

в 3-х т. Стр 35-38 (рис.) стр. 39 (текст)
с увелич. в 1,6 р. Спец КАГЭ - партид N 4
(Балуев А.С.)

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

тел. 430-16-66

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1988

СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М. В. И. Вернадский и геотектоника	3
Паталаха Е. И., Хрычев Б. А. Листрические разломы в складчатых областях	8
Мазарович О. А., Мазарович А. О. Некоторые соображения по тектонической терминологии	20
Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов С. К., Кагалова Л. И., Чернышев Н. М. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи	30
Енцов И. И. Надвиги и перспективы нефтегазоносности Верхнепечорской впадины Предуральяского прогиба	45
Диденко А. Н., Печерский Д. М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта	56
Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д., Калашников Ю. А., Науменко А. В., Истекова С. А. Рифтогенез в палеозойской истории рудной провинции Каратау	69
Казанцев Ю. В., Бехер Н. И. Аллохтонные структуры Керченского полуострова	77
Парфенов Л. М., Рожин С. С., Третьяков Ф. Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье)	90
Рябухин А. Г., Зоненшайн Л. П., Хаин В. Е. Эволюция Южно-Антильского региона в контексте тектоники литосферных плит	103
Пушаровский Ю. М., Хаин В. Е., Межеловский Н. В., Натапов Л. М., Гарцкий Р. Г., Белов А. А., Поспелов И. И., Казимиров А. Д., Марков М. С., Короновский Н. В. Рекомендации по проведению тектонических исследований в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием, разработанное комиссией, созданной XXI Всесоюзным тектоническим совещанием (февраль 1988 г.)	116

Хроника

Поспелов И. И. Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием	123
Решение XXI Всесоюзного тектонического совещания «Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием»	125
Трифонов В. Г. Совещание «Неотектонические исследования при геологическом картировании» (секционные заседания XXI Всесоюзного совещания)	126
Щеглов А. Д. Чтения имени академика А. П. Карпинского	127

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1988

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M. V. I. Vernadsky and geotectonics	3
Patalakha E. I., Khrycheva B. A. Listric faults in fold regions	8
Mazarovich O. A., Mazarovich A. O. Some considerations on tectonic terminology	20
Galdin N. Ye., Yegorkin A. V., Zyuganov S. K., Kagalova L. I., Chernyshev N. M. Deep structure of the Earth crust in the Kola peninsula along the regional profile Pechenga — Umbozero — Pulon'ga — Ruchii obtained by earthquakes transformed waves method (DSS)	30
Yentsov I. I. Overthrusts and oil-gas perspectives in the Upper Pechora depression of the Pre-Uralian trough	45
Didenko A. N., Pechersky D. M. Paleomagnetism of mid-Paleozoic rocks from ophi- olite complexes of the Alai range	56
Lyubetsky V. N., Lyubetskaya L. D., Kalashnikov Yu. A., Naumenko A. V., Isteko- va S. A. Riftogenesis in the Paleozoic history of the Karatau metalliferous pro- vince	69
Kazantsev Yu. V., Bekher N. I. Allochthonous structures of the Kerch peninsula	77
Parfenov L. M., Rozhin S. S., Tret'yakov F. F. On the nature of the Adycha-Taryn fault zone (East Verkhoyanye)	90
Ryabukhin A. G., Zonenshain L. P., Khain V. Ye. Evolution of the South-Antilles region in relation of lithosphere plate tectonics	103
Pushcharovsky Yu. M., Khain V. Ye., Mezhelovsky N. V., Natapov L. M., Garet- sky R. G., Belov A. A., Pospelov I. I., Kazimirov A. D., Markov M. S., Koro- novsky N. V. Recommendations as to carrying out tectonic investigations in connection with medium- and large-scale geological mapping which were elab- orated by the Commission set up by the XXI All-Union Tectonic Conference (February 1988)	116

Chronicle

Pospelov I. I. Tectonic investigations in connection with medium- and large-scale geological mapping	123
Decision of the XXI All-Union Tectonic Conference «Tectonic investigations in con- nection with medium- and large-scale geological mapping»	125
Trifonov V. G. The Conference «Neotectonic investigations for geological mapping» (section meetings of the XXI All-Union Conference)	126
Shcheglov A. D. A. P. Karpinsky memorial readings	127

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

В. И. ВЕРНАДСКИЙ И ГЕОТЕКТОНИКА

В год 125-летия со дня рождения великого естествоиспытателя и мыслителя Владимира Ивановича Вернадского, именем которого названы один из крупнейших институтов Академии наук, проспект в столице, научно-исследовательский корабль, создаваемый ныне национальный геологический музей, в этот юбилейный год в адрес Вернадского говорится много проникновенных благодарственных слов за его подвижничество в науке. Глубочайшая мысль этого ученого проникала в сокровенные тайны мироздания и ярко высвечивала то одну, то другую природную закономерность. Некоторые научные предвидения Вернадского оказались таковы, что оценить их стало возможным только многие годы спустя, лишь в период особого размаха научно-технической революции. Более того, весь наш предшествующий опыт говорит о том, что и в будущем естествознание будет черпать в его творческом наследии идеи непреходящего значения.

Дата рождения В. И. Вернадского — 12 марта 1863 г. Происходил он из профессорской семьи, проживавшей в Петербурге. В 1881 г. Вернадский поступил на естественное отделение физико-математического факультета Петербургского университета, где уже с третьего курса начал работать в области кристаллографии и минералогии. В 1885 г. он окончил университет, успев напечатать первые научные работы.

В своей жизни Вернадский обращался ко многим научным областям. Помимо кристаллографии и минералогии он особенно много работал в области геохимии, а также созданных им дисциплин — космохимии, биогеохимии и радиогеологии. Нельзя не упомянуть, что Вернадский — основоположник учения о ноосфере (сфере разума). Всё это области, которые в наши дни находятся на переднем крае науки.

Прожил В. И. Вернадский неполных 82 года, он скончался в Москве 6 января 1945 г.

Огромным событием для науки был выход в свет книги В. И. Вернадского — «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения» [3]. В последние годы жизни ученый хотел дать по существу общую картину мира. А. П. Виноградов в своем биографическом очерке о В. И. Вернадском сообщает, что над этой книгой Вернадский работал в период 1937—1943 гг., сначала в Москве, а затем в Боровом, где он находился во время Отечественной войны в эвакуации. Но книга не была им вполне закончена. В предисловии редакции сказано, что автор «не успел отредактировать весь текст, и часть этой работы взяли на себя его сотрудники и ученики». И дальше (что очень ценно): «При подготовке рукописи к печати в основу был положен принцип сохранения и неприкосновенности авторского текста, с самой минимальной, чисто внешней правкой в тех местах, где это было совершенно необходимо» [3, с. 5—6]. Книга выпущена издательством «Наука» в 1965 г.

В. И. Вернадский не занимался тектоникой. Но давно уже эта наука определилась как область знания не только о строении и развитии поверхностной части планеты, но и планеты в целом. И в этом отношении книга Вернадского — источник чрезвычайно глубоких мыслей.

После раздела, касающегося состояния и развития Солнечной системы с элементами, говоря современным языком, сравнительной планетологии, в книге следуют 13 глав, посвященных составу, строению и энергетике Земли и ее отдельных оболочек. Содержащиеся в этих главах идеи ниже и будут вкратце освещены.

Прежде всего коснемся основных понятий, которыми пользовался Вернадский.

Он считал, что все планеты состоят из концентрических оболочек, проявленных в трех основных видах. Верхняя из них газообразная, заключающая «жидкие и твердые тела», переходящая кверху в вакуум. Ниже — кора, для Земли — «земная кора». Третья оболочка — по свойствам особая, отличающаяся специфическим «глубинно-планетным состоянием материи». В этом состоянии молекулы могут существовать, но кристаллические решетки из-за большого давления вышерасположенных оболочек «могут быть и неустойчивы».

К земным оболочкам Вернадский относил и биосферу (термин Э. Зюсса). С этим понятием связаны глубочайшие идеи ученого, вошедшие в золотой фонд мирового естествознания. Основным признаком биосферы — участие во всех ее процессах живого вещества. И здесь следует привести рассуждения о подвижности субстрата биосферы, т. е. о принадлежности биосферы к таким земным оболочкам, которые находятся «в непрерывном движении». «Эти движения,— писал ученый,— чрезвычайно разностороннего характера, в настоящее время геологами подразделяются на разные формы: на сдвиги, шарьяжи, сбросы и сводовые поднятия, нормальные тангенциальные складки, передвижения целых континентов в горизонтальном направлении (едва ли реальные?), трансгрессии моря и т. п.» [там же, с. 78—79]. Эта фраза — одна из немногих у Вернадского, относящихся непосредственно к тектонике. Соответствующий абзац продолжается мыслью, что в общегеологических построениях трудно отличить в какой степени приходится иметь дело со схемами, а в какой — с научными обоснованиями. В этих словах подмечена, пожалуй, общая закономерность в развитии геологического знания.

Часто пользовался Вернадский такими понятиями, как гранитная и подгранитная оболочка. Вообще терминологически он во многом следовал предшественникам, широко употребляя понятия «литосфера» (Зюсс), «геосфера» (Меррей), «астеносфера» (Ван Хайз). Однако их смысловое содержание позднее было изменено. Например, под астеносферой понималась подвижная область планеты («область натяжения»), которая «захватывает всю биосферу и три геологические оболочки ниже ее: стратисферу, метаморфическую и гранитную... и заканчивается в подгранитной оболочке, которая лежит на континентах ниже гранитной оболочки, а под Тихим океаном и под частями других океанов, где нет гранитной оболочки, подходит ко дну» [там же, с. 114].

Как было в период создания книги о биосфере, так и в наши дни особое внимание привлекает проблема механизма тектогенеза. О своем времени Вернадский писал, что «причина орогенических и тектонических перемещений сейчас больше всего захватывает мысль и усилила геологов» [там же, с. 81]. Это относится и к нашим дням, и более того, по всем данным, эти слова можно будет произносить также и в третьем тысячелетии.

Нужно отметить, что Вернадский отчетливо видел ограниченность материала, имеющегося у геологов, необходимого для планетарных выводов. Он писал: «Геологическое строение дна океанов, т. е. большей части планеты, нам недостаточно известно, и до сих пор в значительной части является для нас загадкой» [там же, с. 81]. И далее: «Пока не будет серьезно геологически охвачен Океан, геология материков, даже учитывая геологию шельфов, материкови обтекающих, дает для наших геологических научных заключений только меньше, чем треть поверхности планеты» [там же, с. 82]. Следует сказать, что к такому заключению геологи-тектонисты пришли позже Вернадского, фактически тогда, когда в геотектонике открылась эра составления обзорных тектонических карт.

Теперь уже несколько десятилетий ведется изучение геологии Мирового океана, многое удалось узнать, однако неразработанных проблем остается множество. Более того, проникновение буровых скважин или специальных снарядов в глубокие части океанского ложа может привести даже к кардинальному пересмотру современных опорных общетектонических представлений.

Весьма важное значение для геотектоники имеют идеи В. И. Вернадского о геологии Тихого океана и диссимметрии в строении оболочек Земли.

Известно, что есть большая группа геологов, рассматривающих Тихий океан как древнейшее тектоническое образование. Особенно часто цитируется при этом знаменитый тектонист Г. Штилле, опубликовавший в 1946 г. крупную работу «Древние и молодые океаны» [6]. В. И. Вернадский о Тихом океане как о древнейшем на Земле также писал вполне определенно. При этом, если сопоставлять годы его работы в этой области с временем публикации работы Штилле, то выясняется, что Вернадский был предшественником Штилле. Он утверждал, что в палеозое в области Тихого океана не было континентов. Что же касается докембрия, то и тогда существование континентов на этом пространстве ни по каким признакам, в том числе косвенным, не выявляется. «Мне кажется поэтому,— писал он,— что геологи вполне могут допустить, что никаких проявлений континентов во впадине Тихого океана (конечно, за исключением области шельфов) на всем его огромном протяжении не было, по крайней мере с альгонка» (протерозоя.— Ю. П.) [3, с. 87]. Многие более поздние рассуждения оказались совершенно созвучными этой идее. Тем не менее Вернадский не считал, что проблемы больше не существует и отмечал, что Тихий океан во многом продолжает быть геологической загадкой. Развивая мысль о древности океана, он писал, что причину его образования надо искать в геологической истории континентов. Мне представляется, что это надо понимать в том смысле, что Тихий океан — это видоизмененный реликт древней оболочки планеты. Но об этом можно лишь догадываться. По крайней мере тектоническое происхождение Тихоокеанской впадины или образование ее в связи с отрывом Луны от Земли он отрицал.

Главнейшей особенностью континентов Вернадский полагал присутствие гранитного слоя, который он понимал буквально. Существование гранитной (гранодиоритовой) оболочки под сушей (основываясь на батолитах) он считал доказанным фактом, а место этой оболочки определял как самое низкое в коре, над которой лежит метаморфическая оболочка, отделенная зоной мигматизации, и далее осадочная. Под гранитами находится область «глубинно-планетарного состояния материи», о которой уже упоминалось. Гранитная оболочка, являясь «созданием континентов», понимается как конечный результат преобразования частей биосферы в условиях высоких температур. Сегодняшняя наука, конечно, иная, но идеи разделения земной коры на области с «гранитной оболочкой» (континенты) и без нее (как в Тихом океане) получили в геотектонике мощное развитие. В частности, тектонической школой Геологического института АН СССР уже длительное время развивается учение о том, что процесс образования континентов есть процесс становления и развития в земной коре гранитно-метаморфического слоя, являющегося результатом структурно-вещественного преобразования симатической коры. Прямой связи между появлением этого учения и идей Вернадского нет, но несомненно и то, что взгляды основоположника биогеохимии перекликаются с современными тектоническими взглядами. О океанах у В. И. Вернадского было дифференцированное суждение. Опираясь на тогдашние, хотя и весьма бедные геофизические (сейсмические) данные, он считал, что под Атлантическим и Индийским океанами гранитная оболочка существует, но ее нет под Тихим океаном. Что касается первых двух, то чем дальше мы их изучаем, тем больше встает проблем в отношении строения глубинных зон под ними. Особенно это относится к лучше изученному Атлантическому океану, где, например, вблизи осевой рифтовой долины срединного хребта, в экваториальной зоне обнаруживаются породы гранодиоритового состава. Сейчас трудно сомневаться, что упрощенная модель спрединга даже для Атлантики в скором времени будет оставлена и заменена значительно более сложной картиной тектонического развития океана, притом не вполне одинаковой для разных его частей.

В данном случае более подходящим является другое высказывание Вернадского, что гранитная оболочка в Атлантическом и Индийском океанах местами может отсутствовать [там же, с. 101].

Гранитную же оболочку под Тихим океаном (кроме шельфа и прибрежных островов, таких, как Япония) Вернадский отрицал полностью. «Под его дном, — писал он, — близко подходят очаги чрезвычайно химически основной базальтовой магмы, которая на его вулканических островах может подниматься на поверхность с глубины несколько километров... Очень много извержений лавы и газообразных продуктов происходит в Тихом океане, не доходя до поверхности, в виде подводных вулканических извержений» [там же, с. 98]. И далее — «Структура дна Тихого океана резко иная, чем других океанов» (там же). Таким образом, по Вернадскому базальтовые породы происходят из глубинно-планетного вещества.

Хотя и бегло, но Вернадский обращал внимание на ограничения Тихого океана. О западной части океана он писал, что она является «во многом переходной», соглашаясь с предшественниками, что ее ограничением служит андезитовая линия. Однако А. Д. Архангельский в те же годы рассмотрел проблему намного полнее [1].

В. И. Вернадский положил начало фундаментальной идее о диссимметрии в составе земных оболочек. На это его натолкнули мысли Л. Пастера и П. Кюри. Пастер писал о диссимметрии пространства, охваченного жизнью: живые тела обладают резкой особенностью по сравнению с окружающей их космой материей. Вернадский, подчеркивая особенности Тихого океана, еще в 1934 г. в «Очерках геохимии» писал, что «земная кора имеет ясно выраженное диссимметричное строение. Под океанами не только может отсутствовать вообще гранитная оболочка (Тихий океан), но и под ними нет (кроме морей) ни метаморфной оболочки, ни стратисферы. Геологическое, геохимическое и минералогическое воздействие подобной диссимметрии в структуре земной коры чрезвычайно велико и может быть замечено на каждом шагу» [2, с. 281]. Если следовать точности, то нужно сказать, что эта идея была высказана Вернадским не в 1934, а еще в 1923—1924 гг. в лекциях, которые он читал в Сорбонне. Понятие «диссимметрия» ввел П. Кюри, обозначив им исчезнувшую симметрию. В этом ключе Вернадский писал, «что геологические оболочки и геосферы должны были бы быть сплошными в связи с формой нашего геоида. Если они реально не являются таковыми, то это должно быть следствием какого-то геологического явления, вызвавшего нарушение сплошности. Это — область диссимметрии» [3, с. 114]. Тихий океан является, по-видимому, «наиболее резким и наиболее доступным для геологических исканий» проявлением диссимметрии [там же, с. 114]. Конечно, Вернадский думал и о причинах диссимметрии. В связи с этим он писал, что геолог не должен проходить мимо астрономических гипотез (отрыв Луны от Земли), но, наряду с этим, есть и чисто геологические объяснения: эволюция верхних оболочек Земли, в результате которой за пределами Тихого океана образовалась гранитная оболочка. Но все же, писал он, «мы не знаем точно причины, вызвавшей диссимметрию» [там же, с. 114].

Страницы Вернадского о диссимметрии геологических оболочек принадлежат к самым выдающимся его открытиям в естествознании.

Н. С. Шатский был первым среди геологов-тектонистов (а, вероятно, и вообще), кто обратился к этим идеям при анализе глобальных геологических закономерностей.

В своем докладе, прочитанном в 1956 г. на научной конференции Московского геологоразведочного института (доклад опубликован в 1960 г.), посвященном обнаруженной им геотектонической закономерности распределения эндогенных рудных месторождений, Шатский говорил, что «кроме обычного, нормального развития складчатых зон (имеются в виду каледониды, герциниды и альпиды) существует иная область — Тихоокеанская, подчеркивающая диссимметрию планеты, о которой много писал В. И. Вернадский. Как мне кажется, именно в этом

и заключается истинный генетический смысл диссимметрии земной коры...» [5, с. 199]. Таким образом, Н. С. Шатский сделал упор на особенности структурного развития Тихоокеанского пояса, окаймляющего Тихий океан, который, по его мысли, представляет собой не что иное, как наложенное образование, начавшее развиваться, возможно, лишь в конце палеозоя и вызвавшее структурную диссимметрию земной коры. Отсутствие или присутствие сигнала для Шатского не было существенным.

Очень интересно, что последующие исследования в этой области, продолжающиеся уже несколько десятилетий, показывают правоту взглядов о Тихом океане Вернадского. Но и идеи Шатского в отношении специфики Тихоокеанского пояса, несмотря на высокую степень развития мобилизма, продолжают служить геологии. Они верны постольку, поскольку Тихоокеанский пояс признается как эмпирическое обобщение.

Очень большое значение для развития учения о диссимметрии (асимметрии — ? Ю. П.) Земли имело обнаружение подобного явления на Луне, Марсе и, по-видимому, Меркурии [4], находящихся на разных стадиях планетного развития. Все это питает представление о проявлении в той или иной мере крупнейших материальных и энергетических неоднородностей, возникших на самых ранних стадиях развития Земли и упомянутых небесных тел.

У В. И. Вернадского можно найти немало высказываний о различного рода неоднородностях в строении геосфер. Касаясь их химического состава он писал: «Из чисел Кларка — Вашингтона ясно видно, что существуют резкие территориальные различия в среднем химическом составе массивных пород (*Igneous Rocks*), которые должны быть приняты во внимание, так как указывают, что состав «литосферы» Кларка — Вашингтона территориально резко неоднороден» [3, с. 139]. В частности, «средние числа для пород, примыкающих к области Тихого океана, резко отличаются от всех остальных» (там же). Вернадский считал, что между базальтовыми породами Тихого океана (Полинезия) и континентальными имеется глубокое геохимическое различие, выражающееся в резко увеличенном содержании в первых из них железа, магния и кальция.

Все эти мысли весьма созвучны нашему времени, когда идет большой поиск в области латеральной гетерогенности глубинных геосфер, откуда открываются новые горизонты к познанию сущности и механизмов глубинных процессов. В настоящее время уже видно, что такие процессы очень сложны, мантийные конвективные движения, если они существуют, должны быть весьма разномасштабными и разноуровненными, а также то, что до познания главных тектонических закономерностей далеко.

У Вернадского есть фраза: «Геолог, как и все научные работники, должен исходить из основных положений научного охвата природы, отбрасывая, по возможности, все предвзятые понятия и построения, не возникающие из изучения научных фактов или научных обобщений» [3, с. 93]. Эти слова полностью приложимы к нынешним тектоническим и особенно геодинамическим построениям.

Тема о значении трудов В. И. Вернадского для геотектоники поднята впервые. Новые исследования в этой области несомненно многое добавят. Можно лишь поражаться масштабу, разнообразию и глубине научного наследия, оставленного великим натуралистом грядущему.

Литература

1. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: Государ. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1941. 376 с.
2. Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 4 (2-е русск.). М.: Горгеонефтеиздат, 1934. 380 с.
3. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
4. Пушаровский Ю. М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии//Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 4. С. 903—905.
5. Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений//Избр. труды. Т. III. М.: Наука, 1965. С. 191—200.
6. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию
18.II.1988

УДК 551.24

ПАТАЛАХА Е. И., ХРЫЧЕВ Б. А.

ЛИСТРИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

В работе приведены структурно-геофизические данные по ряду регионов, свидетельствующие о том, что листрические разломы пользуются широким развитием в складчатых областях. Такие разломы, крутопадающие на верхних горизонтах, производят впечатление врезов, тогда как на нижних горизонтах они пологие и могут быть названы шарьяжами. Коровые листрические разломы имеют крутое падение в холодной (до 100°С) эпизоне, теплой (100—600°С) мезозоне и выполаживаются при переходе в горячую (свыше 600°С) подплавленную катазону. Складчатость земной коры преимущественно шовная, поэтому она подчинена разломам. Здесь эпи-, мезо- и катазона даются в широком их современном структурно-реологическом понимании. Вот почему общий крутопадающий стиль разломов неогейских складчатых областей мира может свидетельствовать лишь о неглубоком эрозийном вскрытии листрических разломов.

Установленные некогда как довольно экзотическое явление листрические разломы в течение последних десятилетий начинают приобретать вполне реальный и конкретный геологический смысл. Оба автора до сих пор независимо один от другого касались этой проблемы в геологическом и структурно-геофизическом аспектах. Одним из них листрические разломы были признаны настолько характерными для эволюции земной коры, что представление о них было положено в основу модели дислокационного процесса [12].

Новые возможности для понимания листрических разломов и их роли в структуре земной коры складчатых областей открывают развиваемые одним из авторов представления о структурно-реологической зональности земной коры как функции *РТ*-условий, и в частности выделение эпизоны (нулевого метаморфизма), мезозоны (цеолитовая и зеленосланцевая ступени) и катазоны (амфиболитовая, гранулитовая и другие ступени), контролирующих специфические типы структурных парагенезисов (складчатости) и особые тектонические стили: субвертикальный — в эпи- и мезозоне и субгоризонтальный — в катазоне [12—15].

ДАННЫЕ СТРУКТУРНОЙ ГЕОФИЗИКИ

При сейсмических исследованиях в Казахстане и на Урале в последнее десятилетие с достоверностью удалось закартировать наклонные разрывные нарушения. Характерной и неизменной особенностью их является постепенное выполаживание по мере увеличения глубин. Углы падения разрывов у поверхности Земли заключены в пределах 30—70°, а на глубинах 10—30 км они становятся близкими к горизонтальным (углы падения 5—10°).

Наиболее полные данные получены на Урале и по Жалаир-Найманской зоне Центрального Казахстана. На Урале при работах методом глубинных сейсмических зондирований по профилю Темиртау — Куйбышев достоверно установлены три зоны тектонических нарушений [18]. Все они (рис. 1) падают на восток. Углы падения с глубиной уменьшаются от 30—45 до 5—10° (на глубинах 20—30 км). Первая зона расположена у западной границы Предуральского прогиба, вторая — у западной границы Магнитогорского синклинория, а третья — в центральной части полосы гранитоидных интрузий. Две последние закартированы геологами на поверхности как серия надвигов [4]. Наклонные разломы достоверно установлены по профилю Темиртау — Куйбышев также в районе западного борта Тенизской впадины (Кзылтальская

грабен-синклиналь Тобольско-Кушмурунского поднятия). Падают они тоже на восток под углом 40–50°. К сожалению, морфологию этих нарушений на больших глубинах, более 5–10 км, изучить не удалось.

При детальных работах методом отраженных волн, способом общей глубинной точки (ОГТ) с целью поиска нефтегазоперспективных структур в Южно-Тургайской впадине закартированы многочисленные грабены, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями. Характерной особенностью этих структур является их ограничение с одной стороны разломом с падением 45–50° под грабен, а с другой — пологой (10–20°)

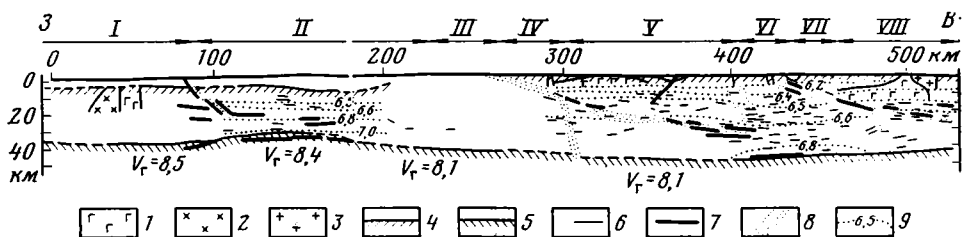


Рис. 1. Разрез земной коры Урала по профилю Темиртау — Куйбышев 1–3 — крупные массивы пород: 1 — основного состава, 2 — среднего; 3 — кислого; 4 — поверхность кристаллического фундамента; 5 — поверхность Мохоровичича; 6 — отражающие площадки; 7 — то же по доминирующим волнам; 8 — зоны разрывных нарушений; 9 — линии равных скоростей прохождения сейсмических волн, км/с

Тектонические зоны по В. Ф. Беспалову: I — восточный склон Русской платформы, II — Предуральский прогиб, III — Зилаирский синклиниорий, IV — антиклиниорий Урала, V — Магнитогорский синклиниорий, VI — Гранитный пояс Урала, VII — Джетыгаринский синклиниорий, VIII — Зауральский антиклиниорий

моноклиналь встречного падения. Покровные отложения мезозоя — кайнозоя в области разлома очень часто смяты в приразломные (шовные) антиклинальные складки. Эти факты свидетельствуют об изменении направления движения блоков по разлому. Вначале, видимо, возник раздвиг, сопровождавшийся заполнением грабена осадочными толщами позднего палеозоя и мезозоя — кайнозоя, а затем — надвиг, в результате которого образовывались антиклинальные складки, часто нефтегазоносные. Размеры сжатия были значительно меньше растяжения, поэтому в настоящее время по масштабу растяжения грабенообразные структуры намного превосходят складчатые образования в чехле.

