонтальном направлении модели из канифоли (100%) в ней образуется несколько систем разрывов. Наиболее развитой оказалась система разрывов (α_1), ориентированных к вектору относительного перемещения под углом 30—40°. Разрывы (α_2) образуются несколько позднее, чем (α_1), и ограничиваются ими.

Разрывы (α_1) имеют винтообразную поверхность и падают навстречу вектору относительного перемещения.

При быстром сдвигании модели из канифоли (100%), в отличие от медленного, зона, в которой образуются разрывы, выражена отчетливо; изогнутость (α_1) на окончаниях незначительна; трещиноватость характеризуется большей интенсивностью.

Разрушение канифоли в течение времени порядка от долей секунд до первых минут в природных условиях соответствует образованию разрывов в процессе землетря-

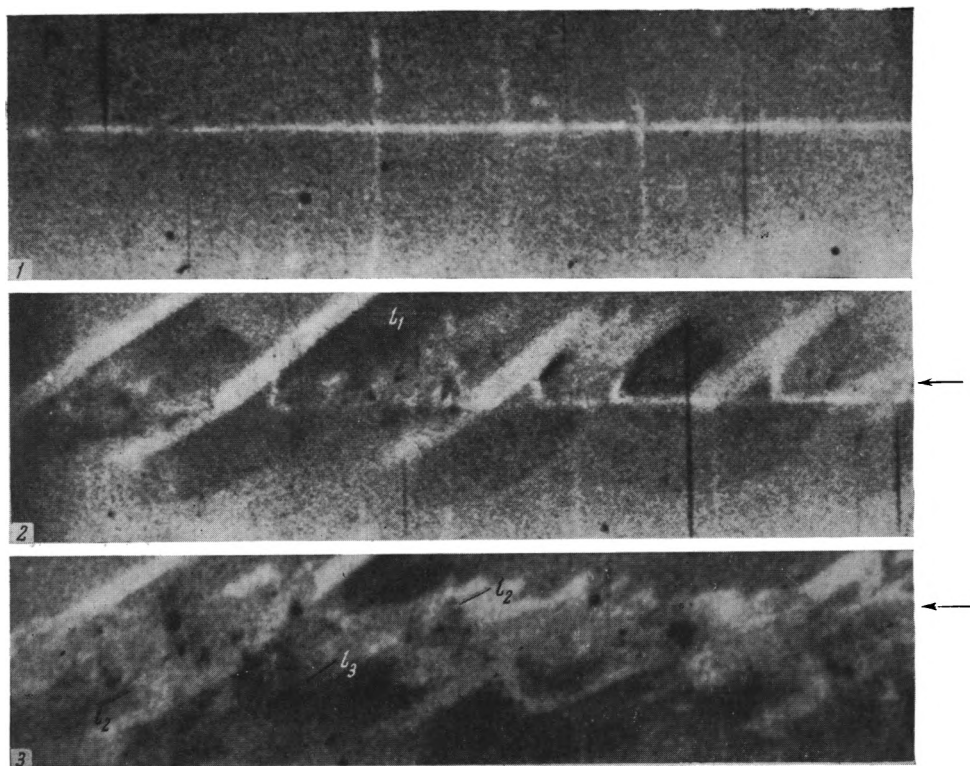


Рис. 3. Динамика хрупкого разрушения модели из канифоли (сдвигание при помощи удара. Киносъемка с частотой 4800 кадр/сек).

1 — поверхность модели перед ударом (белая горизонтальная полоса — ось сдвига модели); 2 — стадия I. Образование системы эшелонированных разрывов (l_1); 3 — стадия II. Образование единого шва путем разрушения перемычек между разрывами (l_3)

сений, формирующихся вследствие неравномерного скашивания участков земной коры.

В заключение авторы выражают благодарность М. В. Гзовскому за ценные советы и постоянную помощь в работе.

Литература

- Беликов Б. П. В сб. «Упругие и прочностные свойства горных пород». Тр. ИГЕМ, вып. 43, 1961.
- Буртман В. С. В сб. Талассо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. Изв. АН СССР, Сер. геофиз., № 6, 1954.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ли Сын-гуан. Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем северо-запада Китая. Гостеолтехиздат, 1959.
- Лукьянов А. В. В сб. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Работнов Ю. Н. Сопrotивление материалов. Физматгиз, 1962.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Рустанович Д. Н. К вопросу о механизме Ашхабадского землетрясения 1948 г. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Изд-во АН СССР, 1949.
- Солоненко В. П. В сб. Гоби-Алтайское землетрясение. Часть II, глава X. Изд-во АН СССР, 1963.
- Hill M. Z., Dibblee T. W. San Andrea Garlock and Big Pine faults California. Geol. Soc. Amer. Bull., 64, № 4, 1953.
- Ridel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen (ein Beitrag zum Problem der Fiederspalten). Cbl. f. Min., Abt. B, 8, 1929.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
9 июня 1965 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Н. А. БЕЛЯЕВСКИЙ

РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ

Т. К. ХУАНГ, ЧАНГ ЧЕНГ-КУН, ЧАНГ ЧИ-МЕНГ И ЧЕН КУО-МИНГ
 «ОБ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЯХ И МИОГЕОСИНКЛИНАЛЯХ КИТАЯ
 И ИХ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ»¹

Видный китайский геолог Т. К. Хуанг, известный по изданным на русском языке его трудам под именем Хуан Ти-цина, вместе с группой своих коллег в последние годы провел значительную работу по сравнительному изучению геосинклиналей Китая. В результате работы он пришел к выводу, что на территории этой страны, так же как и во многих других регионах, могут быть выделены эвгеосинклинали и миогеосинклинали, основные характерные черты развития которых приведены в таблице.

Рассматривая эвгеосинклинали Китая, авторы заключают, что вулканические породы в них составляют не менее трети всей мощности отложений, и около двух третей их приходится на осадочные породы, среди которых от трети до половины составляют обломочные породы, а остальная часть образована хомогенными (карбонатными и кремнистыми) накоплениями. Большая часть обломочных пород представлена граувакками и аргиллитами. Граувакки часто переслаиваются с вулканическими породами. Кремнистые накопления представлены сланцеватыми и массивными разновидностями (в частности роговиками), джеспилитами радиоляритами. Все они обычно также связаны с вулканическими толщами.

В миогеосинклиналях песчаники и сланцы занимают до двух третей мощности стратиграфической колонки, а карбонатные отложения — от одной трети до половины. Характерным для миогеосинклиналей является широкое развитие флишевых толщ. Намеченная ранее некоторыми исследователями последовательность, согласно которой разрезы геосинклинальных отложений начинаются терригенными формациями, за которыми следуют карбонатные, и затем вновь располагаются терригенные формации, в геосинклиналях Китая часто нарушается.

Вулканическая деятельность по-разному проявлялась в эвгеосинклиналях. В некоторых из них она продолжалась на всем протяжении их развития, например в Пейшане. Эту группу эвгеосинклиналей авторы рекомендуют называть голоэвгеосинклиналями. В других вулканическая деятельность охватывала примерно половину периода развития эвгеосинклиналей. Это по терминологии авторов — семизэвгеосинклинали. Иногда в них вулканическая деятельность проявляется лишь во второй период развития (Северный Тянь-Шань). В других мощная вулканическая деятельность развивалась в начальную стадию истории семизэвгеосинклинали (Якшианг). Поэтому авторы различают поздние и ранние семизэвгеосинклинали. Авторы подчеркивают, что во многих эвгеосинклиналях осадочные и вулканические формации до 7—8 раз перемежаются друг с другом.

Характерным для многих эвгеосинклиналей является распространение в них основных и ультраосновных пород, причем последние, как правило, подвергались энергичной серпентинизации. Этот процесс не занимает какого-либо определенного временного интервала («яруса»), так как процессы серпентинизации проявлялись неоднократно, следуя сразу за периодами внедрения гипербазитов.

Многократность внедрения гранитных интрузий особенно ясно подчеркивает полициклический тип развития эвгеосинклиналей Китая. Их появление обычно сопровождается фазами сильного проявления складчатости. В Северном Тянь-Шане имели место по крайней мере четыре эпохи внедрения гранитных интрузий.

¹ Т. К. Huang, Chang Cheng-kun, Chang Chih-meng, Chen Kuo-ming. On Englosynclines and Miogeosynclines of China and their polyclir Development, Professional Papers, Sect. C. Regional and Structural Geology, N 1, Peking, 1965.