Жалаир-Найманская зона разломов Центрального Казахстана пересечена тремя региональными профилями, отработанными методом отраженных волн. По двум из них ранее были выполнены работы ГСЗ. В результате по всем трем профилям были зафиксированы четкие отражения от единой, наклоненной на северо-восток под углом 45–65°, шовной зоны, являющейся северо-восточным ограничением Чу-Илийского складчатого пояса (рис. 2). По тем же трем профилям наблюдается тенденция постепенного выколаживания разломов с увеличением глубин. Анализ геофизических и геологических данных позволил сделать вывод о долгоживущем характере Жалаир-Найманской шовной зоны, являвшейся зоной разгрузки тектонических напряжений как в периоды растяжения земной коры (образования прогибов и грабенов), так и в периоды сжатия (образования надвигов и складок) [19].

Определенный интерес представляет сопоставление данных МОВ и ГСЗ, которые получены по профилю II. Земная кора в 50 км к юго-западу от зоны надвига, выделенного детальными работами МОВ, характеризуется резким утонением за счет уступа поверхности М амплитудой около 4 км. Выше этого уступа выделяется наклонная область, по мере приближения к которой нарушается прослеживание субгоризонтальных границ в нижней половине земной коры и сокращается насыщенность отражающими площадками ее верхней части. По геологическим данным, эта область приближается к дневной поверхности в районе юго-западной границы Жалаир-Найманского синклинория, где в сечении

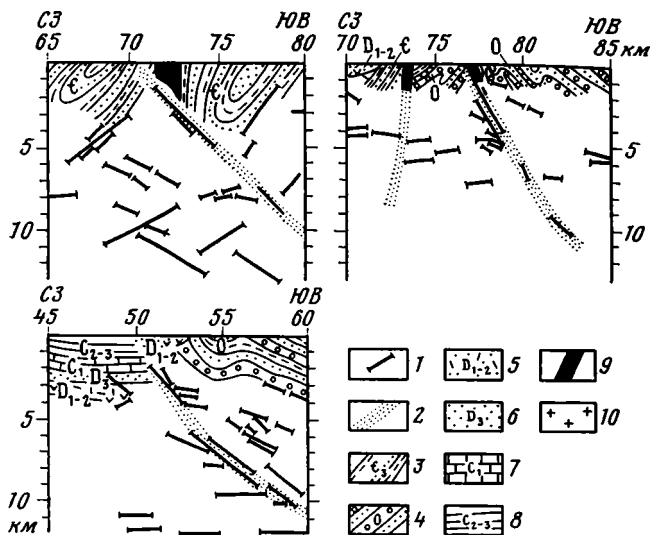


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы Жалаир-Найманской зоны 1 — отражающие площадки; 2 — зоны разрывных нарушений, по данным МОВ и ГСЗ; 3 — кембрийские терригенные отложения, преимущественно песчаники; 4 — ордовикские терригенные отложения: конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков и туфов дацитового состава; 5 — ниже- и среднедевонские эффузивно-осадочные отложения: песчаники, гравелиты, конгломераты, андезиты, порфириты, дацитовые порфириты с прослоями алевролитов и песчаных известняков; 6 — верхнедевонские разнозернистые наземные терригенные отложения; 7 — нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения; 8 — средне-верхнекарбонные терригенные отложения; 9 — ультраосновные и основные породы, 10 — гранитоиды

профиля обнажаются интенсивно дислоцированные раннегеосинклинальные образования кембрия и узкая полоса развития ультраосновных пород. Северо-восточнее этой полосы фиксируются выходы ордовикских отложений. Совокупность приведенных данных позволяет сделать предположение о связи указанных особенностей с глубинным разломом, проникающим в верхнюю мантию. Угол падения разлома уменьшается с глубиной от 75 до 60° . Взброшено юго-западное крыло. Амплитуда взброса по подошве коры — $3-4$ км. Наличие в одной тектонической зоне надвига, выделенного по данным МОВ, и взброса, выделенного по данным ГСЗ, может быть истолковано следующим образом. В период сжатия земной коры возник надвиг. Движения по нему привели к увеличению мощности земной коры. В верхнюю кору по разлому проникли глубинные породы основного и ультраосновного состава. Соподчинятся и знаки направления движения подошвы и кровли земной коры по взбросу (северо-восточное крыло опущено).

По сейсмологическим данным, на Каскеленском профиле ГСЗ гипоцентры землетрясений Северного Тянь-Шаня [5] образуют сейсмофокальные зоны. Главная из них расположена под Заилийским антиклинорием и падает на юг под горы примерно под углом $45-50^\circ$ от наиболее мощного разлома, установленного в южной бортовой части Илийской впадины, и выполаживается на глубине около 20 км (рис. 3). Представляется очевидной связь сейсмофокальной зоны с существованием корового взбросонадвига.

При сейсморазведке в золоторудной Калбе методом отраженных волн детально изучен Западно-Калбинский региональный разлом, который, как оказалось, падает на северо-восток под углом от 30 до 60° у поверхности Земли и выполаживается с глубиной [20]. Кроме этого регионального разлома на площади работ выделена и прослежена в пространстве целая серия оперяющих и локальных разломов. Характерной особенностью большинства из них является тенденция к выполаживанию с глубиной.

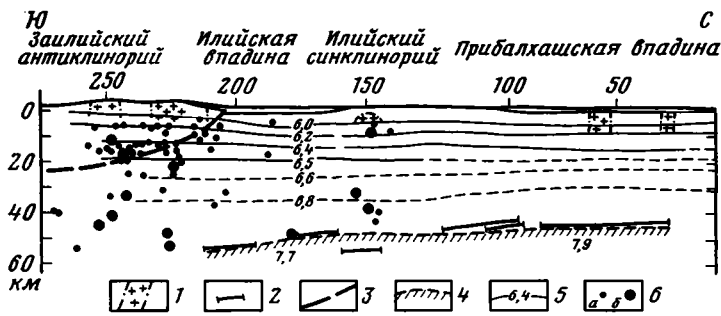


Рис. 3. Разрез земной коры по Каскеленскому профилю, по данным ГСЗ и сейсмологии
 1 — гранитоиды; 2 — отражающие площадки; 3 — поверхность кристаллического фундамента; 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — линии равных скоростей прохождения сейсмических волн, км/с; 6 — гипоцентры землетрясений энергетического класса: а — от 4 до 7, б — от 8 до 11
 Пунктир — коровый взбросонадвиг

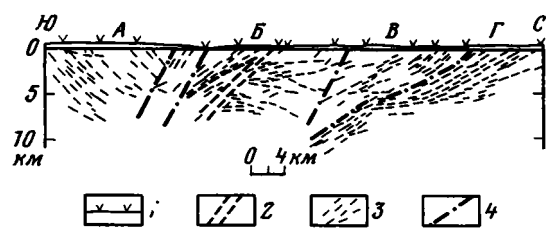


Рис. 4. Сейсмический разрез через юго-восточную часть Печенгской структуры и прилегающие к ней блоки [7]
 1 — пункты взрыва; 2, 3 — отражающие границы, построенные по интенсивным (2) и слабым (3) волнам; 4 — разрывные нарушения.
 А — гранулитовый блок, Б — Аллареченский гнейсовый блок, В — Пороярвинская структура (тундровая серия сланцев, амфиболитов), Г — Печенгский вулканогенно-осадочный комплекс

При обобщении данных ГСЗ по Казахстану была установлена связь между глубиной поверхности М, с одной стороны, и высотой древнего рельефа, мощностью осадочного слоя и величиной аномалий Фая — с другой [17]. Анализ фактического материала позволил прийти к выводу, что движения кровли и подошвы земной коры направлены как бы в противоположные стороны, т. е. поднятиям на поверхности Земли соответствуют прогибы по поверхности М и наоборот.

Выявленные по сейсмическим данным наклонные выполаживающиеся с глубиной разломы не являются специфической особенностью Казахстана. Они характерны и для многих других регионов. Приведем примеры, полученные при наиболее детальных сейсмических исследованиях методом отраженных глубин (МОГ), в том числе самым современным способом общей глубинной точки (ОГТ). Значительные объемы таких исследований выполнены в США (по проекту СОСОРР), в Европе (по проекту МОИСТ), в СССР — на Украине и Кольском полуострове.

На Кольском полуострове детальные работы МОГ проводились, начиная с 60-х годов [7]. Отражающие площадки в верхней части кристаллической коры Балтийского щита характеризуют его сложное геологическое строение (рис. 4). И. В. Литвиненко считает, что одна часть отражающих площадок различной ориентировки связана с контактами пород разного состава, является «первичной» и фрагментарно отображает сложные геологические структуры коры, тогда как другая часть имеет тектоническую природу и связана с разрывными нарушениями различного возраста. Последние, по нашему мнению, образуют протя-

женные закономерно ориентированные выполаживающиеся с глубиной зоны. Еще более выразительные результаты получены по центральной части Печенгской структуры (рис. 5), где четко выражено выполаживание границ с глубиной.

На Украинском щите работами МОВ прослежены контрастные отражения, обусловленные крутопадающими выполаживающимися с глубиной границами в кристаллическом фундаменте на глубинах от 1—2 до 15 км. Пробуренная скважина глубиной 3 км подтвердила связь отражений с разломами [10].

Убедительные данные по прослеживанию наклонных выполаживающихся с глубиной границ в земной коре получены по профилю ОГТ севернее Британских островов [22]. В районе Винд-Ривер (США) в кристаллической коре выявлена серия наклонных разломов до глубин 5—15 км [21]. Работы на этом профиле выполнялись в рамках программы (COCORP) регионального сейсмического профилирования осадочных нефтегазовых бассейнов, а также изучения фундамента в научных целях [23]. Наиболее важным научным результатом проекта COCORP

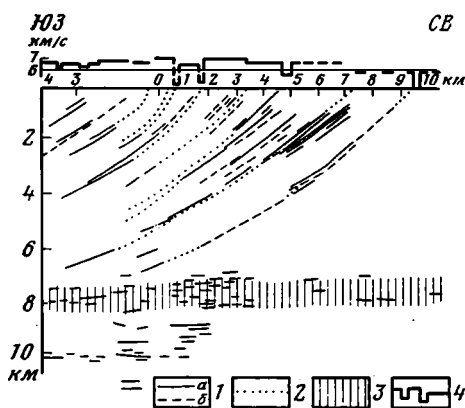


Рис. 5. Сейсмический разрез через центральную часть Печенгской структуры [7] 1 — сейсмические границы, построенные по интенсивным (а) и слабым (б) волнам; 2 — предполагаемая корреляция разреза, 3 — интервал глубин залегания с учетом погрешности построения верхней сейсмической границы по данным ГСЗ; 4 — график скорости прохождения сейсмических волн, км/с, по горизонтальному профилю

ной. С этим связана их своеобразная тектоническая «двойственность» и сложность выявления. В последние годы благодаря развитию сейсмостратиграфии широкое развитие листрических разломов убедительно доказано в широко залегающем осадочном выполнении разного рода рифтогенных структур, в которых они отображают процесс растяжения, выполаживаясь на кровле реоморфизованного субстрата [1]. Имеются основания предполагать, что листрические разломы сжатия — столь же характерный элемент, но уже складчатых областей. Однако доказать их наличие в складчатых областях значительно труднее.

Конкретизируем проблему. Понятие разлома подразумевает прежде всего некую поверхность сместителя. В отношении геометрии поверхности сместителя среди разломов отчетливо выделяется несколько типов: плоские, конические, цилиндрические, параболические (в поперечном сечении), листрические. Плоские разломы (сдвиги, взросы, надвиги, сбросы) наиболее изучены, но это не означает, что они наиболее распространены в природе. Прямолинейный способ экстраполяции разломов на глубину при построении всякого рода геологических карт и разрезов

явилось открытие надвигания сравнительно тонких пластин древних пород на молодые осадки палеоконтинентальных окраин. Нефтяными компаниями при бурении были обнаружены нефть и газ в молодых осадочных призмах, погребенных под надвинутой пластиной древних кристаллических пород в Аппалачах. По мнению американских исследователей, структуры типа аппалачских вероятны в Западных Кордильерах, Гренвиллском орогене и других подобных им регионам.

У авторов этих строк не остается сомнений, что все приведенные примеры, которых на самом деле значительно больше (например [2]), демонстрируют по существу примеры листрических разломов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Листрические разломы в поперечном сечении приближаются к параболическим — крутые с поверхности, они выполаживаются с глубиной.

наиболее традиционен, хотя, по-видимому, далеко не всегда оправдан. Например, картографическое изображение мозаики складчатых структур Казахстана в качестве важнейшего естественного элемента всегда содержит многочисленные линии разломов в виде замкнутой «сетки». Наличие их обуславливает в огромной степени саму мозаику структур со всеми ее атрибутами (изолированность и автономность сегментов и блоков, торцовые сочленения и т. д.). В массе разломы мыслятся как крутопадающие, хотя ориентировка их в плане, вообще говоря, довольно хаотическая. Возникает естественный вопрос: что это — сдвиги или взбросы? Если это взбросы, то с учетом их крутого (субвертикального) падения эффект тангенциального сжатия окажется ничтожно малым. Если же это сдвиги, то почему тогда они сплошь и рядом тупо ограничивают один другой (торцовые сочленения)? Идентификация этих разломов в качестве взрезов В. В. Белоусова вряд ли что-нибудь меняет по существу, поскольку генезис взрезов загадочен. Наконец, не совсем ясно, как же объяснить с помощью одних крутопадающих разломов геосинклинально-складчатый эволюционный цикл?

Аналогичные недоумения возникают при внимательном рассмотрении практически любого сколько-нибудь крупного складчатого сооружения фанерозоя в целом, поскольку крутопадающий стиль структур и разломов для всех них, пожалуй, наиболее характерен (исключая зоны непосредственного сочленения складчатого сооружения с форландом).

«Разрешается» это противоречие обычно стереотипным указанием на то, что фиксируемая в складчатых сооружениях фанерозоя малопонятная «крутопадающая тектоника» (главная структурная триада: разломы, складки, кливаж) обязана позднему орогенному этапу эволюции, тогда как для раннегеосинклинального этапа характерна «пологая тектоника» (с шарьяжами и т. п.), но она заглушена орогенной, отчего признаки ее картируются ныне с большим трудом.

Возможно, в этом кроется большой смысл. Но независимо, однако, от разрешения этого парадокса возможно и принципиально иное решение — наблюдаемая мозаика разломно-блоковой структуры в какой-то мере связана не с плоским, а с криволинейным, как можно думать, листрическим характером разломов (рис. 6).

Конические и цилиндрические разломы известны издавна. Однако открытие широкого их развития в природе связано с изучением вулканогенных и астроблемных космогенных структур в последние 2—3 десятилетия [6]. Среди них выделяются в буквальном смысле разломы-конусы (прямые и опрокинутые — в зависимости от расположения источника возмущения) и разломы-кольца, или цилиндры (сопряженные, например, с кальдерообразованием).

Параболические, или листрические, разломы в типичном случае представлены сбросами или взбросонадвигами. Специфическая особенность листрических разломов в отличие от кольцевых, к которым они тяготеют геометрически как фрагмент к целому, состоит в том, что ось «цилиндра» расположена горизонтально, а сам разлом (сместитель) имеет в идеале форму параболической поверхности: наверху он крутой, близкий к вертикальному, на глубине асимптотически выполаживается вплоть до горизонтального. Таким образом, в условиях слабо расчлененного рельефа (или незначительного объема буровых работ) листрический разлом не выявляется, так как на поверхности практически не отличается от обычного плоского разлома и может быть принят за него. Если эрозионный срез «средний», то листрический разлом может быть принят за плоский наклонный разлом, а в случае глубокого эрозионного среза он легко отождествляется с плоским пологим разломом. Во всех случаях выход листрического разлома на поверхность будет иметь характер обычного тектонического нарушения. Следовательно, для доказательства листрического характера разломов необходимо, чтобы размах естественных либо искусственных обнажений по вертикали обеспечивал регистрацию выполаживания разлома с глубиной. Выполнимость этого условия, строго говоря, зависит от масштаба листрического разлома (по вертикали).

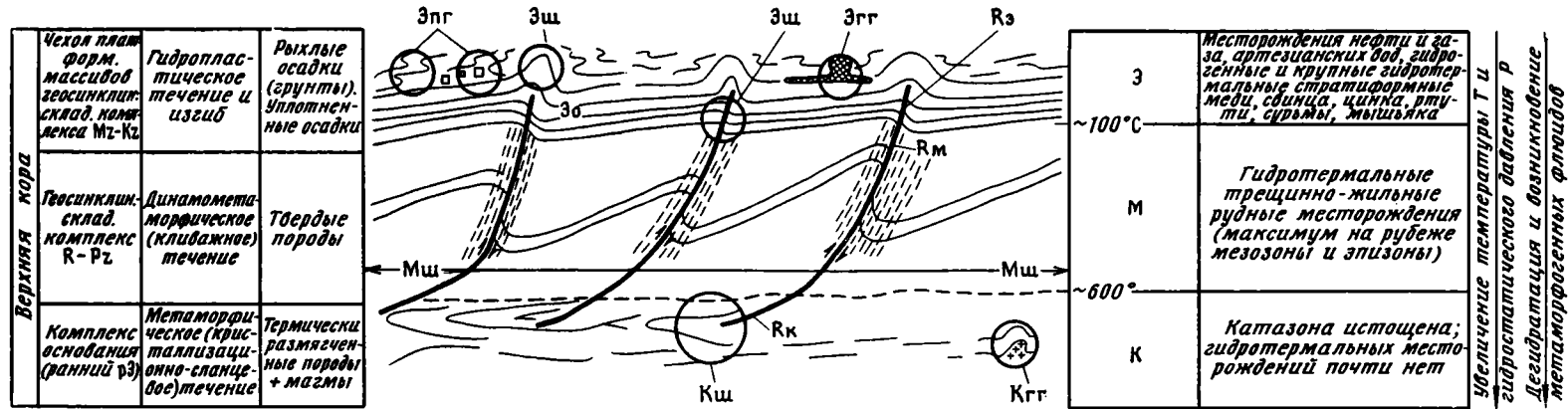


Рис. 6. Общая схема дислокационного процесса земной коры на примере палеозонд (на стадии морской молассы). Структурные элементы эпи-, мезо- и катазоны объединяет листрический тип разломов — крутых в мезозоне и пологих в катазоне. Эпизона (Э) — литификация: Элг — складки поверхностно-гравитационные (типа опльвин), осадочный меланж, олистостромы; Эш — складки шовные приразломные, гребневидные надразломные; Эгг — складки глубинно гравитационные (типа диапиров); Эо — отраженная складчатость (нижняя эпизона); Рэ — разлом эпизональный «увязший» в рыхлых осадках. Мезозона (М) — цеолитовая и зеленосланцевая ступени метаморфизма; Мш — шовная складчатость как разломно-блоковое сооружение, обязанное смещению блоков, их повороту и приразломному смятию; Рм — разлом мезозональный. Катазона (К) — эмфиболитовая и гранулитовая ступени метаморфизма, выплавление магматических очагов; Кгг — складки глубинногравитационные, Кш — складки шовные, Рк — разлом катазональный. Зоны кливажа показаны штриховкой

Чем значительнее этот масштаб, тем труднее (при прочих равных условиях) зафиксировать выполаживание его сместителя.

Итак, листрические разломы при обычных геологических исследованиях как в рифтовых, так и в складчатых областях довольно легко смешать с плоскими разломами. Иными словами, их очень непросто вычлени из числа обычных плоских разломов. Однако, как увидим ниже, прямая фиксация слоистости не единственный путь доказательства листрического разлома даже в условиях интенсивной складчатости.

Листрические разломы¹ обладают замечательным свойством; смещающиеся по ним (в направлении падения либо восстания) блоки вследствие кривизны разломов испытывают поворот, поэтому амплитуды смещения, фиксируемые по серии параллельных таких разломов, оказываются существенно больше, чем если бы поворота блока не существовало. Такой поворот, при котором каждый блок вращается в направлении, противоположном вращению системы блоков в целом, называется анти-тетическим. Поэтому и системы таких разломов были названы Г. Клоосом антитетическими. Имелись в виду нормальные сбросы, возникающие в условиях тангенциального растяжения. По мере бурного развития среднемасштабного геологического картирования и составления геолого-структурных разрезов складчатых областей системы листрических, или антитетических, разломов были обнаружены (прямым и косвенным путем) во многих местах (Аппалачи, Кордильеры, Анды, Альпы, Урал и др.). Судя по графическим материалам, содержащимся, например, в «Структурной геологии Северной Америки» [3], а также приложенным к новейшей серии «Геология СССР» и другим материалам, такие разломы характерны практически для всех тел участков складчатых систем, для которых была установлена четкая вергентность. Особенно это относится к области сочленения складчатых систем с форландом («выплескам» складчатых сооружений на кратон). Таких примеров широкого развития листрических разломов типа взбросов, надвигов и шарьяжей, возникших в условиях сжатия, в свое время нами зарегистрировано в литературе немало; несколько десятков разрезов приведено в книге [12, рис. 29—65] и поэтому в настоящей статье опускается².

Изучение конкретных складчатых сооружений Казахстана показало, что в природе сплошь и рядом фиксируются жесткие повороты блоков пород, лишенных малейших признаков деформации (совершенно плоская, а не изогнутая форма слоев, наличие признаков неполной литификации не только палеозойских, но даже и рифейских терригенных пород и др.)³ и, кроме того, отмечаются такие амплитуды смещения по разломам, которые никак не находят объяснения стратиграфическими методами.

К примеру образование структур каледонского этажа Малого Каратау, на первый взгляд, можно представить как процесс, протекавший в два последовательных этапа: 1) формирование единой моноклинали северо-восточного падения, общей для всего Малого Каратау; 2) расчленение ее разрывами взбросового типа на продольные сравнительно узкие блоки, смятие которых, связанное с основными (и второстепенными) разломами, придает блокам вид складок: синклинальных — в северо-восточной и антиклинальных — в юго-западной частях каждого из блоков. Однако такое толкование генезиса структуры встречается на своем пути непреодолимые препятствия. Дело в том, что если допустить существование некогда единой моноклинали с углами наклона слоев, отвечающими современному господствующему залеганию пород в наиболее представительных для этих целей срединных Малокараойском и Малоактауском блоках ($СВ \angle 30^\circ$), то общая амплитуда моноклинали погружения пород в пределах Малого Каратау, по самым скромным

¹ От греческого *listron* — «лопата», «совок». Термин введен Э. Зюссом в 1909 г.

² См. также ряд иллюстраций к широко известным статьям В. Е. Хаина по складкообразованию.

³ Блоки велики по размерам, а перекосы их весьма значительны, и объяснить все это процессами «обменных реакций» вещества в системе кора — мантия не удастся.

прикидкам, достигнет огромной величины — порядка 10—20 км, что заведомо абсурдно, так как мощность пород венда — нижнего палеозоя составляет 2—3 км. Именно эта «нелогичность» так или иначе находит себе место на всех геологических разрезах Малого Каратау, составленных в разное время различными исследователями, которые пытались истолковать структуру этого района главным образом с помощью глыбовой тектоники путем упрощенных экстраполяций.

Совершенно неестественной представляется и вторая стадия рассматриваемой схемы. Остается, в частности, непонятным, как и почему движения различных блоков по разломам были приостановлены вполне согласованно на некотором, достаточно четко фиксированном уровне? Современное зеркало складчатости (если говорить о таковом) оказалось, судя по всему, почти горизонтальным.

Эти данные и соображения не только опровергают предложенную схему, но вместе с тем красноречиво свидетельствуют о том, что возможен перекоп (вращение) каждого из блоков, так же как и их приразломное смятие — явления одновременные и генетически взаимосвязанные. Блоки не только смещались друг относительно друга, сминаясь в зонах граничных разломов, но, кроме того (и главным образом), испытывали вращение (см. рис. 6). Для возникновения последнего остается допустить одно — смещение блоков по выполаживающимся с глубиной надвигам. Сами же блоки, вероятно, имели клиновидную форму (в поперечном сечении), а структура в целом напоминала чешуйчатую. Судя по аналогичной вергентности складчатых сооружений каледонского этажа Северо-Западного Каратау, таким же было движение блоков и здесь, с точно таким же перекопом. Этот процесс в несколько иной форме охватил также и Северо-Восточный Каратау. Аналогичные соображения можно привести также относительно структуры герцинского этажа Северо-Западного Каратау.

Таким образом, антитетичность — показатель выполаживания разрывов на глубину. И так как это явление характерно для складчатых сооружений фанерозоя, думается, что и листрический тип разломов — явление типичное для них.

Вот почему листрические разломы введены в качестве важного элемента в модель приразломного (шовного) складкообразования [12]. Кинематическая реконструкция дислокационного процесса для Малого Каратау показана в работе [14]. Суммирующая пологие участки листрических разломов базисная поверхность срыва там находится на глубине порядка 10 км с тенденцией погружения к северо-востоку, что, с учетом данных [8], может вполне соответствовать кровле катазоны [12, 14, 15] рифей-раннепалеозойского, а, возможно, и средне-позднепалеозойского времени.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ И ШОВНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Многочисленные наблюдаемые, а также теоретические данные говорят о том, что листрические разломы выполаживаются там, где вязкость среды резко падает по отношению к нормальной (см. рис. 6). Падение вязкости связано с наличием соленосных либо глинистых и т. п. горизонтов либо с аномально маловязким сильно разогретым слоем земной коры — катазоной [12, 14, 15]. Поэтому листрические разломы бывают либо эпизональными (сопряженные с соленосными горизонтами), либо коровыми, выполаживающимися в кровле катазоны. Поскольку кровля катазоны способна мигрировать в связи с разогревом вверх либо охлаждением вниз, это не может не сказаться на положении базисного срыва листрического разлома.