Тектонические подразделения		Начало заложе-ния	За-мыка-ние	Количе-ство вулка-но-се-димен-тацион-ных циклов	Количе-ство циклов интрузий	Количе-ство циклов гранит-ной интрузии	Коли-чество фаз склад-чатости
Тяньшаньская геосин-клиальная система	Северо-Тяньшаньская варисцидская эвгеосинкли-наль Юж. Тяньшаньская варисцидская мигеосинкли-наль Пейшанская варисцидская эвгеосинклиналь	0	C ₃	5	2	4	4
		Ст	P ₂	2	?	3	5
		Ст	P ₁	8	2	3	4
Больше-Хинганская варисцидская геосинклиналь		Ст	P ₁	6	?	3	7
Куьлуньская геосин-клиальная система	Северо-Куьлуньская варисцидская эвгеосинкли-наль Сев. Куьлуньская варисцидская мигеосинклиналь Южно-Куьлуньская варисцидская мигеосинклиналь Линкитунгская яньшанская мигеосинклиналь	PCст	C ₃	4	1	3	3
		Ст	P ₁	2	—	1	2
		Ст	Cr ₁	—	—	3	3
		С	Cr ₁	—	—	1	1
Наньшаньская геосин-клиальная система	Северо-Тапашаньская каледонская эвгеосинкли-наль Южно-Наньшаньская индо-синийская мигеосинкли-наль	PCст	S ₃	7	1	3	4
		Ст	T	2	—	2	3
Циньлинская геосин-клиальная система	Северо-Тапашаньская каледонская мигеосинкли-наль Южно-Циньлинская кале-донская эвгеосинклиналь Северо-Циньлинская индо-синийская геосинклиналь	PCст	S	2	—	2	2
		PCст	S	3	1	2	2
		P	T	1	—	1	1
Геосинклиальная си-стема Суньлан-Канце	Анамачинг-Байан-Кара-индосинийская геосинкли-наль Якиангская индосинийская эвгеосинклиналь Чунгъен-Чиехванская индосинийская эвгеосин-клиналь		T	1	—	2	3
		Ст	T	4	3	3	3
		PCст	J	1	—	—	1
Западно-Юннаньская геосинклиальная система	Иеннанская, иеншань-ская мигеосинклиналь Паошанская, иеншаньская мигеосинклиналь	0	T	3	?	3	3
		Ст	J	—	—	—	1
Южно-Китайская, каледонская мигеосинклиналь		Ст	S	1	—	1	1
Тайваньская, гималайская эвгеосинклиналь		C?	N ₂	4	1	2	4

Магматическая деятельность в эвгеосинклиналах обычно развивается в такой последовательности. В начале происходит внедрение основных и ультраосновных пород, затем образуется спилито-кератофировая формация, а потом возникают интрузии гранитов. Магматические и осадочные породы располагаются в определенной последовательности, которая образует осадочно-магмато-тектонический цикл. Такие циклы неоднократно возникали на протяжении развития эвгеосинклиналей. В Наньшане их известно три, а Северном Тянь-Шане — четыре.

Неоднократные проявления складкообразовательных движений также характеризуют полициклический тип развития эвгеосинклиналей. При этом часто бывает трудно установить, которая из фаз складчатости является наиболее значительной, а которая имеет подчиненное значение. Иногда бывает невозможно сказать что-либо о последней складчатости: была ли она сильной или нет. Авторы обращают внимание на то, что вопреки сложившимся точкам зрения нередко заключительные фазы складчатости оказываются отнюдь не сильными, а наоборот, — самыми слабыми. Примером этого может явиться послесилурийская складчатость в Северном Наньшане.

Авторы подчеркивают, что складчатость неоднократно проявлялась на всем протяжении жизни геосинклиналей. Причем ранние этапы развития геосинклиналей не были свободны от проявления фаз складчатостей. Они отмечают, что инверсия, с которой начинается орогенный режим, часто возникает в результате не одной, а нескольких фаз последовательных складчатостей. Авторы полагают, что каждая фаза складчатости, сопровождаемая возникновением магматических серий, может быть понята в виде частичной инверсии.

Процесс развития складчатости начинается по-разному в разных геосинклиналах. В Северном Наньшане складчатость начиналась на юге и затем распространялась на север, постепенно охватывая всю геосинклиналь. В Тянь-Шане складчатостью была

охвачена сперва центральная часть геосинклинали, откуда она распространилась к ее окраинам. В Северном Тянь-Шане складчатость энергично развилась в его западном сегменте, в то время как в пределах восточного сегмента продолжали сохраняться геосинклинальные условия накопления осадков.

Относительно пространственных отношений между эвгеосинклиналями и миеосинклиналями авторы отмечают территории, где они встречаются раздельно (Большой Хинган, Южный Китай), а также районы, где эти геосинклинали существуют попарно (Южный и Северный Циньлинь), и, наконец, места, где они перемежаются друг с другом (Западный Юннань). Во всех случаях периоды развития эвгеосинклиналей оказываются более короткими, чем эпохи формирования миеосинклиналей.

Таково краткое содержание рассматриваемой работы. Несомненно, она является не только крупным итогом в развитии региональных тектонических и геологических исследований Китая, но и определенной вехой в эволюции представлений китайских тектонистов. Обращает на себя внимание то, что термин «парагеосинклиналь» больше ими не используется, и что развитые на территории Китая геосинклинали представляются в виде структур, мало чем отличающихся от геосинклиналей, развитых в других частях мира. Безусловно представляются важными взгляды, активно развиваемые Т. К. Хуангом и его коллегами, о полициклическом и многообразном развитии геосинклиналей Китая. Эти взгляды подтверждают сложность геосинклинального процесса, который, по-видимому, оказывается достаточно индивидуальным и разным в разных частях материков, хотя общая направленность его везде остается более или менее сходной.

В этой работе остались не рассмотренными некоторые важные особенности других геосинклиналей Китая, в частности возникших на Китайской платформе. Эти геосинклинали отличаются большими размерами, нередко развитием континентальных отложений и рядом других характерных черт. Авторы также не уделяют внимания рассмотрению промежуточных форм между эвгеосинклиналями и миеосинклиналями, так называемых мезогеосинклиналей, в которых вулканогенные толщи, слагающие определенную часть геосинклинальной толщи, являются либо сравнительно маломощными, либо не представлены типичной ассоциацией спилитов и кератофилов. Примером мезогеосинклиналей в Китае могут служить палеозойские сооружения Северных цепей Западного Куньлуня. По-видимому, рассмотрению их будут посвящены самостоятельные исследования. В данной работе основным предметом изучения явились крупнейшие геосинклинальные системы Азиатского материка: Тянь-Шаньская, Куньлуньская, Наньшаньская, Цаньлинская и др. Типично развитые эвгеосинклинали и миеосинклинали являются их важнейшими составными элементами.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки

Статья поступила
30 декабря 1965 г.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и p , g и q , l и e , I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), $\overset{=}{o}$ (малым) и 0 нулем.

$\overset{=}{o}$ Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

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

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

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

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

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должно быть приложено резюме (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

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

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

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

Цена 1 р. 20 к.

232
ВЕСОЧНЫЙ ПЕР.
Д.З. КВ. 42
МАКАРЧЕВУ Г.И.

Индекс
70228

К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В магазинах «Академкнига» имеются в наличии комплекты и отдельные номера журналов издательства «Наука» за 1966 год и прошлые годы:

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1965 г. — № 5
1964 г. — №№ 1, 2, 3, 5, 6
1963 г. — № 4

ГЕОТЕКТНИКА

1966 г. — №№ 1 и 2
1965 г. — Комплект (№№ 1—6)
Примечание: № 5 имеет приложение: Геотектоническую карту.

ЗАПИСКИ ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

1965 г. — №№ 3, 4, 5, 6
1964 г. — №№ 1, 2, 3, 4, 6
1963 г. — №№ 2, 5, 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

Серия геологическая

1965 г. — №№ 6, 7, 8, 11, 12
1964 г. — №№ 1, 4, 6, 8, 11
1963 г. — №№ 9, 10, 11

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1966 г. — № 1
1964 г. — №№ 1, 2, 3, 5
1963 г. — №№ 1, 2, 3

ОКЕАНОЛОГИЯ

1964 г. — №№ 1, 2
1963 г. — №№ 2, 3, 4, 5, 6

Желающие приобрести необходимые номера или комплекты вышеперечисленных журналов могут обратиться по следующим адресам:

Москва, ул. Горького, 8. Тел. Б9-21-84 — магазин № 1.

Москва, ул. Вавилова, 55/5. Тел. В6-69-49 — магазин № 2.

Журналы могут быть высланы почтой наложенным платежом. Для этого свой заказ направьте по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10, Центральная контора «Академкнига».

«АКАДЕМКНИГА»