В природе, судя по геологическим картам, преобладают такие листрические разломы, простирания которых в плане остаются достаточно прямолинейными.

Какую же роль играют листрические разломы в дислокационном процессе? Судя по всему, — весьма важную, и прежде всего потому, что та-

кие разломы как бы соединяют в себе два, казалось бы, противоположных свойства: они субвертикальны на верхних горизонтах и субгоризонтальны на нижних. Следовательно, в общем случае на глубине это могут быть покровы и шарьяжи, выше — надвиги, еще выше — взбросы, а в самом верху они могут иметь вид, пожалуй, самых распространенных в природе (и самых непонятных) разломов — «взрезов» В. В. Белоусова. Разумеется, такой тип смещений может сочетаться и со сдвиговым, давая полный спектр всех существующих кинематических типов разломов.

Таким образом, по листрическим разломам на глубине могут осуществляться горизонтальные (в том числе крупные) перемещения, а в верхних горизонтах в это же время (!) — вертикальные. Такая «двойственность» листрических разломов придает им особое значение в дислокационном процессе. В природе нередки случаи постепенных взаимопереходов либо контрастных сочетаний (в условиях одних и тех же толщ и эндогенных режимов) двух, казалось бы, взаимно исключающих друг друга типов складчатости — германотипного и альпинотипного. При этом часто имеет место одна и та же закономерность: вычленяемые разломами блоки всегда оказываются повернутыми друг относительно друга, так, что общее их зеркало сохраняется практически горизонтальным. Это принцип укладки черепицы на крыше или расположения рыбьей чешуи (см. рис. 6). Если принимать такие блоки (как это показано выше на примере Малого Каратау) за смещенные по плоским разломам, то тогда путем нехитрых палинспастических реконструкций (возвращая блоки в исходное положение) получим заведомо фантастически завышенные суммарные мощности слоистых комплексов. Выход из этого тупика единственный — признать смещение блоков по системе листрических разломов. Тогда станет понятно, почему блоки, каждый из которых в общем случае скользит по базисной плоскости срыва и одновременно по восстанию выкручивающейся части разлома, испытывают не столько смещения, сколько поворот на месте, так что зеркало «складчатости» сохраняется почти горизонтальным.

От блоково-моноклиальной тектоники до альпинотипной складчатости один шаг, если учесть наличие приразломного смятия и обычно «вязкий» на глубине тип разломов, сглаживающих и затушевывающих почти полностью разломно-блоковую структуру. Уже в мезозоне разломы нередко носят почти идеально «вязкий» характер — пересекаемые ими слои не прерываются, а лишь утоняются. В результате в каждом из блоков обычно возникает «носовая» антиклиналь и «килевая» синклинали⁴. По мере развития процесса (разрастания приразломных зон смятия и т. п.) указанные складки сближаются между собой за счет исчезновения недеформированного (но повернутого и смещенного) ядра блока, осложняются новыми вторичными разломами, дополнительными складками и т. д. В конце концов германотипная блоковая складчатость превращается в альпинотипную, чешуйчатую. Так возникает шовная складчатость — важнейший элемент структуры земной коры. Следует подчеркнуть, что это — разломно-блоковая структура, сочетающая в себе органически три элемента: 1) смещение по разломам, 2) поворот блоков и 3) приразломное смятие.

Таким образом, для того чтобы судить о сущности дислокационного процесса, необходимо последовательно рассмотреть «киноленту» событий во всей ее полноте; каждый отдельно выхваченный из нее кадр еще не передает убедительно всего процесса в целом и поэтому чаще всего кажется случайным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Листрические (антитетические) разломы представляют собой характерный элемент не только зон рифтинга, но и складчатых сооружений фанерозоя, хотя в наиболее очевидной форме они выражены в обстанов-

⁴ Здесь «нос» и «корма» блока, естественно, ориентированы по отношению к общему перемещению масс, в направлении запрокинутости складок, надвигания и т. д.

ке устойчивой вергентности складчатого сооружения, что особенно характерно для сочленения последнего с форландом.

Не исключено, что основная масса того, что мы называем сейчас «крутопадающими» разломами в складчатых областях на самом деле представляют собой слабо вскрытые эрозией листрические разломы. Иначе трудно понять основные черты складчато-боковой мозаики и эволюцию складчатых сооружений, механизм дислокационного процесса и многое другое.

Задача целеустремленного поиска листрических разломов в складчатых областях представляет большой принципиальный интерес ввиду двойственности тектонической интерпретации разломов: в условиях разной глубины эрозионного среза они будут выглядеть то крутопадающими, то пологозалегающими.

Если предположение о тектонической расслоенности литосферы оправдано, то пологие системы разломов, расслаивающие ее, вероятнее всего, окажутся ничем иным, как огромными листрическими разломами сжатия. По сути дела именно о них идет речь в статье А. В. Пейве и др. [16].

Есть основания думать, что механизм возникновения листрических разломов корового масштаба в общем случае связан с существенным изменением вязкостных свойств земной коры в вертикальном сечении, отображающих *PT*-условия [9, 12]. Комплексное геолого-геофизическое изучение континентального рифтинга в последние годы все более явственно вскрывает двухслойный в реологическом плане разрез консолидированной земной коры: хрупкий верхний слой и нижний — вязкий. Если учесть к тому же обычное для орогенов двухслойное строение земной коры (древний сиаль, перекрытый слабометаморфизованным фанерозоем), а также теплофизические данные [8, 15 и др.], то станет ясным, что базисный срыв возникающего листрического разлома корового масштаба приходится на раздел мезозоны и катазоны [12, 14, 15], что недвусмысленно отмечается и в работе [1]. Возможно, в какой-то мере именно с этим эффектом и связан столь разительный контраст тектонических стилей: кругого — в мезозоне и пологого — в катазоне и эпизоне [15].

Об этом же свидетельствуют и сейсмические разрезы земной коры. Именно в средней части коры, по Н. И. Павленковой [11]; «происходит смена вертикально-слоистой структуры верхнего слоя (в основном мезозоны — Е. Паталаха) на субгоризонтальную расслоенность низов коры» (катазоны — Е. Паталаха).

Литература

1. Артюшков Е. В., Безр М. А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых областях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 25—52.
2. Буланже Ю. Д., Гусева Т. В., Демьянова Т. В. и др. Морфология и происхождение Вахшского надвига в Таджикистане по геодезическим и гравиметрическим данным//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 4. С. 16—21.
3. Иртли А. Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.
4. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
5. Комплексные исследования земной коры Казахстана методами ГСЗ и сейсмологии// Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата: Наука, 1973. С. 186—193.
6. Косыгин Ю. А., Юшманов В. В., Маслов Л. А. О формировании и локализации концентрических комплексов (кольцевых структур) в связи с развитием разломов// Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 6. С. 1454—1458.
7. Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского шита. МГК. 27-я сес. Докладов геологов. Т. 8. Геофизика. М.: Наука, 1984. С. 9—20.
8. Моисеенко У. И. Глубинные температуры и сейсмоактивность земной коры Средней Азии и юга Казахстана//Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985. С. 157—165.
9. Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясение//Дж. Райс. Механика очага землетрясений. М.: Мир. 1982. С. 133—215.
10. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16—28.
11. Павленкова Н. И. Структура литосферы и задачи сейсмических исследований// Изучение Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981. С. 48—64.

12. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
13. Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169 с.
14. Паталаха Е. И. К проблеме листрических разломов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 113—120.
15. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Паталаха М. Е. О «ярской» тектонике земной коры складчатых областей//Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 15—20.
16. Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г. и др. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов//Геотектоника. 1983. № 1. С. 3—13.
17. Хрычев Б. А. Некоторые закономерности строения земной коры Казахстана//Геотектоника. 1979. № 4. С. 112—116.
18. Хрычев Б. А. О горизонтальных движениях земной коры на Урале по данным ГСЗ//Физика Земли. 1980. № 9. С. 29—37.
19. Хрычев Б. А. Картирование взбросов и надвигов Жалаир-Найманской зоны Центрального Казахстана методом отраженных волн (МОВ)//Геотектоника. 1984. № 3. С. 32—39.
20. Сокол И. Т., Левкин Г. Ф., Лысяков Л. М. и др. Применение метода отраженных волн при изучении тектонических зон в районе Калбы//Методы разведочной геофизики. М.: Изд-во ВНИИГеофизика. 1973. Вып. 8. С. 102—107.
21. Brewer J. A., Cook F. A., Brown L. D. et al. COCORP seismic reflection profiling across thrust faults//Thrust and Nappe Tectonics Int. Conf. London, 1981. P. 501—511.
22. Brewer J. A., Smythe D. K. MOIST and continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian — Appalachian orogen//J. Geol. Soc. 1984. V. 141. № 1. P. 105—120.
23. Oliver J. E. Probing the structure of the deep continental crust//Science. 1982. V. 216. № 4547. P. 689—695.

Институт геологических наук,
Алма-Ата

Поступила в редакцию
22.XII 1986

УДК 551.243

МАЗАРОВИЧ О. А., МАЗАРОВИЧ А. О.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
ТЕРМИНОЛОГИИ

«Правильно описать структуру можно только вооружившись соответствующим языком, т. е. системой точных понятий»

Ю. А. Косыгин в [19, с. 3]

После краткого анализа современной тектонической терминологии предложен ряд терминов для описания покровных структур.

Современное состояние геологической науки, и в частности геотектоники и региональной геологии, в последнее время было освещено в работах Ю. М. Пушаровского [13, 14] и В. Е. Хаина [20].

Нужно согласиться с В. Е. Хаиным [20, с. 12], «...что учение о геосинклиналях благодаря плодотворному контакту с тектоникой плит вступило в новый этап своего развития, а тектоника плит с включением в нее основных элементов геосинклинального учения наполнилась более конкретным содержанием, иначе говоря, произошло их взаимное обогащение». Это реалистическое суждение направлено на сохранение всего достоинства теоретической геологии — позитивных элементов учения о геосинклиналях, которое совершенствовалось в течение многих десятилетий выдающимися советскими геологами и геологами других стран.

Жесткое, бескомпромиссное отстаивание крайних и несопоставимых точек зрения разобщает геологов, но тем не менее в спорах начали формироваться оптимальные, соответствующие фактам новые геотектонические положения, которые достаточно полно отражены в приведенных выше работах. Монополизация какой-либо точки зрения в науке всегда сказывалась отрицательно на ее прогрессе. Сейчас начался разумный синтез накопленных знаний, который в будущем приведет к общей теории Земли и ее коры.

Ю. М. Пушаровский писал [14, с. 9], что «в связи с изменившейся ситуацией в геотектонике должна измениться и понятийная база» и что необходим новый шаг в создании рациональной терминологии и систематики структур. Он же, М. С. Марков и А. С. Перфильев в совместной статье [15, с. 52] справедливо призывают: «В связи с развитием мобилистского подхода к анализу тектонического строения и эволюции земной коры настало время для создания понятийной базы в геотектонике, а также тектонической терминологии и номенклатуры. Это тем более важная задача, что наша геологическая служба приступила к реализации программы крупномасштабного геокартирования страны». Подобный призыв очень своевременен, и на него должны откликнуться геологи, занимающиеся вопросами тектоники, структурной геологии и геологической съемки.

В настоящей статье авторы выносят на обсуждение некоторые новые термины, в которых ощущается действительная необходимость, относящиеся к структурной геологии сложных покровно-складчатых областей, и высказывают свое отношение к ряду других терминов, которыми часто пользуются геологи.

В терминологическом справочнике «Структура континентов и океанов» [18], изданном под редакцией Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева и В. А. Соловьева, подобраны материалы, освещающие состояние и за-

дачи тектонической терминологии в конце 70-х годов. Однако в этом справочнике недостаточно отражены материалы, относящиеся к покровам (шарьяжам), чешуйчато-надвиговым структурам, их морфологии.

Для геосинклинальных подвижных поясов многих регионов характерно покровно-складчатое и чешуйчато-надвиговое строение. Однако это не означает, что подобный стиль строения должен быть распространен повсеместно. В последнее время выяснилось, что роль горизонтальных движений и структур, которые являются их следствием, оказалась значительно большей, чем это представлялось ранее. В то же время недооценка крупнейших погружений и воздыманий как в океанах, так и на континентах, явилась бы ошибкой, несмотря на то, что размах вертикальных движений оказывается на порядок меньшим, чем перемещения в горизонтальном направлении.

О СОВРЕМЕННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ЯЗЫКЕ

В ходе геологического картирования и составления разномасштабных тектонических карт и схем применительно к покровно-складчатым сооружениям все в большей степени стала ощущаться нехватка некоторых терминов. Одновременно с развитием идей новой глобальной тектоники в литературу вошли сопутствующие им термины, такие, как «континентальный склон», «шельф», «океаническое дно», «островная дуга», «глубоководный желоб», «окраинное море» и т. д., являющиеся географическими, геоморфологическими понятиями, переносимыми на основе актуалистического принципа в геологическое прошлое. Этим категориям наземного и подводного рельефа, как показал В. Е. Хаин [20], должны соответствовать те или иные палеотектонические элементы (эв-, мезо-, миогеосинклинали и т. д.). Однако нетрудно видеть, что сами по себе эти географические понятия лишены структурного содержания. Поэтому соответствующие термины можно использовать лишь при составлении палеогеоморфологических карт, а их предполагаемые тектонические эквиваленты — палеотектонических.

В ходе геологического картирования мы должны использовать иной понятийный арсенал — структурно-геологический, подробно разработанный трудами многих поколений геологов, и соответствующую ему терминологию. В этом никто не сомневается. Тем не менее в современной геологической литературе структурные понятия то и дело подменяются геоморфологическими.

Это касается и главных структурных категорий: континентов, океанов и переходных областей. Исторически сложилось так, что термин «океан» у геологов существенно не совпадает с понятием «океан» у других исследователей, так как он не включает шельфовые зоны вдоль континентов. Более того, имеются разногласия в толковании этого понятия и среди самих геологов. Может быть, настало время подумать, как перейти к структурной терминологии применительно к этим важнейшим структурам земного шара, которые отражают наиболее общую латеральную неоднородность земной коры?

Нужно согласиться с Ю. М. Пушаровским [14, с. 5], который пишет: «Однако нельзя не отметить, что иногда плейттектонисты, по моему представлению, заходят слишком далеко, стремясь подменить геологическое картирование геодинамическим, т. е. геологическую эмпирику всегда в той или иной степени умозрительными построениями». Действительно, при реализации в масштабе всей страны проекта «Геолкарта-50», т. е. проведении крупномасштабной геологической съемки, геологи должны пользоваться строго морфологическими, структурными признаками при работах с геологическими картами крупного масштаба.

Однако согласиться с Ю. М. Пушаровским [там же, с. 10], что термины «антиклинорий» и «синклинорий» следует сдать в архив из-за того, что «они составляют основу фиксистских взглядов в тектонике», никак нельзя. Также нельзя согласиться и с тем, что они должны быть заменены соответственно «антиклинальными и синклинальными зонами».

В сущности говоря, антиклинорий — понятие чисто структурное, а не генетическое, это крупная антиклиналь, осложненная более мелкими складками, что отражено в работах М. Биллингса, В. Е. Хаина, В. В. Белоусова, Е. Хиллса и многих других. Синклинорий же — понятие обратное, т. е. это отрицательная структура. Эти понятия прочно вошли в геологическую литературу, тектоническую картографию и практику геологосъемочных работ. Заметим, что «антиклинальные и синклинальные зоны» — понятия плановые, относящиеся только к поверхности, а их структурное содержание с позиций именно структурной геологии оказывается при этом совершенно не раскрытым. В вертикальных сечениях, т. е. в разрезах, «зона» не может выделяться, исходя из самого смысла этого слова, что по-гречески означает «пояс».

На многих тектонических и палеогеографических схемах и картах появляются «структурно-фациальные зоны». Они отражают объективную реальность, их выделение оправдано и, безусловно, полезно, но лишь в том случае, если в них вкладывается и структурный, и фациальный (формационный) смысл, а не только указание на их положение в пределах какого-либо прогиба (внешняя, внутренняя, центральная зона). В том случае, когда в ходе тектонического районирования структурно-фациальные зоны не содержат структурной и формационной характеристики и сопровождаются лишь географическими названиями, нередко многократно нанизанными (например, Алкамерген-Чингиз-Тарбагатайская [22]), геологический смысл их полностью утрачивается.

Совокупности структурных парагенезов разного ранга иногда вообще лишаются структурной идентификации, их нередко именуют «ансамблями», «каскадами», «пасьянсами», «коллажами», что допустимо лишь как сравнение, а не строго научная терминология.

В последнее время в геологической литературе стал широко применяться термин «скупивание» («тектоническое скупивание» или «зона скупивания»), неудачный по двум соображениям.

Во-первых, он впервые был предложен Р. Штаубом [21, с. 37], который писал: «Я бы предложил отныне именовать скупиванием (*die Scharung*) противоположное виргации явление», т. е. сближение в плане пучков складок. Во-вторых, термин применялся также в горном деле — «соединение под острым углом двух жил, простирающихся приблизительно в одном направлении» [11, с. 283]. В последние 10—15 лет, забывая об этом, в этот термин стали вкладывать совершенно другой смысл: образование сложных складчатых, покровных структур, формирование которых приводит к увеличению мощности коры [8].

Кроме того, если вдуматься в существо самого процесса скупивания, которое используется в качестве образной аналогии, то возникает представление о чем-то насыпном, при этом об образовании складок с одновременным возникновением надвигов никаких, даже самых отдаленных ассоциаций не возникает, а суть происхождения покровно-складчатых сооружений полностью утрачивается. Это касается и образного представления о торшении.

Авторам представляется целесообразным использовать простой и точный термин «покрово-складкообразование», в результате которого и происходит увеличение мощности земной коры.

Неразработанность тектонической терминологии вынуждает геологов неоправданно широко пользоваться таким термином, как «тектоническая пластина», который был употреблен впервые В. Солласом в 1906 г. [10] как эквивалент покрова. Сейчас он используется как термин, лишенный структурного содержания, будучи чрезвычайно общим. Что же это такое? Определений как будто бы нет. Пластина в общем понимании — вещь совершенно иная: плоская полоса какого-нибудь твердого или упругого вещества. Под «тектонической пластиной» нередко понимают плоскую совокупность горных пород любого структурного и вещественного содержания и размера, которая является надвинутой (в данном случае это аллохтон малой мощности и любой формы) или пододвинутой в результате тектонической расслоенности и подвижек ее отдельных частей. Не-

редко «пластиной» называют также сильно деформированное геологическое тело, что следует признать вообще крайне неудачным.

Примерами подобного рода неудачной по существу или случайной тектонической терминологии не исчерпывается ее уязвимость.

Практически не разработана структурная терминология для океанов и морей. Это дело будущего.

Современное состояние тектонической терминологии заслуживает рассмотрения на одном из ежегодных тектонических совещаний, которое должно носить конструктивный и «очистительный» характер. Результаты этой работы должны быть проанализированы Комиссией по тектонической терминологии с последующим изданием нового словаря-справочника.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ, ДОПОЛНЯЮЩИЕ СТРУКТУРНУЮ ТЕРМИНОЛОГИЮ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ И ЧЕШУЙЧАТО-НАДВИГОВЫХ СТРУКТУР

История вопроса становления представлений о шарьяжах, или покровах, подробно изложена в работах И. И. Белостоцкого [2] и Г. Д. Аджирея [1]. В этих же работах содержатся разделы, относящиеся к морфологии покровов, где суммируются основные представления об аллохтоне, автохтоне, о радикальной, щитовой и лобовой частях покрова и т. п.

Эти термины прочно вошли в геологическую литературу, закреплены в сознании геологов и с успехом используются в практике геологическo-съемочных работ. Однако терминология шарьяжей в настоящее время недостаточна. Она не исчерпывает все их многообразие, не учитывает внутреннюю структуру аллохтонов, форму и характер ограничивающих их сместителей.

В работе, посвященной геологии Альп, П. Термье [25] предлагал различать покровы первого и второго рода. К первым он относил покровы, которые образовались из сильно растянутых лежащих складок, ко вторым — возникшие в ходе дальнейшего развития пологих надвигов. Это была одна из первых попыток структурного анализа шарьяжей Альп.

Содержательны представления Ж. Обуэна [12] о целесообразности различать тектонические покровы основания и чехла. Покровы основания, согласно Ж. Обуэну, образуются чаще всего за счет внутреннего (эвгеосинклинального) поднятия или во всяком случае из тыльной, внутренней части складчатой области, причем в огромные горизонтальные надвиги вовлекаются либо кристаллические породы комплекса основания, либо породы предшествующего геотектонического цикла. Покровами чехла он называл сорванный осадочный чехол, потерявший всякие связи со своим нормальным субстратом и перемещенный в пределы распространения осадочного чехла другой структурно-фациальной зоны. О связи мощности аллохтона и степени конформности его с основанием Ж. Обуэн ничего не говорит. Однако покровы основания, имеющие нередко большую мощность аллохтона, как правило, резко дискордантны по отношению к субстрату, а покровы чехла, обычно меньшей мощности, имеют больше шансов быть «согласными» со структурами основания.

Между прочим Ж. Обуэн высказывает пессимистическую мысль, что «бесполезно было бы стремиться дать покровам более точное определение, так как количество их вариантов неисчислимо» [там же, с. 165]. Если Ж. Обуэн имел в виду структурную классификацию покровов, то авторы настоящей статьи настроены более оптимистично и попытаются сделать еще один шаг к совершенствованию общей классификации покровов. Создание же общей классификации, в том числе генетической и геодинамической, дело будущего.

Вопросам геологии областей с широко развитыми покровами последнее время уделяется все большее внимание. В качестве примеров можно привести работы С. В. Руженцева [16, 17 и др.], посвященные тектонической расслоенности литосферы и механизму образования сорванных покровов; И. И. Белостоцкого [2, 3], рассматривающего шарьяжи как результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механиз-

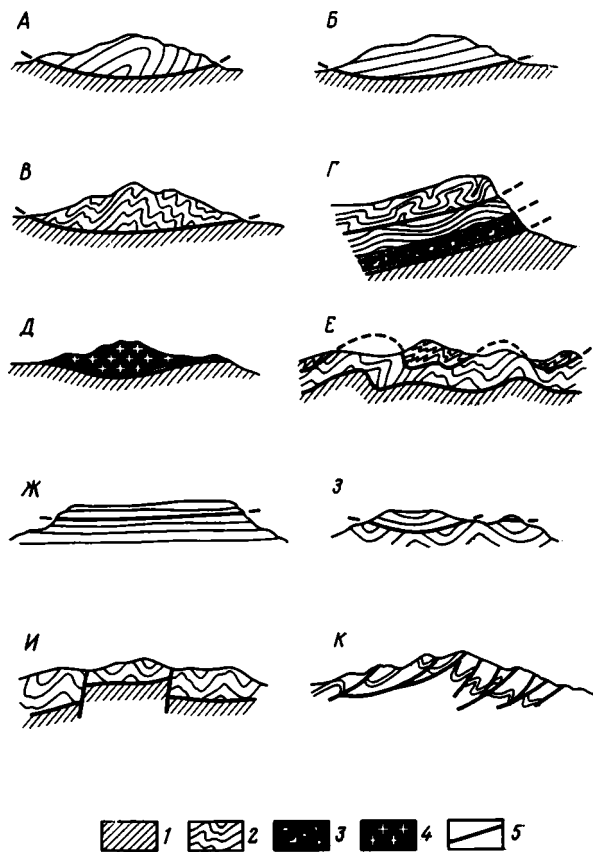


Рис. 1. Идеализированные схемы некоторых покровно-складчатых и чешуйчато-надвиговых структур: А — покров-антиклиналь; Б — покров-моноклиналь; В — покров-антиклинорий; Г — моноклиналь покровов, моноклиальный пакет покровов, состоящий из трех пластин; Д — покров-батолит; Е — поликлиальный пакет покровов; Ж — конформный покров (в данном случае покров-аклиналь); З — дисконформный покров (в данном случае дисконформная покров-синклиналь); И — постпокровный горст; К — сквамантиклинорий (чешуйчато-надвиговый антиклинорий)

1 — автохтон, структура не расчленена; 2 — стратиформные толщи горных пород; 3 — меланж; 4 — интрузивный массив; 5 — разрывные смещения — поверхности шарьяжей, сбросы, листрические взбросы, надвиги. Зоны сместителей шарьяжей представлены зонами дробления, серпентинитовым или терригенным меланжем, гипсоносными толщами и т. п. Приблизительный масштаб структур указан в тексте

мов, что имеет прямое отношение к формированию общей концепции покровообразования; Н. С. Кутейниковой и Е. С. Кутейникова [7], анализирующих очень интересные изображения шарьяжей на космических снимках Альпийско-Карпатско-Балканской области и Западной Камчатки, которые представляются в виде вихревых структур, и многие другие.

Авторы обращаются к иному аспекту геологии шарьяжей и чешуйчато-надвиговых структур — их морфологии, т. е. рассматривают их не с позиций геодинамики, а с позиций структурной геологии.

Мы рискуем предложить некоторые новые термины, отдавая себе отчет в том, что имеющихся структурно-тектонических терминов, наверное, много сотен и что новые термины встречаются в общем неодобрительно, особенно если они сложны или совершенно непривычно звучат. Их либо отвергают, либо чаще просто забывают. Однако структурная терминология применительно к этим видам структур не разработана и неполна, в ней ощущается настоящая необходимость, особенно при производстве геолого-съемочных работ.

Нужно стремиться к тому, чтобы 1) структурный термин был понятен и запоминаем, 2) по возможности прост, 3) отражал форму геологи-

ческого тела, 4) был бы в какой-то мере преемственным, 5) не включал бы в себя генетическое, геодинамическое или геоморфологическое содержание и был бы чисто структурно-морфологическим.

Авторы считают, что любая покровная структура может быть названа при использовании следующей формулы построения термина: **покров + + внутренняя структура аллохтона + форма его подошвы**.

Для покровных структур ограниченных размеров, образованных элементарными складками протяженностью десятки — сотни метров — первые километры мы предлагаем ввести термины **«покров-антиклиналь»** (рис. 1, А) и **«покров-синклиналь»** или **«шарьяж-антиклиналь»** и **«шарьяж-синклиналь»**¹. Под покров-антиклиналью мы понимаем покров, полностью или почти полностью изолированный от своего корня с антиклинальным строением stratифицированных пород аллохтона. Соответствующее понимание распространяется и на покров-синклиналь.

Прекрасным примером могут служить разрезы, приводимые С. В. Руженцевым [16] для восточной части Центрального Памира. На рис. 2 хорошо видно, как песчаники и сланцы среднего — верхнего ордовика, смятые в простую синклинальную складку, надвинуты на складки, сложенные сланцами верхнего триаса. В данном случае мы имеем дело с покров-синклиналью. Следует, однако, оговориться, что эти структуры в действительности могут оказаться тектоническими останцами значительного по размерам шарьяжа. Но, конечно, допустимы случаи, когда шарьяжи образованы крупными едиными складками.

Для структур регионального значения протяженностью во многие десятки или первые сотни километров, сорванных и перемещенных на значительные расстояния и имеющих антиклинорное строение, предлагается термин **«покров-антиклинорий»** (см. рис. 1, В), а для отрицательной структуры аллохтона — **«покров-синклинорий»**. На мелкомасштабных геологических картах такие крупные структуры нередко можно принять за несорванные образования, что приводит к кардинальным ошибкам. О способе улучшения выразительности и информативности геологических карт областей с покровно-складчатым строением будет сказано в конце статьи.

Допустима, вероятно, возможность существования и **«покров-мега-антиклинориев»**, т. е. структур в тысячи или многие сотни километров протяженности при ширине в первые сотни или многие десятки километров, однако существуют ли они реально, это еще очень большой вопрос. Во всяком случае постановка такого вопроса вполне корректна [5].

Если аллохтон имеет моноклиналиное строение, то может быть предложен термин **«покров-моноклиналиль»** (см. рис. 1, Б). Примером может служить геологический разрез, приведенный в монографии Г. Д. Аджирея [1] по материалам Б. Асклунда, относящимся к скандинавским каледонидам (рис. 3). В районе оз. Стуршён в Центральной Швеции на метаморфических породах архея с глубоким размывом моноклиналино залегают маломощные (350 м) отложения кембрия и ордовика, которые по тектоническому контакту «согласно» перекрываются кварцитами Вемдал, имеющими вендский возраст. В данном случае мы имеем дело с типичным конформным покровом. Конформность покровов служит дополнительной их характеристикой. Например, «конформная покров-синклиналиль». Ясно, что при этом мы представляем себе синклиналиную складку аллохтона, вложенную в синклиналиль автохтона. В случае несо-



Рис. 2. Покров-синклиналиль. Геологический профиль (7—8 км) по левому борту р. Козынды; восточная окраина Центрального Памира. Глинистые сланцы и песчаники среднего — верхнего ордовика тектонически перекрывают сланцы верхнего триаса. По С. В. Руженцеву [16]

¹ По аналогии с хорошими и общепринятыми терминами, например «грабен-синклиналиль» или «горст-антиклинорий».

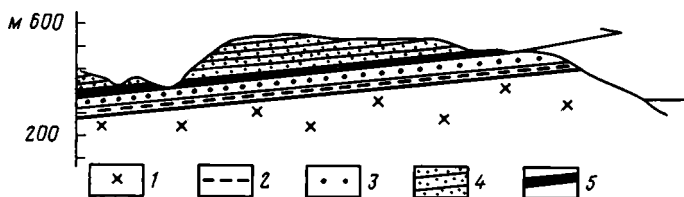


Рис. 3. Покров-моноклираль. Кровля автохтона и нижний шарьяж в районе оз. Стуршён, Швеция. Из работы Г. Д. Ажгирея [1], упрощено
1—3 — автохтон: 1 — архей, 2 — кембрий, 3 — ордовик; 4 — шарьяж кварцитов Вемдал (венд); 5 — поверхность шарьяжа

ответствия структур мы будем иметь дело с «дисконформной покров-синклиналью» или какой-нибудь другой структурой.

Сейчас часто применяются такие термины, как «антиформа» и «синформа». Напомним, что под этими структурами подразумеваются складки, которые замыкаются кверху или книзу [10]. Попутно заметим, что замыкание складки — понятие плановое (центриклинальное замыкание), а здесь подразумевается замок. Термины, о которых идет речь, используются без учета стратиграфической последовательности слоев. Подчеркнем, что систематика этих структур совершенно не разработана, и они стали терминами свободного пользования. По всей видимости, описание синформ и антиформ должно вестись по правилам, применяемым к обычным складкам: «лежачая антиформа», «веерообразная синформа» и т. п., при этом предпочтение в использовании этих терминов нужно отдавать внутренним структурам метаморфических или офиолитовых комплексов. Возможно, что это целесообразно делать и в отношении ныряющих складок, складок-рулетов в структуре аллохтона.

Совершенно очевидно, что если аллохтон представляет собой сорванный интрузивный массив, то его следует определять как «покров-лополит» или «покров-батолит» (см. рис. 1, Д), исходя из формы массива.

Большое значение для покровных структур имеет форма сместителя шарьяжа, выраженного либо зонами дробления, либо гипсоносными или соленосными отложениями, либо серпентинитовым меланжем. Она может быть приблизительно ровной, горизонтальной или слабо наклоненной, выпуклой («антиклинальной»), вогнутой («синклинальной»), чаще же сложной и неровной. Характеристика сместителя, если ее удастся восстановить и обосновать, должна входить в определение данного вида шарьяжа. Форма сместителя шарьяжа лучше всего устанавливается в хорошо обнаженных горных областях с резко выраженным эрозионным рельефом.

В качестве примера полной характеристики покровно-складчатой структуры с внутренним антиклинорным строением аллохтона и вогнутым сместителем может служить, скажем, «синклинальный покров-антиклинорий» (см. рис. 1, В). Если же поверхность разрывного смещения сложная, очень неровная, то можно применить термин «поликлинальный покров-антиклинорий»². На практике в большинстве случаев форма сместителя не устанавливается, и остается лишь главная часть термина без дополнительной характеристики, т. е. «покров-синклинорий» и т. п.

Сравнительно ровная, приближающаяся к некоторой плоскости форма сместителя шарьяжа встречается редко. В случае вогнутой подошвы аллохтона причиной этого могут быть либо отрицательные формы рельефа, если покров постэрозионный (субаэральный или субаквальный), либо нужно допустить «выпахивание» и отжим горных пород автохтона весом надвигающихся горных пород. Если же поверхность сместителя

² Эта проблема возникла давно, и даже предлагалось [9] ввести термины «антиклиналоид» и «синклиналоид», — весьма сложные по своему строению складки, образовавшиеся в результате смятия аллохтона. «В ядре антиклиналоида обычно выступают более молодые породы автохтона, а на крыльях более молодые породы... аллохтона» [там же, с. 46], а для синклиналоида соответственно наоборот. Эти термины, если и применялись, то чрезвычайно редко, и благодаря труднопроизносимости или иных причин не прижились.

шарьяжа выпуклая, это объясняется постэрозионным надвигом на положительную форму рельефа и наволакиванием на него. Возможны, конечно, и другие причины, но суть остается одна: форма изгиба сместителя первична.

Другое дело, когда сместитель деформирован, и нередко очень сильно, посленадвиговыми силами молодой фазы складчатости; он может оказаться разорванным последующими взбросами или взрезами, смят в «складки» и т. п. Эти события могут быть восстановлены в ходе полевых работ и (или) детального анализа трещин, проявлений петротектонических изменений в породах и других признаков.

Но, повторяем, нас интересует прежде всего итоговая структура и ее терминологическая идентификация.

В областях сложного покровно-складчатого строения, например во Французских и Швейцарских Альпах, Динаридах, Гималаях, в Корякском нагорье, на Японских островах, устанавливаются многоэтажные аллохтоны; сместители шарьяжей нередко имеют примерно сходную и достаточно сложную форму, они как бы вложены один в другой, что является следствием постпокровной складчатости. Такие архисложной формы структуры было предложено именовать **пакетами покровов** [2]. Этот термин следует признать удачным. В зависимости от общей формы дислокаций пакетов их можно было бы называть **синклинальными** или **антиклинальными пакетами покровов**, а в общем случае **складчатыми** или **поликлинальными пакетами покровов** (см. рис. 1, E).

Если же покровы разделены серией моноклинально падающих или горизонтальных сместителей, то такие образования тектонически перетасованных горных пород следовало бы, вероятно, соответственно называть **моноклиналью** или **аклиналью** покровов (см. рис. 1, Г, Ж) и именно к ним в полной мере приложимо название «**тектонические пластины**». Подобные структуры установлены недавно [24] на юге Северной Гренландии в нижнепалеозойских терригенных толщах (рис. 4). В подобных ситуациях внутренняя структура каждой тектонической пластины и каждого «**тектонического этажа**» в дислоцированных пакетах покровов может быть сколь угодно сложной. Назвать же в целом всю тектоническую структуру пакета покровов с учетом внутреннего строения каждого тектонического элемента пакета скорее всего невозможно. В этом случае мы вынуждены разделить известный пессимизм Ж. Обуэна.

Во многих геосинклинальных складчатых областях крупные антиклинальные и синклинальные зоны осложняются многочисленными надвигами, переходящими в покровы, крутыми листрическими взбросами и сбросами осложняющими косые и опрокинутые складки. Общая структура оказывается чешуйчато-надвиговой или чешуйчато-взбросовой, обладающей четко выраженной вергентностью, результатом горизонтального перемещения масс горных пород чаще всего в направлении смежных краевых прогибов (Восточные Карпаты) или тыловых межгорных впадин (южный склон Большого Кавказа).

Если антиклинории и синклинории имеют автохтонное положение, то густая сеть продольных листрических разрывов и сопряженных с ними поперечных сдвигов существенно осложняет пликвативные дислокации и становится преваляющей в характеристике всей структуры в целом, т. е. мы имеем дело с чешуйчато-надвиговыми антиклинориями и синклиноориями. Их так и называют, хотя при этом структурная терминология осложняется дополнительными определениями (т. е. такими-то и такими-



Рис. 4. Моноклираль покровов, переходящая в аклиналь, в обрыве мыса Мйёлнер (Гренландия) (рисунок по фотографии)

A — конгломераты и известняки ордовика; V — терригенные породы верхнего кембрия; F — алевролиты нижнего кембрия. Высота обнажения до 1100 м. По С. Педерсену [24]

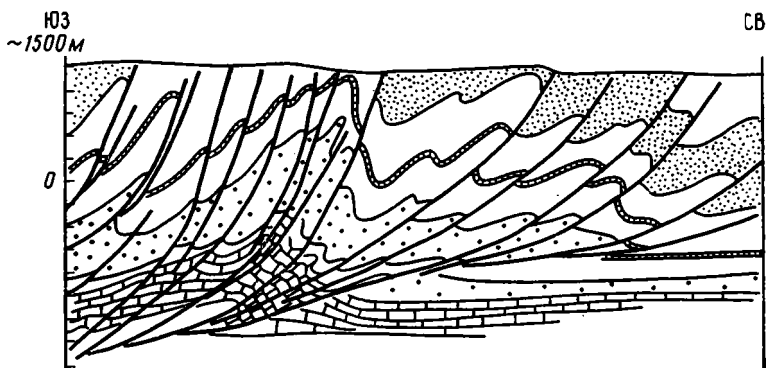


Рис. 5. Сквамантиклиналь в пределах нефтяного поля Тюрнер Валлей в штате Альберта. Различными знаками показаны местные стратиграфические подразделения. По П. Бэдглеку [23], упрощено

то). Чтобы ввести единый новый термин, который сейчас отсутствует, может быть, следует обратиться к латинским или греческим обозначениям понятия «чешуя». Латинским эквивалентом будет *squamae* (скваме), греческим — *λεπίδος* (лепидос). Таким образом, выбор единого термина сводится к таким вариантам: «чешуя-антиклинорий», «сквамантиклинорий», «лепидантиклинорий». Первый вариант, вероятно, наименее удачен, можно лишь говорить о «чешуйчатом антиклинории»³, однако это не единый термин. Нам представляется, что наиболее приемлемым мог бы оказаться термин «**сквамантиклинорий**» (см. рис. 1, К). Структуры меньших размеров могут быть определены по аналогии как «сквамантиклиналь». В качестве примера можно привести структуру нефтяного поля Тюрнер Валлей в штате Альберта [23] (рис. 5).

Сформированные покровные структуры могут быть впоследствии разбиты на отдельные блоки, грабены, горсты. Чтобы сохранить «память» о более ранних деформациях, можно ввести дополнение в название, например «**постпокровный горст**» (см. рис. 1, И).

К установлению покровных структур следует относиться с большой осторожностью. Так, нередко можно встретить синклинали, наложенные на более древние и более «жесткие» породы, базальные горизонты которых явно тектонизированы. Факт присутствия рассланцованных пород может вызвать, да и вызывает, соблазн интерпретировать всю структуру как покровную, т. е. как покров-синклиналь в нашем понимании, перемещенную из другого района. Стремление видеть покровы в любой складчатой области легко объясняется общими мобилистическими настроениями геологов.

Возьмем другой пример. В Центральном Казахстане на метаморфических породах протерозоя в районе горы Котр в Джезказганском районе располагаются наложенные мульды, сложенные пестроцветными континентальными отложениями среднего девона, базальные горизонты которых рассланцованы на протяжении нескольких десятков метров. Они подробно описаны В. С. Милеевым в одном из отчетов. Подобные явления одному из авторов приходилось видеть и в других районах каледонид Центрального Казахстана. Брекчированность базального горизонта, а также послыжное брекчирование на более высоких стратиграфических уровнях объясняется «проскальзыванием» одних пластов по отношению к другим. Тектонизированные базальные контакты удачно названы В. С. Милеевым «**пассивными тектоническими контактами**» (устное сообщение). На подобные явления недавно обратил внимание также и М. Р. Гуламов [4]. Пассивные тектонические контакты заслуживают показа на крупномасштабных геологических картах специальным знаком. Последнее предложение, касающееся геологической карто-

³ Нередко, к сожалению, употребляющееся в литературе слово «расчешуивание» нужно признать совершенно неприемлемым сленгом.

графии. На геологических и тектонических цветных картах **толщи горных пород** (свиты, серии, комплексы, интрузивные породы и протрузии), **находящиеся в аллохтонном залегании, целесообразно инденсировать красным цветом, а в случае черно-белой печати — каким-либо отличающимся шрифтом, например наклонным.** Подобное предложение уже делалось [6] и передано на рассмотрение во ВСЕГЕИ. Важные сведения о времени завершения или продолжительности образования шарьяжей на картах могли бы быть приведены в виде «знаменателя» индекса или непосредственно на сместителе. Информативность и читаемость обзорных, среднемасштабных и детальных карт при этом резко улучшается.

Авторы не ставили перед собой цель предложить исчерпывающую терминологию для покровно-складчатых и чешуйчато-складчатых областей и коснулись лишь некоторых, наиболее простых и общих случаев, а все критические замечания и дополнения применительно к обсуждающимся вопросам, которые, возможно, последуют, примут к большой благодарности. Они также искренне признательны Е. Е. Милановскому, Ю. М. Пушаровскому и Н. А. Штрейсу за просмотр рукописи и сделанные ими замечания.

Литература

1. Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 154 с.
2. Белостоцкий И. И. Тектонические покровы//Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Наука, 1970. С. 131—161.
3. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
4. Гуламов М. Р. Срывы тектонических контактов — возможные причины неоднозначности трактовок геологических наблюдений//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 94—96.
5. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5.
6. Красильникова Н. В., Мазарович О. А. Учебные геологические карты для высшей школы//Вестн. МГУ. Сер. геол. 1984. № 6. С. 94—98.
7. Кутейникова Н. С., Кутейников Е. С. Шарьяжи на космических снимках//Геотектоника. 1987. № 3. С. 28—33.
8. Марков М. С., Моссаковский А. А., Пушаровский Ю. М. и др. Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых Академии наук СССР//Геотектоника. 1974. № 3. С. 27—35.
9. Материалы по тектонической терминологии. Ч. 3. Тектоника и ее разделы. Термины структурной геологии//Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 34. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 256 с.
10. Международный тектонический словарь. М.: Мир, 1982. 125 с.
11. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир, 1980. 373 с.
12. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
13. Пушаровский Ю. М. Актуальные проблемы советской геотектоники//Геотектоника. 1986. № 1. С. 5—16.
14. Пушаровский Ю. М. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма//Геотектоника. 1987. № 2. С. 3—13.
15. Пушаровский Ю. М., Марков М. С., Перфильев А. С. Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм — актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых//Тезисы докл. XX Всесоюз. тектон. совещ. М.: ГИН, 1987. С. 48—52.
16. Руженцев С. В. Тектоническое развитие восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 203 с.
17. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 223. М.: Наука, 1971. 170 с.
18. Структура континентов и океанов. М.: Недра, 1979. 511 с.
19. Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). Хабаровск: ДВНЦ, 1976. 757 с.
20. Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит//Геотектоника. 1986. № 5. С. 3—12.
21. Штауб Р. Механизм движений земной коры. Л.; М.: ГОНТИ, 1938. 372 с.
22. Шужанов В. М. Формации девона. Балхашский сегмент. Алма-Ата: Наука, 1984. 223 с.
23. Badgley P. C. Structural and tectonic principles. New York: Harper and Row. Publishers, 1965. 521 p.
24. Pedersen S. A. S. A transverse thin-skinned thrust-fault belt in the Paleozoic North Greenland fold Belt//Geol. Soc. Amer. Bull. 1986. V. 97. № 12. P. 1442—1455.
25. Termier P. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes//Bull. Soc. géol. France. 1903. Ser. 4. № 3. P. 711—765.

Геологический институт АН СССР;
МГУ им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
11.IX.1987

УДК 551.241/550.834(470.2)

ГАЛДИН Н. Е., ЕГОРКИН А. В., ЗЮГАНОВ С. К.,
КАГАЛОВА Л. И., ЧЕРНЫШОВ Н. М.**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ
МОВЗ-ГСЗ ПЕЧЕНГА — УМБОЗЕРО-ПУЛОНЬГА — РУЧЬИ**

В статье приводится сейсмогеологический глубинный разрез земной коры по новому профилю МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи. Авторы делают попытку провести детальную комплексную геолого-геофизическую интерпретацию глубинного строения земной коры Кольского полуострова на всю ее мощность с учетом ранее полученных данных. На профиле с помощью новой, усовершенствованной методики наблюдений и обработки данных удалось выделить блоки, различающиеся по скоростным характеристикам, которые хорошо совпали с блоками коры, выделяемыми по геологическим и тектоническим особенностям их развития. Впервые для этого региона получена характеристика блоков коры по скорости поперечных волн. Полученные в результате отношения скоростей v_p/v_s позволили в ряде случаев уточнить возможный состав глубинных слоев коры.

ВВЕДЕНИЕ

Глубинное строение Кольского полуострова изучается различными геологическими и геофизическими методами в течение длительного периода. Особенно интенсивное изучение проводится в связи с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых и бурением Кольской сверхглубокой скважины. Полученные результаты опубликованы в целом ряде статей и в сводных работах по глубинному строению восточной части Балтийского щита и щита в целом [4—6, 8—11, 15, 18, 19, 21, 23—26]. Многие из этих работ не утратили своего значения до настоящего времени и позволяют сделать следующие два общих вывода: степень геологической и геофизической изученности верхней толщи восточной части щита можно считать высокой, а степень изученности глубинного строения остается крайне низкой; из всех геофизических методов ведущее положение принадлежит сейсмическим; однако качественный их уровень, несмотря на огромный накопленный опыт, невысок. Поэтому в настоящее время со всей остротой встал вопрос о дальнейшем совершенствовании всего комплекса наземных геофизических методов для изучения глубинного строения, и в частности о повышении эффективности и надежности самих сейсмических исследований.

В данной статье приведены результаты интерпретации профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи, выполненного с помощью новой методики регистрации и обработки сигналов [12, 13]. Эта методика позволяет изучать скорости прохождения продольных и поперечных сейсмических волн с достаточно высокой точностью по всей мощности земной коры, т. е. проследить границы и выделять блоки, отличающиеся скоростными характеристиками. По мнению авторов статьи, полученные результаты позволяют сделать новый шаг в изучении глубинного строения территории на надежной количественной основе. Интерпретация глубинного строения отдельных блоков коры проводилась путем совместного детального анализа геофизических и геологических материалов. При этом встретились известные трудности, связанные со слабой изученностью и проблематичностью ряда вопросов тектоники, магматизма, петрологии и др. [1, 2, 5, 25 и др.]. Поэтому в некоторых случаях предлагаемые модели носят предварительный характер. Однако в целом создается достаточно полная картина глубинного строения коры данного региона.

Профиль МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи является частью геотраверса Мурманск — Кызыл и выполнен в соответствии с общей Комплексной программой глубинного изучения земных недр [17]. Положение профиля относительно главных структурных элементов показано на рис. 1—3, из которых видно, что профиль является продольным по отношению к общему северо-западному простиранию древнейших структур и на значительном протяжении пересекает важнейшие блоки коры, в частности Печенгский блок, кольскую серию, комплекс основания, Хибино-Ловозерскую зону, Умбозерский выступ, имандра-варзугский комплекс, Южную зону, купольные структуры Южной зоны, (Березовский блок, Стрельнинский купол, Чапомский купол), Стрельнинскую синклинали и Терский блок-антиклинорий.

На рис. 1 приведена современная схема блокового строения земной коры [15], которую необходимо учитывать при интерпретации глубинного строения отдельных блоков и зон. Важнейшим элементом глубинного строения региона являются глубинные разломы, пограничные швы и мобильные проницаемые зоны между отдельными сегментами и блоками земной коры. Положение этих швов на поверхности довольно очевидно и особых сомнений не вызывает, однако прослеживание их на глубину связано с большими сложностями и остается проблематичным. Важнейшим элементом общей структуры блоков являются глубинные разломы, вопрос о которых для Кольского полуострова неоднократно дискутировался. В ряде статей и монографий [5, 9, 10, 15, 16, 26] предлагались различные их схемы и классификации, однако геофизическая и геологическая их изученность остается пока еще довольно низкой.

С целью дополнительной характеристики степени геофизической изученности глубинного строения восточной части Балтийского щита на рис. 2 приведен разрез земной коры по профилю Печенга — Ловно в последней редакции И. В. Литвиненко [19]. Из этого разреза видно, что «опорные» сейсмические границы имеют прерывистый характер и в некоторых блоках коры вообще слабо выражены. Значения скорости вдоль сейсмических границ определены лишь в отдельных участках и преимущественно лишь в самой верхней и в самой нижней частях коры. Интересно отметить, что верхняя граница «гранулит-базитового слоя» намечена здесь на глубине 12—15 км, а выше залегает «неоднородная верхняя часть предполагаемого гранулит-базитового слоя» со скоростью $v_p \approx 6,3—6,8$ км/с. Отсюда ясно, что «гранитный слой» здесь выражен слабо или возможно вообще отсутствует.

На рис. 3 приведен сейсмогеологический глубинный разрез земной коры Кольского полуострова вдоль профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи. Он построен с учетом детальной интерпретации геофизических и геологических данных в одинаковом (1 : 200 000) масштабе по горизонтали и вертикали. По мнению авторов статьи, этот разрез значительно отличается от ранее выполненных профилей ГСЗ и позволяет внести существенные дополнения и уточнения в наши представления о глубинном строении земной коры данного региона, а также других регионов сходного строения (древнейших щитов и платформ). В западной части профиля в районе заложения Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) проведены дополнительно детальные работы с меньшим шагом наблюдений, результаты которых также нанесены на сейсмогеологический разрез.

Важнейшей отличительной особенностью глубинного разреза является то, что по всей мощности земной коры выделены границы разделов по скоростям продольных и поперечных волн, в результате чего получены детальные скоростные разрезы основных зон и блоков и границы между ними. Они, как правило, хорошо совпадают с границами блоков земной коры, выделенными по геологическим данным. Следует также отметить, что полученные скоростные разрезы блоков коры на профиле (см. рис. 3) в общем довольно хорошо согласуются с усредненной сей-

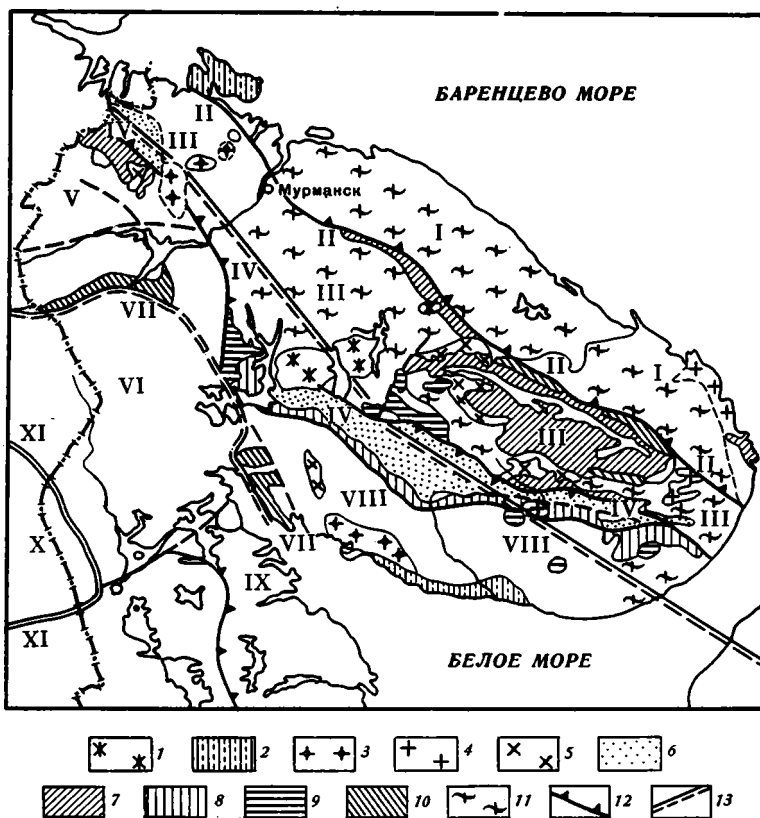


Рис. 1. Схема блокового строения восточной части Балтийского щита

1 — герцинские интрузии нефелиновых сиенитов, 2 — верхнепротерозойский платформенный чехол, 3 — карельские интрузии порфировидных гранитов, 4 — svecofenские гранитоиды, 5 — селецкие щелочные гранитоиды, 6 — осадочно-вулканогенные комплексы: печенгский и имандра-варзугский, 7 — осадочно-вулканогенные толщи полмос-поросозерской и тундровой серий и лебяжинской свиты кейвской серии (лопий), 8 — тектонически смешанные долопские, лопские, сумийские образования Южной зоны имандра-варзугского комплекса, 9 — селецкие расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород, 10 — селецко-свекофенские интрузии габбро-анортозитов, 11 — породы комплекса основания, 12 — глубинные разломы, ограничивающие мегаблоки и сегменты, 13 — профиль МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи.

I — Мурманский сегмент, II — Кейвско-Поросозерский шов, III — Центральнокольский сегмент, IV — Перенгско-Имандра-Варзугская мобильно-проницаемая зона, V — Лоттинский сегмент Беломорского мегаблока, VI — Енский сегмент, VII — Главный Беломорский (Лапландский) шов, VIII — Терский сегмент Беломорского мегаблока, IX — Чупинский сегмент, X — Свекофенский геоблок, XI — Фенно-Карельский шов

смогеологической моделью земной коры и верхней мантии северо-восточной части Балтийского щита по данным 1984 г. [23]. Согласно этой модели самый верхний, градиентный слой земной коры имеет мощность не более 5 км, а скорости продольных (P) и поперечных (S) волн у дневной поверхности составляют соответственно 5,1—5,3 и 3,0—3,2 км/с. Ниже скорость быстро растет и на глубине около 3 км составляет 5,7—5,8 и 3,4—3,5 км/с. Под градиентным залегает «гранитный» слой (со скоростями прохождения P - и S -волн 6,1 и 3,55 км/с), нижняя граница которого находится на глубине 12—16 км. Ниже, до глубины 30—39 км залегает «базальтовый» слой соответственно с $v_p \approx 6,6$ и $v_s \approx 3,85$ км/с в верхней части и 7,4 и 4,25 км/с — в нижней части. Кроме того, в центральной и северо-западной частях Кольского полуострова выделяется граница раздела на глубине 22—23 км с $v_p \approx 7,1$ и $v_s \approx 4,15$ км/с. Ниже поверхности M устанавливается слой мощностью 23—25 км со скоростями 8,2 и 4,7 км/с.

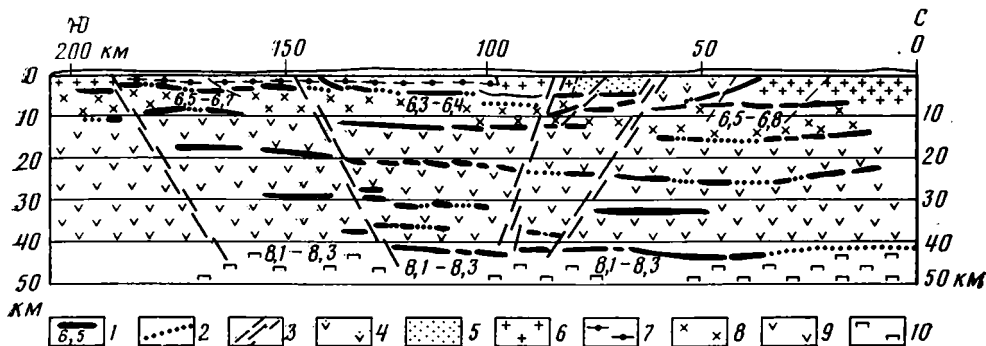


Рис. 2. Схематический разрез земной коры по профилю Печенга — Ловно по И. В. Литвиненко [19]

1 — отражающие и преломляющие сейсмические границы и значения скоростей прохождения сейсмических волн, км/с; 2 — предполагаемые сейсмические границы (по неуверенным данным); 3 — предполагаемые глубинные разломы; 4—7 — комплексы пород: 4 — печенгский эффузивно-осадочный, 5 — сланцы, амфиболиты тундровой серии, 6 — гнейсовый, 7 — гранулитовый; 8 — слой со скоростью упругих волн 6,3—6,8 км/с (неоднородная верхняя часть предполагаемого «гранулит-базитового слоя»); 9 — нижняя, по-видимому, более однородная часть «гранулит-базитового слоя»; 10 — верхняя мантия

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ БЛОКОВ КОРЫ

На профиле (см. рис. 3) выделены 11 блоков земной коры, отличающихся по скоростным характеристикам и глубинной структуре. Видно, что в западной половине профиля (до оз. Умбозеро) структура коры в средних и нижних ее частях меняется мало, а в верхних отличается большей изменчивостью в связи с развитием на поверхности различных комплексов пород. Характерная особенность строения коры заключается в развитии мощного слоя с $v_p \approx 6,5-6,7$ км/с в средней ее части, в интервале глубин 12—24 км. Этот слой мы отнесли к гранулит-диоритовому и разбили его на две части — верхнюю и нижнюю. Восточнее оз. Умбозеро в блоках 4 и 5 отмечается существенное изменение структуры коры, в частности уменьшение ее мощности и мощности гранулит-базитового слоя. Еще более существенная перестройка структуры коры отмечается в блоках 7, 8 и 9 при переходе из зоны имандра-варзугского комплекса в Южную зону и в область Терского сегмента Беломорского мегаблока (см. ниже).

Рассмотрим особенности глубинного строения отдельных блоков.

Печенгский блок в течение длительного времени подвергается детальному геофизическому изучению различными методами, в частности сейсмическими. В центральной части блока до глубины 12 км пройдена Кольская сверхглубокая скважина. Поэтому степень изученности глубинного строения блока можно считать высокой, однако многие вопросы геологического строения, тектоники, магматизма, метаморфизма, а также структуры и генезиса рудных месторождений остаются не решенными. В частности, недостаточно выяснен вопрос о структуре глубоких горизонтов рудных полей и месторождений, тесно связанный с глубиной погружения продуктивной толщи под диабазами свиты матер. Одним из узловых вопросов генезиса медно-никелевых месторождений является вопрос о значении глубинных разломов различного типа с точки зрения формирования интрузивных тел ультраосновного состава и связанного с ними оруденения. Описываемый здесь профиль МОВЗ-ГСЗ вместе с детальными работами МОВЗ позволил существенно уточнить структуру земной коры под Печенгским прогибом в районе сверхглубокой скважины (рис. 3). На примере Печенгского блока можно изучать влияние глубинных разломов на процессы формирования верхних частей земной коры, а также геологическую природу сейсмических границ в связи с вертикальной зональностью метаморфизма и деформаций.

По данным детальных работ МОВЗ вдоль профиля рис. 3 верхняя сейсмическая граница при переходе из блока 1 в блок 2 постепенно под-

нимается до глубины ~ 8 км и переходит в верхнюю границу зоны пониженных скоростей под блоком 2 (кольская серия). Тем самым подтверждается давно уже высказанное геологами предположение о том, что печенгский комплекс представляет собой палеоавлакоген или рифтогенную зону, заложенную на древнейшей архейской коре, верхняя часть которой была сложена породами кольской серии [9, 11, 14, 18]. Однако в процессе формирования этого комплекса верхняя часть архейского фундамента претерпела интенсивные вторичные изменения, наложенную деформацию и была частично редуцирована с уменьшением мощности. При этом происходила интенсивная гранитизация пород с образованием поздних плаггиомикроклиновых порфиридных гранитов лицко-арагубского типа. Мелкие тела этих гранитов фиксируются по стволу скважины СГ-3 в толще пород кольской серии в зонах глубинных разломов, а также в виде мелких тел вторичного характера в зоне контакта печенгского комплекса с подстилающим его архейским фундаментом.

Интересно отметить, что согласно ранее проведенным профилям ГСЗ (см. рис. 2, 3) под печенгским комплексом (и под кольской серией) на глубине ~ 15 км развита «опорная» сейсмическая граница с $v_p \simeq 6,6$ — $6,8$ км/с, которая и принималась за верхнюю границу гранулит-базитового слоя. На описываемом здесь профиле МОВЗ-ГСЗ эта граница не зафиксирована, однако в результате проведения более поздних площадных работ МОВЗ граница раздела на глубине ~ 15 км была отмечена на отдельных профилях. Поэтому можно считать, что если слабо выраженная сейсмическая граница и существует под печенгским комплексом на глубине ~ 15 км, она не может приниматься за верхнюю границу гранулит-базитового слоя.

На профиле МОВЗ-ГСЗ на глубине ~ 20 км выделена сейсмическая граница по отраженным и обменным волнам, которую мы принимаем за верхнюю границу нижнего гранулит-диоритового слоя. На этой границе не зафиксировано заметного скачка скорости P - и S -волн. Ниже, на глубине 23—24 км, зафиксирована резко выраженная граница раздела, которая сопровождается значительным скачком скоростей v_p и v_s и которая принята нами за верхнюю границу гранулит-базитового слоя. Эта граница четко фиксируется по различным типам волн, хорошо прослеживается по простиранию и действительно является «опорной».

В нижней части коры выделяется слой с пониженной скоростью, имеющий мощность 4—5 км, который можно отнести к переходному слою кора — мантия или к гранулит-эклогитовому. Впервые этот слой выделен на профиле Кировск — Ковдор [24], а затем был отмечен в работе [8]. На описываемом профиле МОВЗ-ГСЗ этот слой выделен повсеместно под всеми блоками коры.

На примере Печенгского блока можно существенно уточнить геологическую и геотектоническую природу сейсмических границ в верхней половине коры, что, как известно, является одной из важнейших задач сверхглубокого бурения [17, 18 и др.]. Во внутренних частях Печенгского прогиба широко распространены межформационные согласные тектонические зоны наклонного залегания (угол наклона их меняется от 10° — 20° до 40° — 45°). Среди этих зон прежде всего выделяется Главная тектоническая зона, с которой связаны массивы основных и ультраосновных пород и медно-никелевые месторождения и которая приурочена к продуктивной свите печенгского комплекса (рис. 3). Кроме того, пологопадающие тектонические зоны зафиксированы по границам всех нижележащих эффузивных покровов, а также по границе Печенгского прогиба с подстилающими породами кольской серии. Проведенный нами анализ результатов сейсморазведочных работ, проведенных до и после заложения сверхглубокой скважины, показал, что межформационные тектонические зоны, как правило, фиксируются на сейсморазведочных профилях в виде отражающих площадок различной интенсивности и различной протяженности. Особенно резкие отражающие границы связаны с контактами пологопадающих согласных интрузивных тел основ-

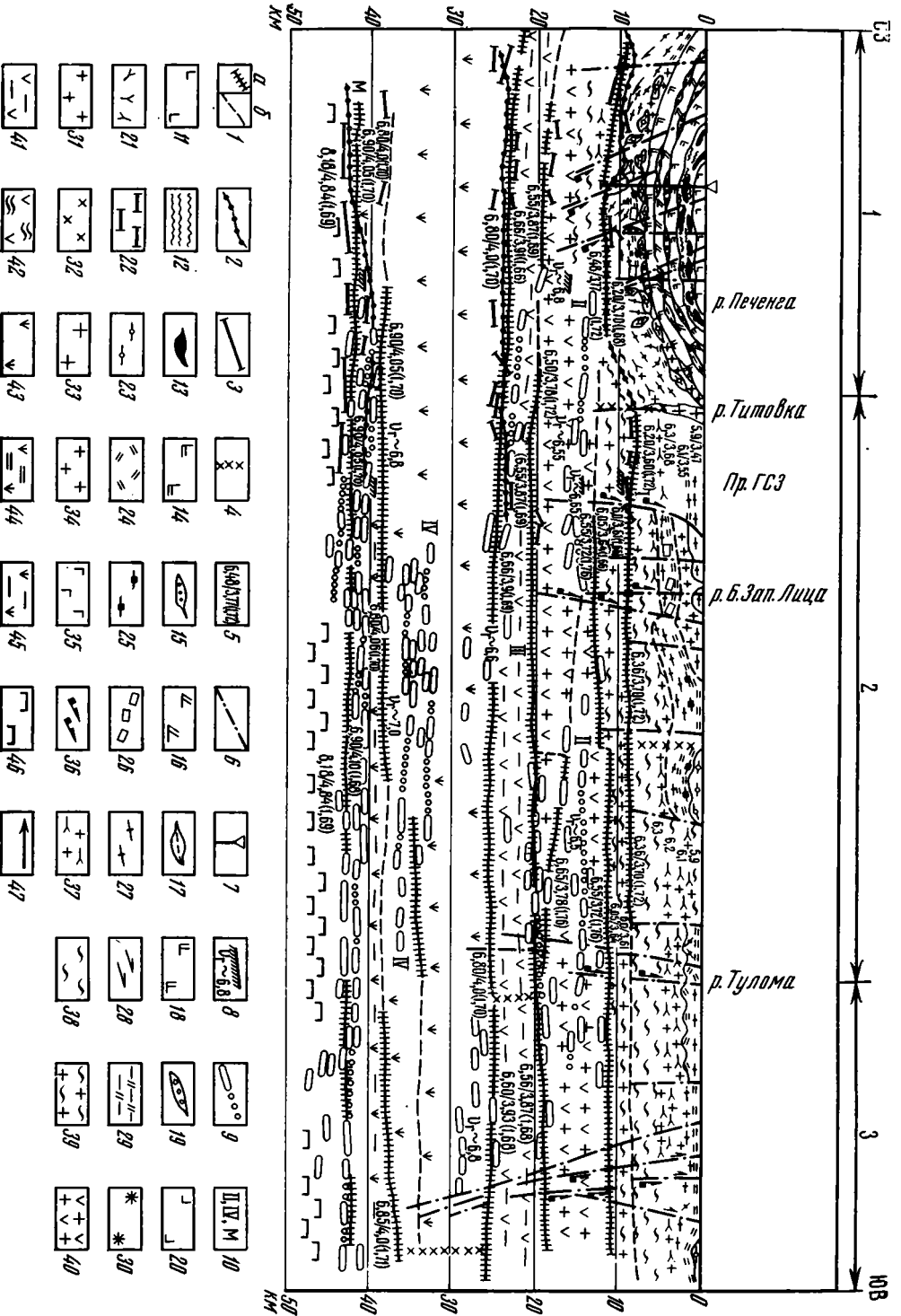


Рис. 3

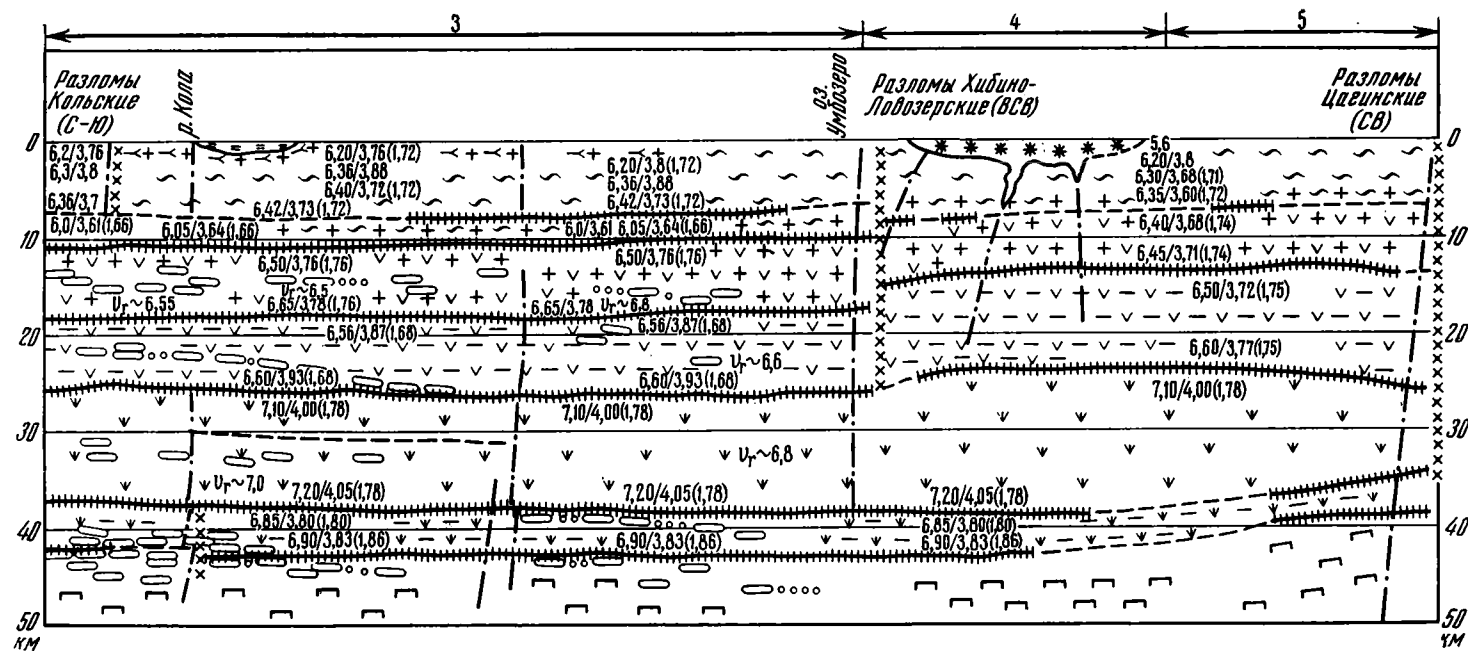


Рис. 3 (продолжение на юго-восток)

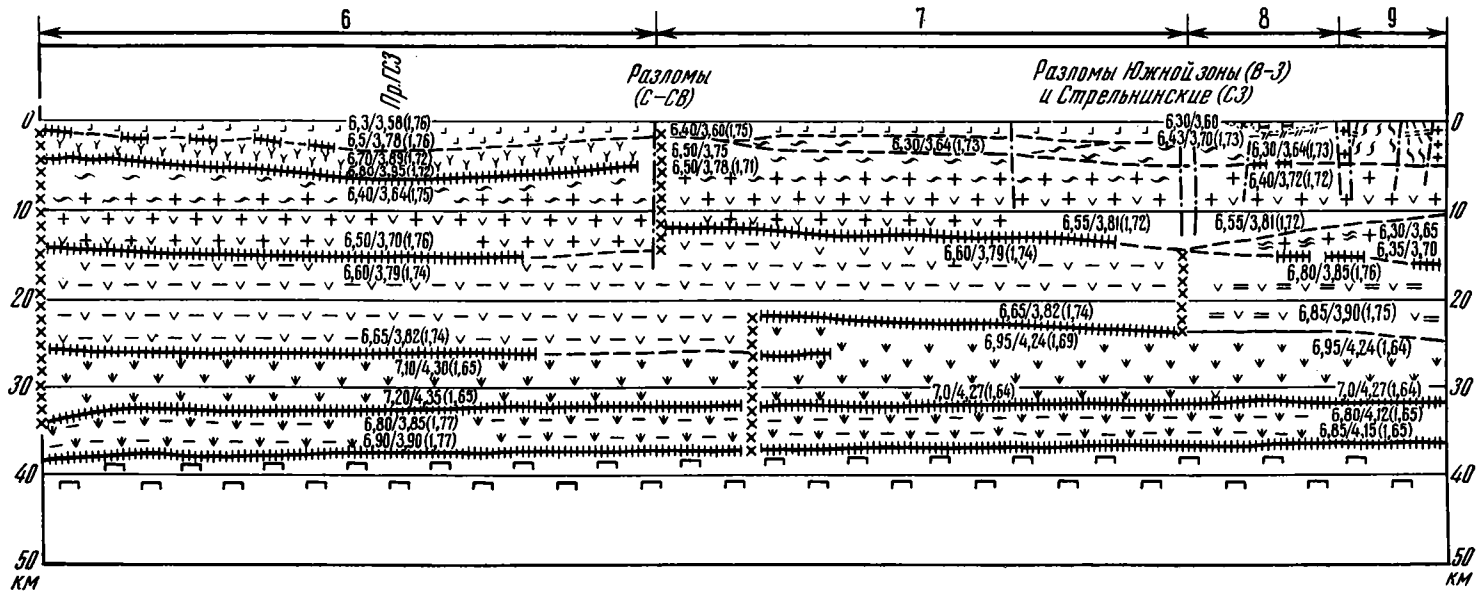


Рис. 3 (продолжение на юго-восток)

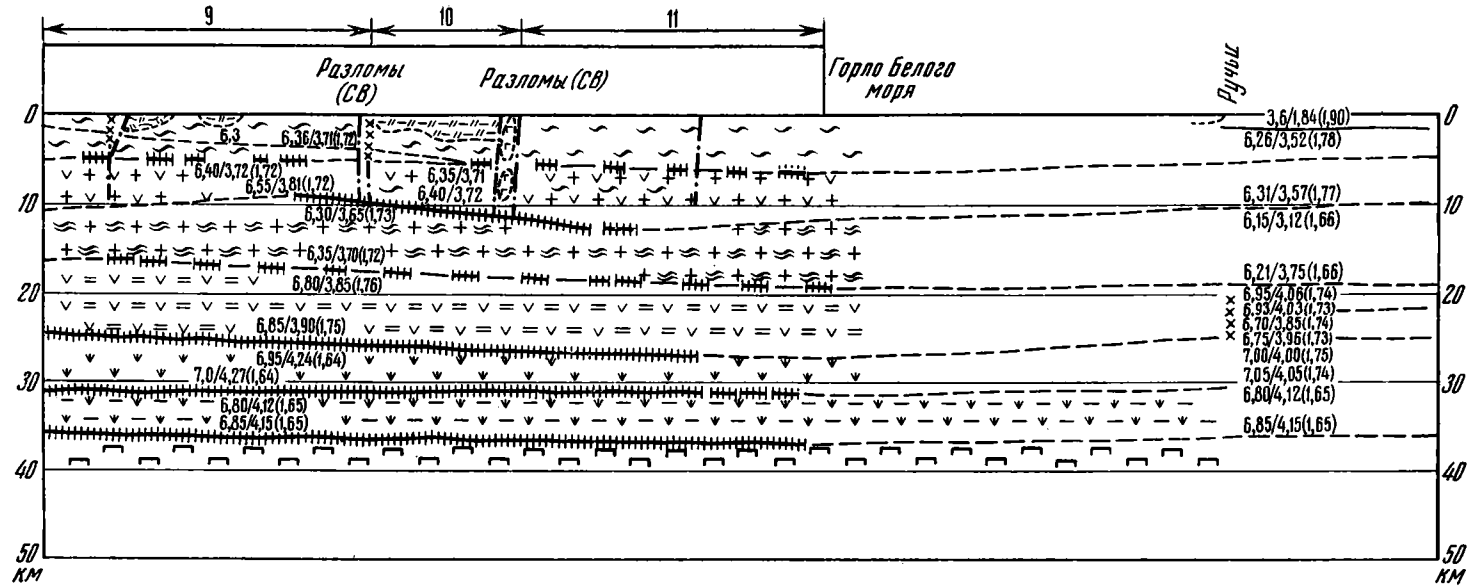


Рис. 3 (продолжение на юго-восток)

ного и ультраосновного состава, залегающих среди метаосадочных пород продуктивной толщи.

Совершенно другую геологическую природу имеет субгоризонтальная сейсмическая граница, зафиксированная на глубине 10—12 км под Печенгским прогибом и пересекающая ствол скважины. Проведенное структурное изучение геологического разреза скважины показало, что в интервале от 9,2 до 11,2 км здесь развита зона интенсивной субгоризонтальной трещиноватости раздавливания, которая наложилась на

Рис. 3. Сейсмогеологический глубинный разрез земной коры по профилю МОВЗ-ГС3 Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи

1 — сейсмические границы, установленные по двум и более типам волн: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; 2 — границы обмена, полученные при решении прямой задачи МОВЗ на детальном участке профиля; 3 — площадки обмена по данным МОВЗ; 4 — границы блоков коры с различными скоростными характеристиками; 5 — значения скоростей продольных и поперечных волн и отношения (в скобках) v_p/v_s для выделенных блоков коры; 6 — глубинные разломы по геологическим и геофизическим данным; 7 — Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3); 8 — положение сейсмических границ и значения граничных скоростей на профиле ГС3 Печенга — Ловно (1960—1962 гг.) и Печенгская губа — Ковдор — Костамукша (1981—1982 гг.); 9 — сейсмические границы и значения граничных скоростей на профиле ГС3 г. Заполярный — оз. Умбозеро (1984 г.); 10 — индексы границ на профиле ГС3 г. Заполярный — оз. Умбозеро; 11—19 — печенгский комплекс: 11 — диабазы и метадиабазы свиты матерг, 12 — углистые филлиты, алевролиты и песчаники ждановской свиты, 13 — интрузивные тела основного и ультраосновного состава, 14 — метадиабазы, метапорфириты заполярнинской свиты, 15 — метапесчаники, доломиты лучпольской свиты, 16 — метадиабазы, метаандезиты, метальбитофириты пирттиярвинской свиты, 17 — метапесчаники, доломиты кувернеринской свиты, 18 — метадиабазы, метаандезиты, амфиболиты маярвинской свиты, 19 — мета-конгломераты и метапесчаники телевинской свиты; 20—21 — имандра-варзургский комплекс: 20 — варзургская серия, умбинская свита (метапорфириты андезитового и трахиандезитового состава, метатифы базальтового и андезитового состава), 21 — стрельнинская серия, нижняя толща (диабазы, порфириты, шаровые лавы базальтового состава); 22 — тундровая серия (осадочно-эффузивный комплекс); 23—28 — кольская серия: 23 — верхняя толща (гранат-биотит-плагиоклазовые гнейсы, гранат-биотит-кордиерит-плагиоклазовые гнейсы и сланцы, мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы и сланцы — диафортиты), 24—28 — нижняя толща: 24 — пироксен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые сланцы и гнейсы, биотит-плагиоклазовые мезократовые и меланократовые (аподиоритовые), биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы и гнейсы, 25 — амфибол-пироксен-кварц-магнетитовые сланцы, магнетит-гранат-пироксен-кварцевые породы (железистые кварциты), 26 — амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы, 27 — биотит-плагиоклазовые и эпидот-биотит-плагиоклазовые лейкократовые гнейсы, 28 — мигматиты, мигматизация; 29 — беломорская серия (гнейсы и сланцы различного состава, без расчленения); 30—36 — интрузивные комплексы: 30 — палеозойские нефелиновые сиениты; 31 — карельские интрузии порфировидных гранитов лишко-арагубского комплекса, 32 — селецкие щелочные граниты, 33 — плагиомиоклиновые граниты луостаринского комплекса, 34 — селецкие и карельские интрузии плагиомиоклиновых гранитов и гранодиоритов, 35 — селецкие расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород, 36 — габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты, метапироксениты, метапериодиты (трещинные тела в зонах глубинных разломов); 37—39 — комплекс основания (ультраметаморфический): 37 — верхний подкомплекс (чарнокиты и чарнокитоиды среднего и основного состава), кристаллические сланцы основного состава, амфиболиты, диоритогнейсы, эндрбиты, чарнокитизированные кристаллические сланцы и диориты, 38 — средний подкомплекс (плагиограниты и тоналиты), олигоклазовые гнейсграниты и тоналиты, частично микроклинизированные, 39 — нижний подкомплекс (чарнокиты и чарнокитоиды преимущественно кислого состава), гиперстеновые граниты, плагиомиоклиновые граниты с гранатом, кордиеритом, чарнокит-мигматиты и др.; 40—46 — глубинные слои земной коры: 40 — гранулит-диоритовый слой верхний ($v_p \approx 6,45—6,6$ км/с) — гиперстеновые диориты, основные чарнокиты, анортозиты, 41 — гранулит-диоритовый слой нижний ($v_p \approx 6,55—6,7$ км/с) — гиперстеновые диориты, пироксеновые двупироксеновые, двупироксен-плагиоклазовые основные кристаллические сланцы, 42 — зона пониженных скоростей под беломорским геоблоком (блоки 8—11, см. ниже) ($v_p \approx 6,2—6,4$ км/с), 43 — гранулит-базитовый слой ($v_p \approx 6,8—7,2$ км/с), 44 — верхняя часть гранулит-базитового слоя под блоками 8—11 ($v_p \approx 6,8—6,9$ км/с), 45 — гранулит-эклигитовый слой — переходный слой кора — мантия ($v_p \approx 6,8—6,9$ км/с), 46 — эклогит-периодитовый подкорковый слой ($v_p \approx 8,2—8,3$ км/с); 47 — блоки коры вдоль профиля, отличающиеся по глубинному строению: 1 — Печенгский блок, 2 — кольская серия, 3 — комплекс основания кольской серии, 4 — Хибино-Ловозерская зона щелочных интрузий, 5 — Умбозерский выступ, 6 — имандра-варзургский комплекс, центральная часть, 7 — то же, восточная часть, 8 — Южная зона, 9 — купольные структуры Южной зоны (Березовский блок, Стрельнинский и Чапомский купола), 10 — Стрельнинская синклиналь, 11 — Терский блок-антиклинорий (комплекс основания Беломорского геоблока).

I—IV — условные индексы сейсмических границ по данным ГС3

более ранние крутопадающие структуры и которая сопровождается интенсивным наложенным низкотемпературным диафторезом, причем образование этой зоны связано с частичным разрушением пород под действием неравномерного сжатия. Возможность такого разрушения была создана в результате более раннего проявления зонального метаморфизма пород в процессе формирования прогиба и в процессе формирования крутопадающих глубинных разломов северо-западного простирания, содержащих многочисленные интрузивные тела различного состава. В разрезе скважины такие зоны выделяются, например, в интервалах 8359—8465, 8937—9216, 9966—10144 м и др. Таким образом, в данном случае мы имеем сложное сочетание крутопадающих разломов с субгоризонтальными границами раздела в земной коре. Характерно, что ниже рассматриваемой границы скорость v_p увеличивается скачком.

Блок 2 (кольская серия) по глубинному строению коры заметно отличается от блока 1, особенно в верхней части коры до глубины 20 км. По границе блоков 1 и 2 в районе р. Титовки зафиксирована субвертикальная граница на глубине 8—13 км, которая ограничивает распространение к северо-западу зоны пониженных скоростей в основании кольской серии. Эта граница приблизительно совпадает с зоной глубинного разлома северо-восточного простирания, который протягивается вдоль р. Титовки и который, видимо, можно отнести к краевым поперечным разломам, ограничивающим распространение печенгского комплекса в юго-восточном направлении.

Для понимания глубинного строения коры блока 2 необходимо иметь достаточно полное представление о геологическом строении и структуре кольской серии, а также о проявлениях метаморфизма и магматизма в процессе ее формирования и о наложенных процессах. Следует отметить, что в настоящее время мы еще далеки от решения многих узловых вопросов формирования кольской серии (в равной степени и беломорской). Взгляды многих геологов по этим вопросам остаются противоречивыми, хотя большинство из них сходятся во мнении, что кольская серия вместе с комплексом основания в геотектоническом плане выполняла роль фундамента карелид Кольского полуострова. Стратиграфия и геологическое расчленение пород кольской серии до сих пор являются предметом дискуссий, однако, по нашему мнению, за основу для дальнейшего изучения вполне можно взять работу Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского [3], которая полностью сохраняет свое значение до настоящего времени. Следует отметить, что геологическая карта 1980 г. [21], которую мы взяли за основу при геологической интерпретации профиля МОВЗ-ГСЗ (см. рис. 2, 3), хорошо согласуется с геологической картой кольской серии по данным [3]. Поэтому мы разделили кольскую серию на две толщи (верхнюю и нижнюю) и выделили типичные разновидности пород для них, однако распределение этих пород на профиле рис. 3 показано схематично.

Особого внимания заслуживает вопрос о выделении зоны пониженных скоростей в нижней части комплекса основания в блоках 2 и 3 (см. рис. 3). Сравнительно низкие значения скорости v_p и отношения v_p/v_s свидетельствуют о преимущественном развитии здесь пород кислого состава с высоким содержанием SiO_2 . Вместе с тем эти породы подверглись высокотемпературному метаморфизму гранулитовой фации, так как залегают ниже типичных пород этой фации метаморфизма (эндербитов, основных чарнокитов и др.). Поэтому можно предполагать, что зона пониженных скоростей сложена породами типа гиперстеновых гранитов или чарнокит-мигматитов.

Ниже, на глубине 12—16 км, выделяется довольно однородный по скорости слой, который мы отнесли к гранулит-диоритовому. Он отчетливо делится на две части — верхнюю и нижнюю. В верхней части, отличающейся повышенным отношением v_p/v_s (1,76), видимо, преобладают существенно плагиоклазовые породы типа анортозитов, диоритов, эндербитов (породы с высоким содержанием плагиоклаза характери-

зуются высоким значением v_p/v_s [7]. В нижней части, видимо, преобладают породы типа пироксеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев и, возможно, гранатовых амфиболитов. Верхняя граница гранулит-базитового слоя хорошо выражена и сопровождается заметным скачком скорости P - и S -волн. В общем этот слой, слагающий нижнюю часть коры, отличается однородностью, но местами в средней его части отмечаются дополнительные прерывистые границы раздела.

Характерной особенностью восточной части блока 3 является то, что здесь слабо развиты породы, типичные для «гранитного слоя». На поверхность здесь выходят глубинные породы Центральнокольского горст-антиклинория, претерпевшие высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации, причем наложенный диафторез имеет здесь локальный характер [3]. Отсюда ясно, что на древних щитах и платформах могут сохраняться блоки коры, по существу лишенные «гранитного» слоя и сложенные породами «диоритового» слоя довольно хорошей сохранности. Такое предположение высказывалось многими авторами [1, 7, 19, 20], однако в данном случае мы имеем возможность довольно детально восстановить глубинный разрез коры под такими структурами. При этом мы обнаруживаем весьма характерную особенность: несмотря на отсутствие хорошо выраженного «гранитного слоя», мы имеем здесь ярко проявленную зону пониженных скоростей небольшой мощности. Это, видимо, свидетельствует о «первичном» образовании этой зоны в процессе последовательного высокотемпературного метаморфизма пород комплекса основания (ультраметаморфического комплекса).

На границе блоков 3 и 4 зафиксирована зона крутопадающего глубинного разлома, сопровождающаяся поднятием на 1—2 км блока 4 относительно блока 3. Однако смещение поверхности M по этому разлому не зафиксировано. Разлом совпадает с региональным глубинным разломом меридионального простирания, проходящим через оз. Умбозеро к Кольскому заливу. В пределах блока 4 наблюдается существенная перестройка земной коры в верхней ее части в связи с внедрением интрузий нефелиновых сиенитов по глубинным разломам. Отмечается также явная тенденция к поднятию границы M в восточной части блока. Характерно, что, несмотря на значительную перестройку верхней части коры, в средней и нижней ее частях существенных изменений по сравнению с блоком 3 не отмечается.

Блок 5 находится на стыке комплекса основания с центральной частью имандра-варзугского комплекса и в то же время на пересечении важнейших зон разломов Кольского полуострова, в том числе Хибинско-Ловозерской широтной зоны, Цагинской зоны северо-восточного простирания и меридиональных разломов зоны Умба — Ловозеро — Варзина. Максимальные вертикальные смещения, видимо, произошли по Цагинским разломам. В пределах блока 5 глубина границы M резко изменилась от 43 до 38 км при общем сохранении внутренней структуры коры и соотношении ее слоев. Разрывы нижних сейсмических границ и смещение зоны перехода кора — мантия в пределах этого блока хорошо выражены, и не вызывает сомнений уменьшение мощности коры при переходе к блоку 6. Однако при этом мощность гранулит-базитового слоя довольно резко уменьшается, а мощность нижней части гранулит-диоритового слоя даже несколько возрастает (см. рис. 3). С другой стороны, по геологическим данным, к востоку от Цагинских разломов ширина выходов имандра-варзугского комплекса и его мощность значительно увеличиваются, а к северу от этого комплекса начинаются выходы кейвской серии, выполняющей обширный прогиб. В итоге создается впечатление об общем опускании Восточно-Кольского блока относительно Центральнокольского. Однако возникает вопрос, каким образом можно увязать явное опускание верхней части коры с сокращением общей мощности коры. Можно высказать предположение, что вначале произошло общее поднятие коры по разломам, после чего формировались геологические структуры кейвской серии и имандра-варзугского комплекса в пределах соответствующих прогибов.

Блок 6 имеет довольно однородное строение, причем положение сейсмических границ и распределение скорости P - и S -волн в верхней его части в общем хорошо согласуются с геологическими данными и с тем глубинным геологическим разрезом, который был в свое время построен здесь на основании имандра-варзугского профиля ГСЗ. Однако при этом следует иметь в виду, что описываемый здесь профиль МОВЗ-ГСЗ проходит не в центральной сильно опущенной части прогиба, а ближе к его краевой северной части. Поэтому здесь мощность комплекса составляет 4—6 км, в то время как максимальная его мощность достигает 10—12 км [14, 15].

Блок 7 является продолжением блока 6 к востоку, однако здесь мощность имандра-варзугского комплекса резко уменьшается и наблюдается существенная внутренняя перестройка коры. В зоне контакта зафиксированы зоны глубинных разломов, достигающие подошвы земной коры. Эти разломы хорошо согласуются с геологическими данными (см. рис. 2, 3), согласно которым здесь развиты глубинные разломы северо-западного и северо-восточного простирания, по которым произошло поднятие восточных структур относительно западных. В пределах блока 7 по сейсмическим данным также отмечается поднятие по разломам сейсмических границ, отвечающих гранулит-диоритовому и гранулит-базитовому слоям. Однако заметного смещения границы M не зафиксировано, но вместе с тем установлено увеличение мощности гранулит-базитового слоя при переходе от блока 6 к блоку 7. Следует отметить, что по значениям скорости сейсмических волн в этом блоке выделяется лишь маломощный «гранитный слой», а по геологическим данным, эффузивно-осадочные серии, выполняющие прогиб, наложившись на древнейшее кристаллическое основание. Можно предполагать, что в процессе последующего развития мобильно-проницаемой зоны подстилающие породы по крайней мере до глубины 10—12 км были сильно изменены.

Блок 8 по своему геологическому положению и по глубинному строению коры весьма существенно отличается от блока 7. Здесь можно наблюдать полную перестройку земной коры до глубины по крайней мере 24 км. В связи с этим следует подчеркнуть, что, по геологическим данным, блок 8 находится уже в пределах Южной зоны Имандра-Варзугского прогиба, которая, как и соответствующая ей зона Печенгского прогиба, характеризуется сложным геологическим строением и тектоникой (см. рис. 3). Доминирующий тип тектонической структуры этого блока — поднятие пород южного фланга прогиба и надвигание их на эффузивно-осадочные толщи по крутопадающим надвигам или взбросам. Такое надвигание могло происходить после формирования геологических комплексов, выполняющих прогиб в карельское или позднекарельское время, т. е. в условиях достаточно стабилизированной коры. Поэтому можно предполагать, что при этом происходило поднятие всей коры целиком, включая гранулит-базитовый слой. Такое предположение как будто хорошо согласуется с наблюдаемым здесь резким изменением скоростного разреза коры (см. рис. 3): мощность гранулит-диоритового слоя, особенно нижней его части, резко сократилась, и на глубине 15 км появился высокоскоростной слой ($v_p \approx 6,8—6,85$ км/с), который по своим свойствам скорее отвечает уже гранулит-базитовому слою. Вместе с тем породы «гранитного слоя» отмечены здесь на двух уровнях.

Тип коры блока 9 как бы развивается из коры блока 8 и, видимо, представляет собой типичный пример коры Беломорского мегаблока. Однако в настоящее время не имеется примеров детального сейсмического изучения глубинного строения коры последнего. Характерной особенностью коры блока 9 является наличие зоны пониженных скоростей на глубине 10—16 км (см. рис. 3) и неглубокое залегание кровли гранулит-базитового слоя (17—18 км). Кроме того, если под блоками 2 и 3 располагается единый однородный гранулит-базитовый слой, кровля которого находилась на глубине 25—26 км, то в данном случае гранулит-базитовый слой неоднороден и состоит из двух частей — верхней и нижней, т. е. блок 9 отличается по существу отсутствием гранулит-дио-

ритового слоя, так как зона пониженных скоростей, относящаяся по сейсмическим характеристикам к «гранитному слою», лежит непосредственно на гранулит-базитовом слое. В верхней же части разреза на глубине 5—10 км здесь выделяется слой со скоростью продольных волн 6,4—6,55 км/с, который залегает как бы на продолжении верхней части гранулит-диоритового слоя блоков 7 и 8, но в действительности, видимо, сложен породами низов комплекса основания (аналогично блокам 2 и 3). Характерно, что в зоне контакта с блоком 10 скорость v_p в этом слое снижается до 6,35—6,40 км/с (см. рис. 3), в результате чего этот слой по сейсмическим характеристикам по существу сливается с нижележащим слоем (зоной пониженных скоростей блока 9). В итоге в блоке 10 сейсмическая структура коры несколько упрощается и замечается переход к обычной двухслойной коре с мощными гранитогнейсовым и гранулит-базитовым слоями. Таким образом, блоки 10 и 11 по своему геологическому строению аналогичны блокам 2 и 3, но имеют другой тип коры.

При переходе через горло Белого моря к пос. Ручьи наблюдается полная перестройка земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отметим прежде всего, что на описываемом профиле МОВЗ-ГСЗ четко выделяется мощный слой в средней части коры со скоростью v_p от 6,5 до 6,7 км/с, который мы назвали гранулит-диоритовым, подчеркивая тем самым его метаморфическую природу. Тогда естественной границей кровли нижележащего гранулит-базитового слоя будет изолиния скорости 6,8 км/с. Таким образом, подтверждается разделение коры на три слоя: гранитогнейсовый ($v_p \simeq 6,0—6,4$ км/с), гранулит-диоритовый ($v_p \simeq 6,5—6,7$ км/с), гранулит-базитовый ($v_p \simeq 6,8—7,2$ км/с). Кроме того, в верхней части гранитогнейсового слоя (до глубины 5 км) часто выделяется градиентный слой ($v_p \simeq 5,5—6,0$ км/с), а в нижней его части — зона пониженных скоростей ($v_p \simeq 6,0—6,3$ км/с). В низах коры отмечается гранулит-экологитовый слой ($v_p \simeq 6,8—6,9$ км/с). Однако в разных блоках соотношения между слоями коры могут меняться в широких пределах.

Структура коры наложенных рифтогенных протерозойских прогибов (блоки 1, 6 и 7) характеризуется рядом специфических особенностей. Прежде всего следует отметить, что, по мнению большинства геологов и геофизиков, эти структуры заложились на древнейшей архейской протекоре, которая затем в процессе развития прогибов испытала весьма существенные изменения [1, 2, 14, 15, 22]. История геологического развития структур отчетливо делится на две стадии — растяжения и сжатия [1, 14 и др.]. На примере детально изученной Печенгской структуры можно видеть, что гранитогнейсовый слой коры под ней частично сохранился и представлен породами кольской серии и комплекса основания. Однако его мощность сильно уменьшилась, причем по периферии прогиба проявилась интенсивная поздняя гранитизация и мигматизация. Здесь достаточно четко устанавливается ведущая роль глубинных разломов в формировании самого прогиба и в тех коренных изменениях, которые претерпели подстилающие породы, причем сами зоны разломов прошли сложную эволюцию в процессе развития упомянутых выше рифтогенных прогибов.

В заключение отметим, что путем детального рассмотрения механизмов формирования структур древнейшей коры с геологических позиций и их сопоставления с геофизическими данными о глубинном строении коры можно получить более полное представление о тех процессах и тех эндогенных режимах, которые проявились на ранних стадиях развития континентальной коры.

Литература

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
2. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии//Геотектоника. 1986. № 6. С. 8—20.
3. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова М.: Наука, 1968. 168 с.
4. Верник Л. И., Галдин Н. Е., Кагалова Л. И. и др. Построение глубинных петрофизических моделей древних щитов (на примере восточной части Балтийского щита)//Петрофизические исследования на щитах и платформах. Апатиты: Изд. Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 17—23.
5. Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. 160 с.
6. Галдин Н. Е. О скоростных разрезах земной коры восточной части Балтийского щита//Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 5. С. 3—9.
7. Галдин Н. Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температуре. М.: Недра, 1977. 127 с.
8. Галдин Н. Е., Кагалова Л. И., Казаченко Е. Д. и др. Новые данные о глубинном строении Балтийского щита//Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях. Апатиты: Изд. Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 16—27.
9. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. 194 с.
10. Глубинная электропроводность Балтийского щита. Петрозаводск: Изд. Карел. фил. АН СССР, 1986. 135 с.
11. Горбунов Г. И., Загородный В. Г., Глазнев В. Н., Шаров Н. В. Основные черты геологии и глубинного строения Балтийского щита//Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Изд. Кол. фил. АН СССР, 1986. С. 5—15.
12. Егоркин А. В. Совместное использование записей продольных и поперечных волн при наблюдениях на длинных профилях//Достижения и проблемы современной геофизики. М.: Наука, 1984. С. 80—88.
13. Егоркин А. В., Чернышов Н. М. Информативность и достоверность глубинных сейсмических исследований с применением промышленных взрывов//Комплексные геолого-геофизические исследования земной коры. Новосибирск: СНИИГИМС, 1984. С. 60—71.
14. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.
15. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
16. Козлов М. Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.
17. Козловский Е. А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр// Сов. геология. 1982. № 9. С. 3—12.
18. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
19. Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита// МГК. 27 сес. Доклады. Т. 8. Геофизика. М.: Наука, 1984. С. 9—20.
20. Лутц Б. Г. Верхняя мантия и глубокая кора древних платформ и срединных массивов складчатых областей//Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 94—122.
21. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 272 с.
22. Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов//МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964. С. 92—104.
23. Панасенко Г. Д. Сейсмичность и глубинное строение по сейсмогеологическим данным восточной части Балтийского щита и Баренцевоморской платформы//Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Изд. Кол. фил. АН СССР, 1986. С. 30—38.
24. Панасенко Г. Д., Шаров Н. В. Сейсмогеологическое строение земной коры Кольского полуострова по профилю Ковдор — Кировск//Сов. геология. 1977. № 7. С. 105—111.
25. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 180 с.
26. Токарев В. А. Главные глубинные разломы Кольского полуострова. Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кол. фил. АН СССР, 1968. С. 37—46.

Мингео СССР

Поступила в редакцию
19.V.1987

УДК 551.243.4(470.1)

Е Н Ц О В И И.

**НАДВИГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ВЕРХНЕПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА**

В статье показано, что надвиги могут возникать как под действием сил горизонтального сжатия, так и в результате проявления гравитации на бортах впадин или склонах поднятий. Зарождение надвигов обычно связано с пластичными породами, в которых поверхность надвига параллельна напластованию. В жестких породах надвиговая поверхность стремится занять положение, составляющее со слоистостью угол в 90° , когда скалывающие усилия минимальны. Скол наиболее вероятен на перегибах слоев моноклиналей и в сводах антиклиналей.

В Верхнепечорской впадине Предуральяского прогиба пластичной толщей, в которой зарождались надвиги, могли служить глинисто-мергелистые образования заволжского горизонта. Аномалии мощности пермско-каменноугольных отложений были положены в основу выделения надвигов, которые часто являются ловушками нефти и газа. В районах развития надвигов выделены участки, перспективные для поисков залежей нефти и газа.

В настоящее время общепринятой считается гипотеза, согласно которой надвиги формируются в обстановке горизонтального сжатия. Так, по В. В. Белоусову, «под надвигом мы понимаем разрывное смещение, возникшее в результате главным образом горизонтального тектонического движения масс или, иначе говоря, тангенциального сжатия» [1, с. 121]. В «Геологическом словаре» термин «надвиги» трактуется следующим образом. «Надвиг — это разрывное нарушение обычно с пологим (до 45° или не более 60°) наклоном сместителя, по которому висячий бок поднят относительно лежащего и надвинут на него. Надвиги обычно сопутствуют линейным складкам, развиваясь в обстановке интенсивного сжатия с пластическим перераспределением материала и его выжиманием с крыльев в замки складок. Пластические деформации на определенной стадии процесса переходят в разрывные и в скалывание, развивавшиеся вдоль пережатых и утоненных складок. В связи с этим более древние слои ядер антиклиналей надвигаются на более молодые слои замков синклиналей. Поверхность надвигов с глубиной выполаживается, а кверху, наоборот, становится круче, что связано с уменьшением пластичности слоев в этом направлении» [7, с. 7].

Гипотеза горизонтального сжатия предполагает возможность проявления надвигов там, где господствуют такие усилия. Они, как правило, возникают при горообразовательных процессах во внутренних частях предгорных прогибов и в межгорных прогибах. Выявленные на сегодняшний день надвиговые структуры в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции в общем-то подтверждают сказанное. В Верхнепечорской впадине Предуральяского прогиба, в частности, надвиги известны во внутренней и центральной ее зонах. Их происхождение В. В. Юдин [14], Ю. В. Казанцев [9], В. А. Буш, Ю. В. Казанцев, М. А. Камалетдинов и др. [5] и ряд других исследователей связывают с действием тангенциальных сил.

Однако анализ материалов по региональной тектонике позволяет сделать предположение, что горизонтальные силы сжатия не всегда ответственны за формирование надвигов и надвиги не во всех случаях сопровождаются складчатостью. Такого мнения придерживается ряд советских и иностранных исследователей. Так, Ю. А. Косыгин [10] указывает, что для объяснения надвигов недостаточно привлечения механизма простого скалывания при сжатии; по-видимому, происхождение надвигов

необходимо связывать со специфическими геологическими условиями складчатых систем, в частности с наличием и особенностями структурно-фациальных зон. Развитые в Европе надвиги шотландского типа, по его данным, не обязательно сопровождаются складчатостью. Пологая поверхность надвига представляет скол, не считающийся со складчатостью. Надвинутое крыло разделено на ряд тектонических чешуй, смещенных в направлении основного поднадвигового перемещения. В Средней Азии структура покровов чешуйчато-складчатая, нередко с горизонтальным или волнистым положением поверхностей надвигания, которые приурочены обычно к кровле пластичных соленосных отложений.

В некоторых случаях, по Ю. А. Косыгину, надвиги могут возникать в результате гравитационного сползания масс (явления надвигания при подводных оползнях). Разнообразие надвигов, по его мнению, состоит в связи с различными механическими свойствами материала (например, шотландские надвиги в консолидированных, а альпийские — в пластичных толщах), размещением масс горных пород (надвигание массива на впадины), соотношениями тектонических форм и так далее.

В. Е. Хаин, касаясь складчатости вообще, указывает на, возможно, существенную роль сил гравитации в складкообразовании. По В. Е. Хаину, «осадочные толщи могут скользить по наклонной поверхности под влиянием собственного веса, особенно если в их основании залегают породы повышенной пластичности (соль, гипс, глина)... Скользящие вниз по склону поднятия пласты встречают сопротивление своего не затронутого этим процессом продолжения и вследствие этого сминаются в складки... Передние складки под напором тыловых могут частично „взбежать“ вверх по обратному уклону, например на противоположное крыло... Так как основным условием возникновения гравитационной складчатости является наличие пластичной свиты в основании осадочной толщи значительной мощности и определенного уклона подножия этой толщи, то ясно, что гравитационная складчатость получает наибольшее развитие на склонах растущих геосинклинальных поднятий во флишевых, нижнемолассовых и других формациях со значительным участием пластичных пород. Здесь действие силы тяжести вызывает значительное усложнение первичной складчатости целой серией мелких складок, наклоненных и часто опрокинутых в сторону передовых и межгорных прогибов. Дело доходит до образования своеобразных перевернутых складок... Наличие в основании осадочного разреза пород особенно высокой пластичности делает возможным проявление гравитационной складчатости даже в условиях незначительных первичных тектонических уклонов, т. е. не только в геосинклинальных, но и в платформенных областях. Развитие гипсо-соленосного глинистого триаса, перекрываемого известняками юры и мела в пределах эпигерцинской платформы во Франции, Испании и Севере Африке, вызвало образование довольно сложной складчатости и даже гравитационных покровов над тектоническими неровностями герцинского фундамента. Аналогичную роль сыграла соленосная верхняя юра в усложнении складчатой структуры юго-западных отрогов Гиссарского хребта в Таджикской депрессии» [13, с. 355—356].

Весьма определенно о роли гравитационных сил в формировании тектонических структур разного рода, в том числе и надвигов, говорит Р. В. ван Беммелен. «Под гравитационным тектогенезом понимается образование тектонических структур (складчатостей, надвигов, складок-взбросов, а также нормальных взбросов) под действием силы тяжести. Гравитационный тектогенез представляет реакцию на вертикальные движения земной коры (эпейрогенические ундации). Эти ундации вызывают в верхнем материале, слагающем земную кору, градиенты гравитационного усилия; приподнятые районы имеют тенденцию к расширению, опущенные же районы склонны к сжатию, а на склонах ундаций могут иметь место явления скольжения» [3, с. 377]. Он отмечает, что нельзя быть предубежденным и, придерживаясь определенных догматов, утверждать, что градиенты усилий, вызываемых силой тяжести, в общем слишком малы, чтобы они могли вызвать тектонические деформации»

ции, а для объяснения наблюдаемых фактов прибегать к какой-то гипотетической силе.

В другой работе Р. В. ван Беммелен [4] однопричинной гипотезе возникновения складок и надвигов противопоставляет двухпричинную, согласно которой боковые перемещения являются следствием вертикальных движений. Они приводят к появлению складок и надвигов в пониженных областях, компенсируемых тектонической денудацией и утонением слоев в прилегающих поднятых районах. Он особо подчеркивает роль гравитации. Волновые деформации рельефа земной коры, по его мнению, должны вызвать гравитационные реакции. Они приводят к образованию складок и надвигов в породах передового прогиба. Под действием гравитационных сил на последовательных стадиях орогенеза, сопровождаемых перемещениями передовых прогибов к форланду, образуются крупные покровы.

О возможном проявлении сил гравитации при образовании надвигов в Верхнепечорской впадине Предуральяского прогиба могут свидетельствовать следующие факты. В южной части впадины, на Рассохинском поднятии, тектоническое нарушение меридионального простирания с амплитудой около 150 м делит складку на два блока: западный приподнятый и восточный опущенный. Бурением оно зафиксировано в скв. 62 и 56, где нижнемосковские отложения налегают на породы верхнего карбона соответственно на глубинах 2197—2199 и 2196—2198 м. Нарушение сечет кровлю карбонатных отложений нижней перми на восточном крыле структуры. Расчеты показывают, что поверхность сместителя имеет западное падение с углами от 14 до 28°. Подобные разрывные нарушения следует относить к категории надвиговых. Примечательно, что надвигание происходило с запада, о чем говорят западный наклон сместителя, крутой восточный склон складки и расположение линии надвига восточнее свода. На расположенной несколько восточнее Пачгинской антиклинали линия тектонического нарушения, как и на Рассохинской, проходит вдоль восточного более крутого склона структуры. Здесь также возможен надвиг с западным падением сместителя.

Надвигание пород со стороны платформы в данном случае противоречит гипотезе горизонтального сжатия, согласно которой мы вправе ожидать сжимающих усилий лишь со стороны Урала.

Приведенные материалы показывают, что в Верхнепечорской впадине силы горизонтального сжатия не являются единственно возможными, объясняющими механизм формирования надвиговых структур. По всей вероятности, значительную роль в их образовании могли играть гравитационные силы, в результате воздействия которых горные породы при наличии уклона и пластичных образований в основании толщи оползали и возникали надвиги или близкие к ним по морфологии структуры.

При такой трактовке надвигообразования можно предполагать наличие надвигов и во внешней зоне впадины, где надвигание происходило со стороны платформы и поверхности сместителей имеют западные падения.

Тот факт, что надвиги, приуроченные к предгорным областям, расположены главным образом во внутренних зонах прогибов, видимо, объясняется большими наклонами слоев к осевой части впадины, чем во внешних зонах, благодаря чему слои испытывают большее гравитационное воздействие, которое к тому же усиливается сжатием пород при горообразовательных процессах.

Для пояснения механизма проявления гравитационных сил в надвигообразовании применим законы физики. Допустим, на каких-то пластичных породах, слои которых погружаются под углом α , залегает толща непластичных образований. Такой случай можно рассматривать как действие сил на тело, находящееся на наклонной плоскости (рис. 1). Вес тела P разложим на две составляющие: схватывающую силу F_1 , параллельную наклонной плоскости, и F_2 , перпендикулярную к ней (сила нормального давления). Величину скатывающей силы F_1 можно найти из уравнения

$$F_1 = P \sin \alpha.$$

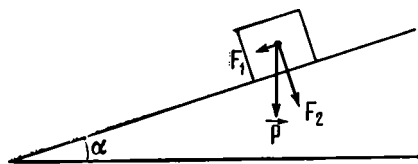


Рис. 1

Рис. 1. Схема проявления сил гравитации при надвигообразовании

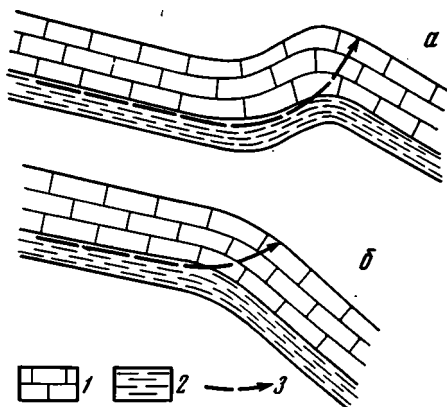


Рис. 2

Рис. 2. Схема распространения поверхности надвига в жесткие породы: а — на сводах антиклиналей, б — на моноклинальных перегибах

1 — жесткие породы, 2 — пластичные образования; 3 — поверхность надвига

Из данного соотношения следует, что чем больше вес толщи, залегающей на пластичных породах, и чем больше наклон погружающихся слоев, тем интенсивнее воздействие гравитационных сил. Если величина этих сил превысит предел упругости (предел текучести), в породах возникнут пластические деформации. Известно, что наименьший предел текучести имеют пластичные породы. Поэтому пластические деформации в первую очередь будут наблюдаться в пластичных породах. Не следует при этом забывать, что горным породам свойственно явление ползучести — роста деформации во времени при длительном действии постоянной нагрузки и релаксации напряжений — непрерывного падения напряжения при сохранении постоянной величины деформации. В результате проявления этих физических явлений будет наблюдаться все больший рост пластических деформаций, приводящих в конце концов к разрушению пород и образованию надвиговых структур. При этом в условиях длительного воздействия деформирующих сил, измеряемого миллионами лет, величина усилия, приводящего к пластической деформации вследствие релаксации напряжений, все время будет снижаться.

Из вышеизложенного следует: 1) зарождение надвигов наиболее вероятно в пластичных породах, перекрытых мощной толщей жестких образований; 2) поверхность зарождающегося надвига в пластичных породах должна иметь параллельное напластованию или близкое к нему положение.

Естественно, возникает вопрос, какие условия благоприятствуют возникновению надвигов? На наш взгляд, в центральной и внешней зонах прогибов наиболее вероятные участки, где могут проявляться надвиги, перегибы слоев на сводах антиклиналей и на флексурах моноклиналей. Здесь требуются наименьшие усилия, чтобы реализовались скальвающие деформации и надвиг смог бы из пластичных пород распространиться и на жесткие (рис. 2). В жестких породах поверхность надвига должна стремиться занять такое положение, чтобы составить со слоистостью угол в 90° , когда скальвающие усилия будут минимальными. Не случайно поэтому поверхность надвига по мере приближения к дневной поверхности становится все более круто наклоненной по отношению к слоистости, что подмечено многими исследователями.

Факт зарождения надвигов в пластичных породах параллельно напластованию отмечается в ряде работ. Надвиги, по данным В. Е. Хаина [13], преимущественно зарождаются в пачках пород с повышенной пластичностью и стремятся развиваться вдоль таких пачек более или менее параллельно их наслоению.

По В. В. Белоусову [2], известны надвиги, поверхность которых на большом протяжении следует вдоль горизонтально залегающей пачки слоев, поскольку эти слои могут служить хорошей смазкой.

Во внутренней зоне Предуральского прогиба и на западном склоне Урала, где широко развиты узкие, длинные, часто запрокинутые на запад антиклинальные складки и где, очевидно, силы горизонтального сжатия были преобладающими [5, 9, 14], наряду с описанным выше механизмом надвигообразования вероятно формирование надвигов по общепринятой схеме. Надвиги подобного рода Ю. А. Косыгин [10] относит к альпийскому типу; они связаны с весьма сложным сочетанием опрокинутых складок, разорванных вдоль растянутых опрокинутых и лежащих крыльев и надвинутых одна на другую.

В. В. Белоусов, рассматривая подобные надвиги, указывает, что «причина преимущественной приуроченности надвигов к подвергнутым крыльям, возможно, лежит в различном залегании слоев по отношению к направлению смещения по надвигу. На нормальном крыле складки трещина залегает круче слоев, и при движении всякого крыла вверх по ней развивается сильное трение, так как слои упираются в нее под острым углом. На подвернутом крыле та же трещина залегает положе слоев и движение всякого крыла вверх развивается со значительно меньшим трением, чем в первом случае, так как слои уже подвернуты в направлении движения и скользят по трещине своей тыльной частью. Поэтому можно думать, что когда идет процесс концентрации пластического скольжения, приводящий постепенно к образованию трещины скалывания, он избирательно приурочивается к подвернутым крыльям складок, где соответствующее движение встречает меньшее сопротивление» [1, с. 462].

Необходимо отметить, что каждая из описанных схем формирования надвигов, исходя из теоретических предпосылок, наиболее вероятное отражение должна находить в определенной структурной зоне. Так, надвиги, связанные с моноклинальными изгибами слоев, наиболее вероятны во внешней зоне прогибов. В центральной зоне впадин должны быть развиты надвиги на сводах антиклиналей. Во внутренней зоне, по всей вероятности, будут преобладать надвиги, приуроченные к крыльям антиклинальных структур. В этой зоне не исключаются также надвиги, характерные для центральной и внешней зон прогибов.

При этом определяющими силами, приводящими к надвигообразованию, могут служить: во внешней зоне — гравитационные, в центральной — гравитационные и горизонтального сжатия, во внутренней — горизонтального сжатия и гравитационные с преобладанием первых.

Рассмотренному механизму надвигообразования применительно к центральной и внешней, а также примыкающей к центральной зоне части внутренней зоны, где еще не развиты запрокинутые складки, не противоречит наличие в Верхнепечорской впадине Предуральского прогиба над карбонатной толщей карбона и низов перми терригенных, гипсово-ангидритовых и соляных образований. Сокращение мощности отдельных пластов и горизонтов надкарбонатных отложений в сводах поднятий свидетельствует о том, что к началу их формирования надвиги уже существовали и для перемещения по надвигу отлагавшихся рыхлых перекрывающих осадков не требовались большие усилия. Данная толща поэтому не могла служить препятствием для развития в ней надвигов. Уменьшение мощности надкарбонатных пород во впадине в сводах Курьинской, Рассохинской, Пачгинской структур отмечено А. Я. Кремсом и др. [11] и другими исследователями.

При изучении надвигообразования в Верхнепечорской впадине Предуральского прогиба встает важный вопрос: какие отложения могли выступать в роли пластичной толщи, ограничивающей распространение надвига в нижележащие породы? Анализ фактического материала по надвиговым структурам Верхнепечорской впадины показывает, что поверхность надвигов сильно выполаживается и приближается к параллельной напластованию в нижневизейских породах и в верхней части

турнейских отложений. Отсюда делается вывод, что пластичной толщей, в которой зарождались надвиги, вероятней всего, являются глинисто-мергелистые нижнетурнейские (джебольские) образования, выполняющие, по данным А. А. Султанаева и др. [12], Вуктыло-Джебольский прогиб и достигающие мощности 400—500 м. Отложения джебольского надгоризонта сопоставляются с заволжским горизонтом Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [8]. При этом не исключается, что зарождение надвига помимо того могло происходить и в нижележащих пластичных девонских комплексах, в частности в кыновско-саргаевских и других отложениях.

Появление надвигов на все более низких уровнях наряду с заволжскими отложениями наиболее вероятно во внутренней зоне Верхнепечорской впадины и на западном склоне Урала по мере приближения к осевой его части. В этой структурной зоне могут быть надвиги, зарождение которых, возможно, и не связано с толщами пластичных пород. Поверхности надвига здесь в основном будут приурочены к повернутым крыльям складок.

Необходимо отметить, что на возникновении надвиговых структур, по всей вероятности, благоприятно сказывается наличие разломов земной коры, периодически активизирующихся и в ряде случаев проникающих в осадочную толщу. Связь глубинных разломов с надвиговыми явлениями констатирует Ю. А. Косыгин. Влияние разломов на формирование надвигов он трактует следующим образом. «В смежных блоках, испытывающих движение разного знака, ...возникает движение масс в сторону опущенного блока, которое сопровождается искривлением разделяющих блоки разломов и преобразованием их в надвиги (например, Вахшский надвиг, развивающийся из субвертикального глубинного разлома)» [10, с. 130].

К сказанному следует добавить, что с разломами часто связаны флексурные перегибы слоев и шовные структуры, которые, как описано ранее, могут служить причиной и местом зарождения надвигов. Разломы в осадочных толщах облегчают процесс скалывания жестких пород. Поэтому разломы земной коры, особенно те, которые проявляются в осадочной толще, могут в определенной мере служить поисковым признаком надвигов, в частности на бортах впадин.

Перспективы нефтегазоносности Верхнепечорской впадины Предуралья в свете надвиговой тектоники должны рассматриваться отдельно для надвиговых и поднадвиговых комплексов.

Осадочную толщу в Верхнепечорской впадине В. А. Габелия и др. [6] подразделяют на два структурных этажа: верхний, в котором развиты складки, связанные с надвигами, и нижний со складчатостью платформенного типа. Однако эти исследователи не указывают, где кончается нижний этаж и начинается верхний. Приведенные выше материалы позволяют отнести к верхнему структурному этажу отложения от заволжского горизонта и выше. Ниже заволжского горизонта предполагается развитие преимущественно платформенных структур, хотя во внутренней зоне впадины и на западном склоне Урала могут быть и сложнопостроенные системы складок с крутыми, возможно, опрокинутыми и надвинутыми крыльями.

В данной работе рассматриваются в основном перспективы нефтегазоносности отложений, начиная с турнейских и выше, т. е. тех комплексов, где наиболее вероятно проявление надвиговой тектоники.

Складки, связанные с надвигами, в Верхнепечорской впадине выявлены в ее центральной и внутренней зонах (Вуктыльская, Патраковская, Курьинская и др.). К Вуктыльской структуре приурочено газоконденсатное месторождение, входящее в число 12 крупнейших месторождений мира. На месторождении разведаны две залежи: в терригенных отложениях визейского яруса и в нижнекаменноугольно-нижнепермских карбонатных образованиях. Последние по существу включают в себя три неф-

тегазоносных комплекса: башкирско-визейский, московский и верхнекаменноугольно-нижнеартинский.

Известно, что в надвиговых структурах происходит удвоение части геологического разреза, что фактически и наблюдается на наиболее изученных бурением Вуктыльской и Патраковской структурах. В сводах надвиговых поднятий может отмечаться увеличение мощности пород также за счет их нагнетания и сгруживания. Явления выжимания материала из крыльев в замки складок зафиксированы В. Е. Ханым [13], В. В. Белоусовым [1, 2] и другими исследователями. Сгруживание материала может наблюдаться при оползнях, которые в генетическом отношении близки к надвигам и связаны с гравитационными силами [10].

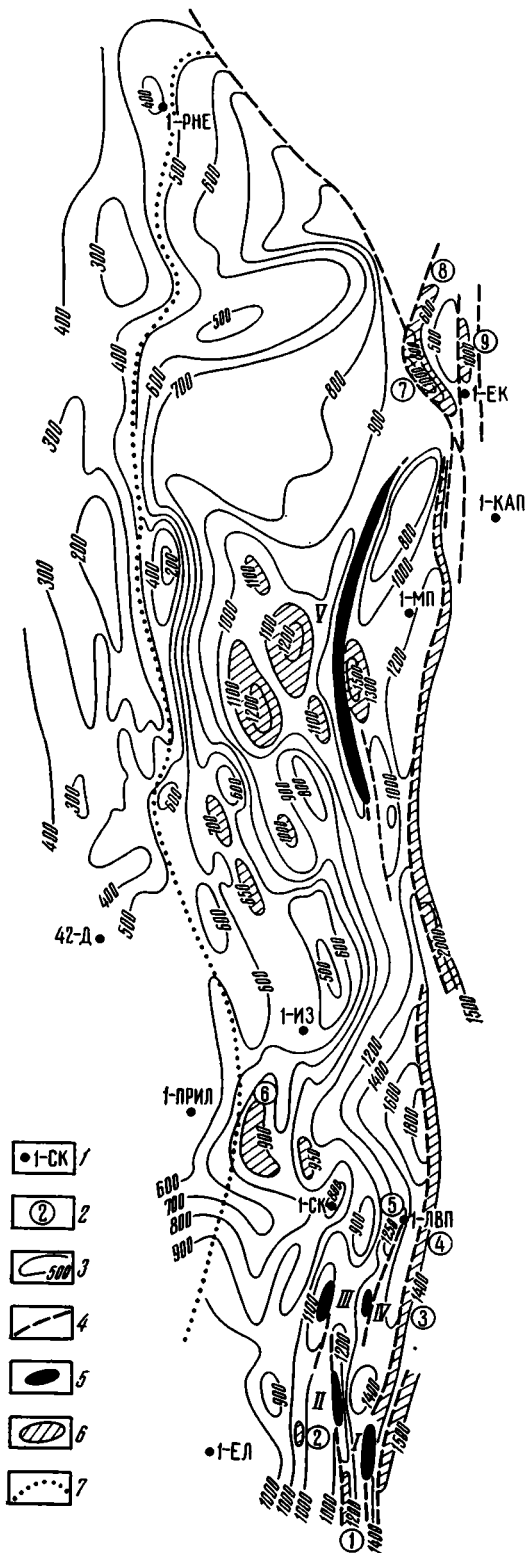
С целью прогнозирования надвиговых структур на основе изучения мощности комплекса, в котором могут формироваться надвиги, была построена карта изопакит отложений от подошвы визейского яруса до кровли артинских карбонатных образований. Эта часть разреза выбрана на том основании, что для Верхнепечорской впадины имеются структурные карты по следующим маркирующим горизонтам: кровле карбонатных отложений нижней перми — карбона, подошве визейского яруса. Для построения карт изопакит были использованы структурные карты, составленные в Ухтинской специализированной гравиметрической экспедиции Ф. Н. Снисарь и др. При этом была применена следующая методика. Территория Верхнепечорской впадины на структурных картах рассекалась профилями вкрест простирания пород. По этим профилям строились разрезы с горизонтальным масштабом, равным масштабу карт, путем нанесения в отдельных точках абсолютных отметок указанных маркирующих горизонтов. Затем из отметок подошвы визейского яруса вычитались отметки кровли артинских карбонатных отложений и полученные данные наносились на карту. Равные мощности соединялись изолиниями.

На карте изопакит (рис. 3) наблюдается закономерное увеличение мощности каменноугольно-нижнепермских пород от бортов впадины к ее центральной части. На общем фоне такого поведения изопакит выделяются полосовые и овальной формы участки аномального увеличения мощности. Вытянутые овалы группируются в отдельные цепочки субмеридионального простирания. Простирание полосовых аномалий такое же. В пределах последних мощности каменноугольно-нижнепермских пород значительно выше, чем в аномалиях овальной формы. Участки полосовых увеличений мощности, как правило, тяготеют к тектоническим нарушениям и располагаются в центральной и внутренней зонах впадины, овальные же аномалии преимущественно развиты во внешней ее зоне.

На карте аномальным увеличением мощности характеризуются надвиговые структуры, которые в южной части Верхнепечорской впадины приурочены к Патраковской, Анельской, Курьинской, Рассохинской и Пачгинской антиклиналям. Севернее Пачгинского поднятия существенное увеличение мощности рассматриваемых отложений наблюдается на Луньвожпальской площади, где по кровле карбонатов нижней перми рисуется длинный структурный нос. При детальном исследовании здесь, возможно, обособится замкнутая структура. Поиски залежей нефти и газа в нефтегазоносных комплексах карбона и перми на этой площади представляют практический интерес.

Во внешней зоне южной части Верхнепечорской впадины слабые аномалии овальной формы отмечаются на Чернавской площади, к югу от Восточно-Пальюской и к северо-западу от скв. I Северная Курья. Примечательно, что на участках увеличенных мощностей каменноугольно-нижнепермских пород в пределах Восточно-Пальюской площади по кровле карбонатов нижней перми выделяется поднятие, а к югу от него отчетливо прослеживается выполаживание слоев, где при более детальных работах, возможно, будут выявлены замкнутые структуры. Эти районы отнесены к категории перспективных.

В самой юго-западной части рассматриваемой территории, граничащей с Верхнепечорской впадиной, также отмечено некоторое возраста-



ние мощности каменноугольно-нижнепермских пород, что, по всей вероятности, связано с развитием раннепермских рифов.

Во внутренней зоне южной части Верхнепечорской впадины полосовая аномалия мощностей вырисовывается к северу от Патраковской площади. Она обрамляется тектоническим нарушением. Очевидно, в этом направлении распространяется протяженная цепь надвиговых структур, примыкающих к западному склону складчатого Урала. На наш взгляд, поиски залежей нефти и газа в пределах данной полосы заслуживают первостепенного внимания, поскольку она имеет значительную протяженность и на ее площади выделяются Восточно-Луньвожпальское, Андюгское и Патраковское поднятия. На последнем поднятии надвигового происхождения установлена продуктивность нефтегазоносных комплексов карбона.

Восточнее Патраковского надвига намечается новый надвиг, связанный с разломом того же простирания. Значительно севернее, приблизительно на его простирании, закартирован надвиг, который, возможно, является его продолжением.

В северной части Верхнепечорской впадины (см. рис. 3), в центральной ее зоне, увеличенными мощностями выделяется Вуктыльская надвиговая структура. Линия надвига имеет слегка изогнутую с выпуклостью на запад форму.

Южнее Вуктыльской складки на структурных картах рисуется тектоническое нарушение примерно такого же простирания, что и Вуктыльское, но с некоторым смещением на восток. Западный блок по нему приподнят относительно восточного. Здесь мощность каменноугольно-нижнепермских пород в полосе, прилегающей с запада к тектоническому нарушению, несколько увеличена, что может свидетельствовать о существовании надвиговой структуры, возникшей за счет надвигания со стороны платформы. На структурной карте по кровле карбонатных пород нижней перми некоторый подъем слоев наблюдается лишь в северной части полосы, южная же ее половина характеризуется погружением слоев. Структурные построения здесь нуждаются в уточнении. С этой целью желательно выполнить сейсморазведочные работы по профилям вкрест простирания пород.

Восточнее Вуктыльской площади также выделяется полосовая аномалия повышенных мощностей каменноугольно-нижнепермских пород. Можно предполагать, что в этом районе присутствует чешуя надвига, параллельная Вуктыльскому.

Западнее Вуктыльской структуры увеличение мощности рассматриваемых пород отмечается в форме удлинённых овалов, группирующихся в три цепочки, одна из которых располагается непосредственно западнее Вуктыльского надвига, вторая и третья — во внешней зоне впадины. Примечательно, что участки разрастания мощности тяготеют к районам существенного выполаживания структур кровли карбонатных отложений нижней перми, где при детальном исследовании, возможно, будут выявлены антиклиналы, обязанные своим происхождением надвигам за счет гравитационных сил.

Во внутренней зоне северной части Верхнепечорской впадины увеличенной мощностью каменноугольно-нижнепермских пород выделяется чрезвычайно протяженная полоса надвигов меридионального простирания, являющаяся, по всей вероятности, продолжением надвиговой зоны,

Рис. 3. Карта перспектив нефтегазоносности каменноугольно-нижнепермского карбонатного комплекса Верхнепечорской впадины

1 — скважины; 2 — разведочные площади: 1 — Анельская, 2 — Чернавская, 3 — Андюгская, 4 — Восточно-Луньвожпальская, 5 — Луньвожпальская, 6 — Восточно-Пальюская, 7 — Андроновская, 8 — Войская, 9 — Еджид-Кыртинская; 3 — изопакхиты комплекса от кровли артинских карбонатных отложений до подошвы визейского яруса; 4 — тектонические нарушения; 5 — месторождения газа и газоконденсата: I — Патраковское, II — Курьинское, III — Рассохинское, IV — Пачгинское, V — Вуктыльское; 6 — площади, перспективные для поисков залежей нефти и газа; 7 — западные границы Верхнепечорской впадины

зафиксированной в южной части впадины восточнее Патраковской структуры. Изучение нефтегазоносности пород карбона и нижней перми в ее пределах заслуживает первостепенного внимания.

В зоне сочленения Верхнепечорской впадины с Печоро-Кожвинским мегавалом аномально высокие мощности каменноугольно-нижнепермских пород, приуроченных к Андроновскому поднятию, прилегают к тектоническому нарушению и распространяются на север к Войской площади. Вероятно, здесь имеется надвиг. Западнее Еджид-Кыртинской площади аналогичное увеличение мощностей, фиксируемое вдоль тектонического нарушения меридионального простирания, возможно, также связано с надвигом. Геологическое строение и нефтегазоносность данного района изучены далеко недостаточно.

Для выявления и оконтуривания надвиговых структур в пределах перспективных площадей (см. рис. 3) рекомендуется выполнить сейсморазведочные работы методом ОГТ и высокоточную гравиразведку по профилям вкрест вероятного их простирания в комплексе с бурением скважин. Сейсморазведка позволит уточнить структурный план кровли карбонатных отложений нижней перми, выявить соотношение их с нижележащими породами и выяснить природу структур. В связи с тем, что в районах развития надвигов происходит удвоение части разреза и увеличение мощности карбонатных пород, плотность которых значительно выше плотности терригенных образований, надвиги должны отмечаться положительными полосовыми аномалиями силы тяжести. Бурение следует проводить в наиболее благоприятных в структурном отношении участках, характеризующихся по всем другим данным как возможные надвиговые зоны.

При поисках залежей нефти и газа, связанных с надвигами, следует иметь в виду, что не во всех случаях надвиги могут приводить к появлению в надвинутой части антиклинальных или близких к ним по морфологии структур. Как указывалось ранее, надвиги шотландского типа могут и не сопровождаться складчатостью. В этих случаях перспективы нефтегазоносности изучаемых толщ следует связывать с тектонически экранированными ловушками в поднадвиговой части разреза, где нефтегазонепроницаемым экраном может служить поверхность сместителя. Трещины разрывов, по которым происходит надвигание, по В. В. Белоусову [1], заполняются продуктами раздробления и перетирания окружающих пород, либо посторонним веществом. Оно может быть принесено в растворенном виде поверхностными водами, которые, проникая в глубь трещины, осаждают его на ее стенках и постепенно закрывают таким образом трещину. В других случаях трещина «залеживается» материалом, осаждающимся из горячих вод глубокой циркуляции. И наконец, трещины могут быть выполнены магматическим расплавом. Трещины надвигов и взбросов, по данным В. В. Белоусова, большей частью бывают закрытыми, притертыми.

На возможное наличие тектонических экранов в Верхнепечорской впадине указывают А. Я. Кремс и др. [11]. По их данным, на восточном крыле Рассохинской структуры, в районе скв. 59, в известняках пермско-каменноугольного возраста выявлена самостоятельная газоконденсатная залежь, газовой контактной которой располагается на 100 м ниже, чем контакт присводовой залежи, и гидродинамически не связана с ней.

В поднадвиговом структурном этаже из-за слабой его изученности прогнозирование нефтегазоносности осадочного чехла представляется трудной задачей. На этот счет можно лишь сделать несколько замечаний общего характера.

Как ранее было отмечено, наиболее вероятными участками проявления надвигов, где требуются минимальные скальвающие усилия, являются перегибы слоев на сводах антиклиналей и на моноклиналях. Исходя из этого, можно предполагать, что в центральной зоне впадины надвиги из пластичных толщ заволжского горизонта распространялись в вышележащие жесткие породы со сводовых частей антиклинальных поднятий, развитых ниже. Поэтому в центральной зоне Верхнепечорской

впадины своды таких антиклиналей должны находиться несколько в стороне от современных сводов надвиговых структур в направлении, противоположном надвиганию. Во внутренней зоне впадины и на западном склоне Урала могут существовать структуры складчатости общего смятия, формировавшиеся при горообразовании.

Литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 607 с.
2. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 335 с.
3. Беммелен Р. В. Гравитационный тектогенез в системе Зундских гор//МГК. Труды XVII сессии. Т. 2. М.: ГОНТИ, 1937. С. 377—400.
4. Беммелен Р. В. Горообразование. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 104 с.
5. Буш В. А., Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А. и др. Сравнительная тектоника Среднеевропейского и Предуральского варисских краевых прогибов//Геотектоника. 1984. № 1. С. 73—84.
6. Габелия В. А., Гринько Т. Г., Крупенский И. И., Кульчицкий Д. И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Верхнепечорской впадины Предуральского прогиба//Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980. С. 145—148.
7. Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1978. 456 с.
8. Дуркина А. В., Кузнецова Н. В. Нижний карбон Верхнепечорского района и его нефтеносность//Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР. М.: Недра, 1964. С. 97—109.
9. Казанцев Ю. В. Сравнительный структурный анализ Предуральского и Предкордильерского прогибов в связи с нефтегазоносностью//Геология нефти и газа. 1983. № 9. С. 4—10.
10. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
11. Кремс А. Я., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974. 336 с.
12. Султанаев А. А., Богацкий В. И., Кушнарёва Т. И. Верхнедевонско-раннекаменноугольные прогибы северо-востока Русской платформы и перспективы их газоносности //Геология нефти и газа. 1972. № 12. С. 55—61.
13. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра. 1973. 512 с.
14. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 173 с.

Ухтинский индустриальный институт

Поступила в редакцию
26.XII 1985

УДК 550.838.5(235.216.1)

ДИДЕНКО А. Н., ПЕЧЕРСКИЙ Д. М.

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД
ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА**

В результате комплексного палеомагнитного изучения офиолитов Алайского хребта удалось выделить три палеомагнитных направления: 1) девонское, относящееся ко времени формирования офиолитов (склонение 140° и наклонение -39°); 2) среднекарбовое доскладчатое, относящееся ко времени формирования неоавтохтонных отложений (склонение 145° и наклонение -50°); 3) пермское послескладчатое, связанное с проявлением гранитоидного магматизма (склонение 142° и наклонение -53°). Восстановлено девонское положение оси спрединга: палеоширота 22° с. ш., простирание $\sim 340^\circ$.

Палеомагнитные склонения офиолитов близки палеомагнитным склонениям Ферганского континентального блока, расположенного юго-западнее Талассо-Ферганского разлома, и существенно отличаются (\sim на 90°) от карбовых и пермских склонений пород Казахстанской плиты, находящихся севернее Талассо-Ферганского разлома.

Выявлена закономерность — на континентальные окраины обдушированы фрагменты палеокеанической коры, формировавшиеся только близ этих окраин.

В Средней Азии известен комплекс девонских базитов-гипербазитов, слагающих ряд аллохтонных пластин, надвинутых на палеозойские терригенно-карбонатные отложения. Многие исследователи относят базит-гипербазиты к офиолитам, т. е. фрагментам палеокеанической земной коры. Выходы этих пород образуют целый пояс субширотного простирания. Для детального изучения дайковой, вулканической и вулканогенно-осадочной частей офиолитового разреза с целью выявления общих закономерностей и местных особенностей строения и развития палеокеанической коры нами выбраны три района в пределах Алайского хребта (рис. 1). Данная статья посвящена части комплексных исследований — результатам палеомагнитного изучения указанных пород в междуречье Киргиз-аты — Чачме — Чиле, в бассейне р. Ходжагаир и в междуречье Соха и Шахмардана. О результатах геологических и петромагнитных исследований смотри [5, 10].

**КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ОБЪЕКТОВ**

На всех участках палеомагнитных исследований геологическая и петромагнитная информация приводится главным образом по данным [4, 5] и собственным наблюдениям. Изученная часть разреза начинается внизу вулканогенно-осадочными образованиями; преобладают глубоко-водные кремнисто-фтанитовые отложения. Их магнитная восприимчивость не превышает 10^{-5} ед. СГС. Эти осадки согласно сменяются гналокластит-осадочный пачкой пород, состоящей из переслаивания туфов и гналокластитов. В этой пачке повсеместно встречаются тонкие прослои туфов, обогащенных магнетитом (точка Кюри $\sim 580^\circ$ С). Судя по величине магнитной восприимчивости, которая нередко превышает $5 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС, и намагниченности насыщения, достигающей $5 \text{ Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$, содержание магнетита в прослоях туфов превышает 5 мас.%. Такие прослои мощностью менее 10 см четко прослеживаются по простиранию на десятки метров. Следовательно, обогащение магнетитом произошло на стадии осадкообразования. По данным электронного микронзондирования, зерна магнетита в туфах часто округлой формы, иногда встречаются скелетные агрегаты; размер зерен менее 10 мкм; примесь окиси титана в них

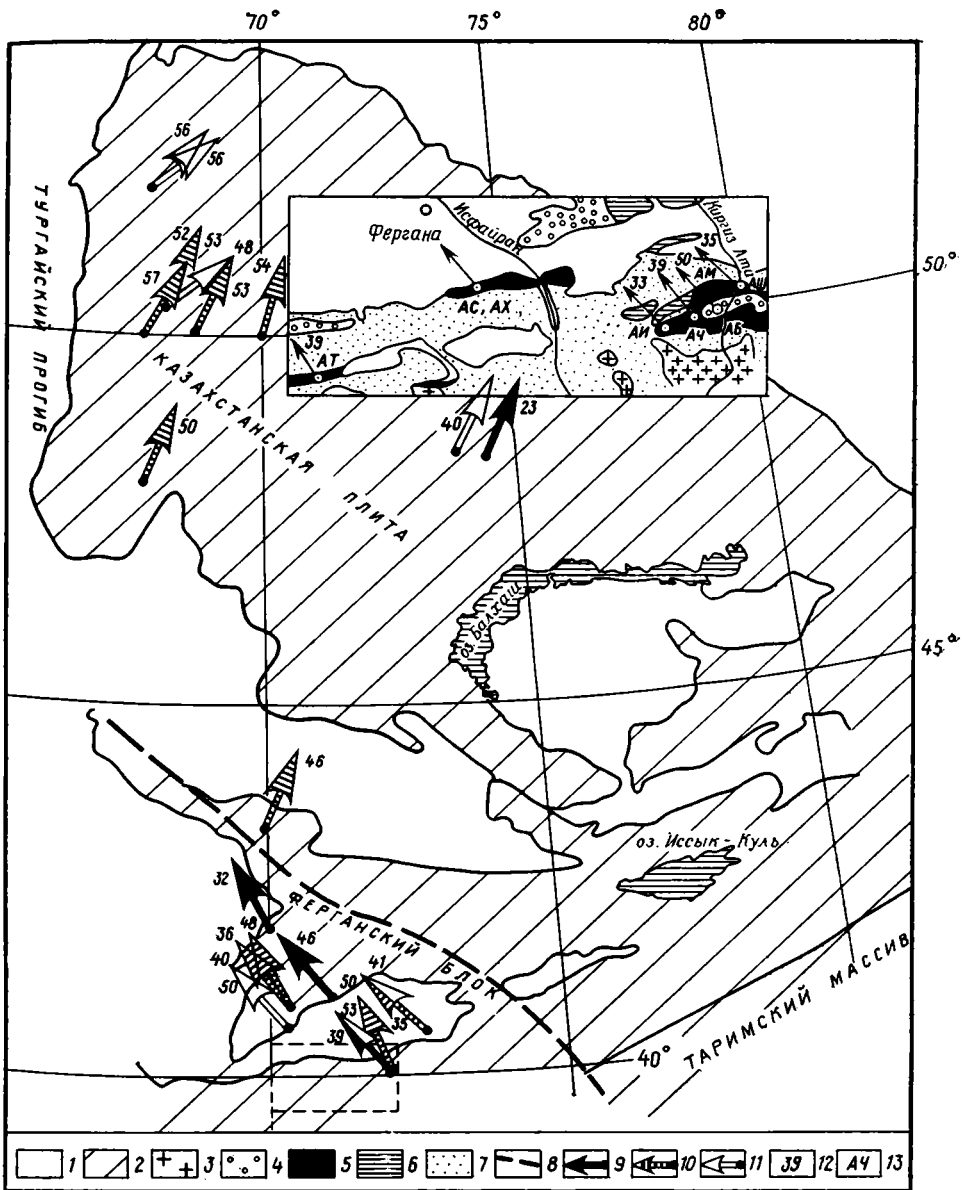


Рис. 1. Тектоническая схема района работ

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — палеозойские породы; 3 — граниты; 4 — неавтохтон (C_2); конгломераты, песчаники; 5 — офиолитовые аллохтоны (D); 6 — меланж; 7 — автохтон ($S-C_1$); 8 — Талассо-Ферганский разлом; 9—11 — направление палеомагнитного склонения для девонского (9), карбонового (10) и пермского (11) времени; 12 — палеомагнитное наклонение; 13 — указание места отбора образцов

0,2—2,5 мас.%. Магнитная восприимчивость гиадокластитов менее 10^{-5} ед. СГС. Микрозондом зерна магнетита или титаномагнетита в них не обнаружены, т. е. они заведомо меньше 1 мкм. В верхней части разреза вулканогенно-осадочных пород в бассейнах рек Киргиз-ата и Ходжагаир в гиадокластитах широко распространены фрагменты и целые подушки пиллоу-базальтов (вулканические брекчии). Возраст всей толщи раннедевонский [4, 5].

На вулканогенно-осадочных образованиях согласно лежит пачка магнитных пиллоу-базальтов, местами с прослоями гиадокластитов. В одной из редких линз кремней и яшм обнаружены девонские радиолярии [5].

Вулканогенно-осадочная и верхняя лавовая толщи секутся дайками и силлами порфировых и афировых долеритов, габбро, пикритов и перидо-

титов, как правило, вертикальных и перпендикулярных плоскостям напластования, т. е. вертикальных первично. Количество даек уменьшается снизу вверх, и они нигде не проникают в верхнюю часть вулканогенно-осадочной пачки (вулканические брекчии). По магнитной восприимчивости выделяются две разновременные генерации даек и силлов: «немагнитные» и «магнитные». «Немагнитные» дайки имеют величину магнитной восприимчивости обычно меньше 10^{-4} ед. СГС; в их краевых частях изредка встречаются магнитные зоны с восприимчивостью не менее 10^{-3} ед. СГС. Дайки «немагнитной» генерации образуют рой, в осевых частях которых формируется комплекс «дайка в дайке». В породах «немагнитных» даек и силлов при микрозондировании не обнаружены даже реликты зерен первичного титаномагнетита, хотя по степени и характеру вторичных изменений они не отличаются от «магнитных». Более того, и в тех и других в равной мере встречаются относительно слабо измененные тела, содержащие хорошо сохранившиеся зерна первичного ильменита. В «магнитных» дайках отлично фиксируются зерна первичного титаномагнетита со структурами распада ($X_{cp} = 0,64$ [10]). Из сказанного следует, что магматические тела первой генерации были первично немагнитными.

«Немагнитные» дайки встречаются нередко и в типично спрединговом разрезе даек Шулдака [8], однако там режим их внедрения несколько иной. «Немагнитные» и «магнитные» дайки образуют единый последовательный ряд, отражающий внедрение магмы в процессе спрединга и состоящий из серий даек с нарастающей намагниченностью — от более ранних, практически немагнитных, к более поздним, сильно магнитным. Кроме этого, выделяется серия явно наложенных «магнитных» даек, очевидно, аналогов второй генерации алайских даек.

«Магнитные» тела имеют магнитную восприимчивость обычно больше 10^{-3} ед. СГС, а в центральных частях тел нередко больше $5 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС. Дайки и силлы этой генерации внедряются во все перечисленные породы разреза, в том числе и между «немагнитными» дайками первой генерации, при этом, как правило, не образуя систем «дайка в дайке». Среди пород даек второй генерации преобладают афировые долериты.

Все породы разреза заметно изменены, что выражается в образовании хлорита, эпидота, амфибола по пироксенам; серицита, карбоната и хлорита по плагиоклазам; сфена, хлорита, амфибола по титаномагнетиту и ильмениту. Изредка встречаются свежие пироксены, реже — свежие плагиоклазы, еще реже — свежие первичные ильмениты и совсем не встречаются свежие гомогенные первичные титаномагнетиты, кроме зерен распавшегося титаномагнетита. Средний состав таких зерен ($X = 0,64$) [10] типичен для океанических базальтов. Распад титаномагнетита происходил, судя по геотермометру Линдсли [15], при $900-600^\circ\text{C}$ [10]; образование магнетита, судя по геотермометру Шолпо — Лузяниной [12], происходило в широком диапазоне температур — от превышающих точку Кюри магнетита ($N_T \geq 0,26$) до 100°C и меньше ($N_T \leq 0,1$); по этим же данным маггемит по магнетиту образовался ниже 100°C ($N_T \leq 0,01$; табл. 1, подробнее см. [10]). Причем выделяются два рода вторичного магнетита. Первый образовался в условиях, повторяющих условия кристаллизации первичных титаномагнетитов в магматических телах, когда от края к центру тела резко падает скорость остывания и соответственно растут концентрация и размер зерен, в результате чего наблюдается обратная связь между намагниченностью насыщения (концентрация) и остаточной коэрцитивной силой H_{cr} , падающей с ростом размера зерен магнетита. Коэффициент линейной корреляции между этими магнитными характеристиками — 0,85. Второй род магнетита — наложенный, не связанный с магматической кристаллизацией; корреляция между магнитными характеристиками в нем отсутствует (коэффициент корреляции 0,014 [10]). Как правило, у магнетита первого рода $N_T \geq 0,27$, у магнетита второго рода $N_T \leq 0,23$. Как будет показано ниже, с первым связана доскладчатая компонента естественной остаточной намагниченности, со вторым — послескладчатая (см. табл. 1).

Таблица 1

Некоторые магнитные свойства офиолитов Алайского хребта

Образцы	$J_n \cdot 10^4$, Гс·см ³ /г	Q_n	J_s , Гс·см ³ /г	J_{rs}/J_s	H_{cr} , Э	H_{crt} , Э	J_{rst}/J_{rs}		N_T			J_{nt}/J_{rit}	D_a	I_a
							400°	500°	исх.	400°	500°			
АЧ-26р	6,0	0,8	0,4	0,12	680	450	0,54	0,39	—	0,28	0,43	0,41	171	—34
АТ-1а	18,0	0,5	2,1	0,14	330	410	1,02	0,67	0,17	0,24	0,35	0,27	159	—53
АЧ-25м ₁	20,0	0,6	1,7	0,16	760	330	0,86	0,86	0,00	0,32	0,34	0,23	160	—47
АИ-2е	56,0	0,6	4,5	0,10	295	285	0,98	0,98	0,14	0,31	0,33	0,33	157	—22
АИ-2г	47,0	0,5	4,3	0,07	580	270	—	1,07	—	—	0,31	0,29	163	—21
АМ-50б	73,0	0,6	6,4	0,08	450	180	0,88	0,85	0,00	0,20	0,30	0,16	170	—67
АИ-1м	55,0	0,5	3,7	0,16	110	220	1,24	1,12	0,00	0,23	0,30	—	164	—14
АЧ-25д	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	—	171	—51
АТ-2ж	7,0	0,5	0,7	0,09	730	425	0,99	0,76	—	0,32	0,30	0,48	147	—69
АЧ-15а	3,0	1,0	0,2	0,08	240	—	0,54	0,94	—	0,18	0,27	—	121	—51
АТ-1е	32,0	1,2	2,3	0,08	525	375	0,63	0,36	—	0,22	0,27	0,23	162	—63
АТ-1р	7,0	1,3	0,3	0,28	450	—	—	—	—	—	0,27	0,20	148	—58
Средние	—	0,74	—	0,12	—	—	—	—	—	0,26	0,31	0,29	—	—
АЧ-28б	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26	0,21	236	16
АЧ-28д	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0,25	0,15	233	43
АЧ-28ж	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?	0,25	0,19	231	—41
АЧ-28к	5,0	0,2	1,1	0,13	870	340	—	0,35	0,15	—	0,25	0,38	262	—21
Средние	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,25	0,23	—	—
АЧ-25л	29,0	1,6	1,7	0,12	990	—	—	0,25	—	—	0,24	0,09	—	—
АЧ-28в	5,0	0,1	2,1	0,06	550	270	—	1,08	—	0,22	0,23	0,27	220	22
АЧ-15у	11,0	0,9	1,0	0,08	1500	—	0,55	0,48	—	—	0,23	—	263	—29
АЧ-27в	8,0	0,4	0,7	0,11	215	270	—	1,03	0,11	0,17	0,21	0,11	251	—45
АЧ-25м ₂	16,0	0,9	1,6	0,16	1700	420	0,48	0,62	—	0,19	0,21	0,10	222	—53
АИ-5д	—	—	—	—	920	280	0,60	0,40	0,00	0,20	0,21	—	225	13
АИ-5г	51,0	0,7	4,4	0,20	800	340	—	0,83	—	—	0,19	0,04	234	—8
АС-13в	60,0	0,5	4,6	0,09	115	115	—	1,00	—	—	0,16	0,10	281	—67
Средние	—	0,73	—	0,12	—	—	—	—	—	0,19	0,21	0,12	—	—

Примечание. J_n — удельная естественная остаточная намагниченность; $Q_n = J_n/0,5$ к — отношение Кенигсбергера; J_s — удельная намагниченность насыщения; J_{rs} — удельная остаточная намагниченность насыщения; H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила, исходное состояние образца; H_{crt} — остаточная коэрцитивная сила после нагрева образца до 500°С; J_{rst} — удельная остаточная намагниченность после нагрева образца до 400 и 500°С; N_T — параметр термомагнитного теста Шолпо — Лузяниной [12]; исх. — исходное состояние образца; 400 и 500° — состояние образца после нагрева до указанных температур по С; J_{nt} и J_{rit} — соответственно естественная и идеальная остаточные намагниченности после их Т-чистки до 500°С; D_a — склонение и I_a — наклонение естественной остаточной намагниченности после Т-чистки, в древних координатах.

По данным микрозондирования, преимущественный размер зерен магнетита в магматических породах меньше 1 мкм, при этом остаточная коэрцитивная сила, за редким исключением, больше 200 Э, а отношение остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения близко к 0,1 (см. табл. 1). Такое сочетание данных позволяет утверждать, что в породах преобладают магнитоэластически взаимодействующие псевдооднородные зерна [13].

Магнетит в изученных породах нередко однофазно окислен и частично превращен в маггемит. Последний фиксируется при термомагнитном анализе подъемом индуктивной намагниченности при температуре около 200° С и спадом остаточной коэрцитивной силы близ этой же температуры (результат снятия напряжений [1, 10]), а также спадом намагниченности близ 400—500° С при переходе маггемита в гематит (см. табл. 1).

МЕТОДИКА РАБОТ

При выборе объектов для отбора ориентированных образцов велись непрерывные измерения магнитной восприимчивости пород, позволяющие судить о первичном или вторичном распределении в них магнитных минералов. Так, например, как более благоприятные для палеомагнитных исследований выбирались эндоконтактовые зоны закалки в дайках, силлах, подушках, по закономерному спаду магнитной восприимчивости по направлению к краю тела и т. п. Непосредственно в поле из отобранных образцов выпиливались кубики, измерялась их естественная остаточная намагниченность, проводилась ступенчатая Т-чистка до 500—550° С в печи, помещенной в тройной пермаллоевый экран, велась обработка результатов измерений. По этим данным уточнялись объекты исследований, проводились дополнительные отборы образцов. По результатам ступенчатой Т-чистки строились круги перемагничивания, по пересечению которых определялись наиболее реальные палеомагнитные направления, близкие первичным. В дальнейшем в лаборатории проводилась непрерывная Т-чистка до 600° С, измерялся ряд магнитных свойств, проводилось электронное микрозондирование для проверки результатов массовой Т-чистки, уточнения носителей естественной остаточной намагниченности, их природы. В частности, для выяснения термической природы стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности использовались тест N_T Шолпо — Лузяниной [12], сравнения величины естественной остаточной намагниченности с величинами термической и идеальной остаточной намагниченности (после Т-чистки тех или других), созданных в магнитном поле известной напряженности.

Для выявления диапазона температур образования магнетита в изучаемых породах и исключения заведомо наложенного вторичного маггемита параметр N_T определялся после ступенчатых нагревов образцов до 200, 300, 400, 500 и 600° С [10].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В естественной остаточной намагниченности образцов исследуемой коллекции в результате Т-чистки выделились по крайней мере три компоненты: С, А и Б (табл. 2). Направление компоненты С близко направлению современного геомагнитного поля; большей частью эта компонента разрушается Т-чисткой до 200° С; однако нередко ее не удается полностью устранить Т-чисткой даже до 500° С (образцы АХ, АС, АТ табл. 2). Компонента А — обратной полярности, явно додеформационная (сходимость палеомагнитных направлений в древних координатах существенно выше, чем в современных). Наиболее надежно она выделяется в девонских пиллоу-базальтах (обр. АМ-1—50, АЧ-15, АИ-1,2, АТ-1 табл. 2), среднее направление по ним $D_a = 137^\circ$ и $I_a = -37^\circ$; доскладчатая компонента выделяется и в среднекарбонных отложениях, среднее ее направление $D_a = 145^\circ$ и $I_a = -50^\circ$. Компонента Б — обратной полярности, явно последеформационная, четко выделяется только на междуречье

Результаты палеомагнитного изучения офиолитов Алайского хребта

Образцы	Порода	Возраст	Азимут и угол падения, град	N/n	$D_c, ^\circ$	$I_c, ^\circ$	K_c	$\alpha_{95}, ^\circ$	$D_a, ^\circ$	$I_a, ^\circ$	K_a	$\alpha_{95}, ^\circ$	Компонента
I. Участок Киргиз-ата													
а) р. Киргиз-ата													
АБ, АМ-44—60	Песчаники, алевролиты	C_2	10—220 <30—60	7/20	158	-39	4,5	25	145	-50	12,6	15	А
АЛ-1—4	Алевролиты	$D_1 ?$	130—180	4/10	195	-51	5,2	31	295	-52	4,1	35	Б
АШ-1—51	Диабазы даек	D	<50—80										
АШ-3, 16	То же	D	?	75/75	140	-68	3,4	11					$B + A_N$
АМ-1—27	Пиллоу-базальты из гиадокластитов	D	?	51/51	143	-57	11,5	7					$B + A_N$
АМ-45—50		D	155<50	1/21	144	-27	9,3	10	127	-38	9,3	10	А
АМ-1—27+АМ-45—50	Пиллоу-базальты	D	150—210 <50—60	7/11	140	7	3,0	39	131	-32	7,7	21	А
		D		2	142	-10	11	30	129	-35	281	6	А
б) р. Чачме													
АЧ-27—28	Пиллоу-базальты	D	125<65	14/14	214	-24	3,9	23	239	-12	4	23	$B + A_R + A_N$
АЧ-26	Пиллоу-базальты, —диабазы даек	D	135<75	5/15	168	-2	5,0	19	194	-48	5,5	18	$B + A$
АЧ-25	Дайки, обожженные алевролиты	D	140<75	10/15	155	1	13,0	11	185	-65	9,3	14	$B + A$
АЧ-1—14	Диабазы даек	D	35<23?	15/15	158	-46	14,6	11	173	-31	14,6	11	$B + A$
АЧ-16—24	Дайки, обожженные алевролиты	D	110—140 <80	6/6	150	-56	16,0	17	285	-41	16,0	17	Б
АЧ-15а—л	Пиллсу-базальты из гиадокластитов	D	105<50	1/10	131	-1	47,5	7	143	-44	47,5	7	А
АЧ-15м—ц	То же	D	35<23	1/8	117	-35	8,7	20	139	-35	8,7	20	А
АЧ-15а—л+м—ц	То же	D		2	125	-18	10,0	31	141	-39	145	8	А

Таблица 2 (окончание)

Образцы	Порода	Возраст	Азимут и угол падения, град	N/n	$D_c, ^\circ$	$I_c, ^\circ$	K_c	$\alpha_{95}, ^\circ$	$D_a, ^\circ$	$I_a, ^\circ$	K_a	$\alpha_{95}, ^\circ$	Компонента
в) р. Чиле													
АИ-1	Пиллоу-базальты	D	155<70	11/11	161	63	13,0	13	159	-10	13,0	13	A + B + C
АИ-2	То же	D	130<75	10/10	189	40	11,6	15	173	-28	11,6	15	A + B + C
АИ-9	Диабазы даек	D	155<73	8/12	139	40	12,1	15	136	-33	12,1	15	A
II. Участок Ходжагаир													
АХ-2—4	Пиллоу-базальты из гнаюклас-титов	D	20<35	3/49	340	-21	5,3	57	330	-20	4,6	62	C + B
АС-1,6,11	Алевролиты, песчаники	D	10<70	3/7	37	-29	50,0	18	136	-60	216	9	A + C
АС-10	То же	D	310—90	1/6	2	-26	16,3	17	340	-16	17,6	16	C + A
АС-12	То же	D	10<60	12/12	19	9	8,2	16	41	-57	6,3	19	C + A
АС-11,13	Передотиты немагнитные	D?	10<70	2/5	45	-44	12,8	22	143	-49	11,8	23	A + C?
АС-11,13	Передотиты магнитные	D?	10<70	2/9	342	-16	17,1	13	275	-67	19,6	12	C + B
III. Участок Сартале													
АТ-1	Пиллоу-базальты	D?	5<70	16/16	46	-50	18,7	9	146	-39	25,3	8	A
АТ-1 а — л	То же	D?	5<70	9/9	45	-49	18,4	11	147	-41	22,3	10	A
АТ-1 м — ф	То же	D?	5<70	7/7	47	-51	16,5	13	144	-37	21,5	11	A
АТ-2,3	Диабазы силов, обожженные алевролиты	D?	10<65	2/14	14	-48	49,1	6	162	-69	59,4	5	A + C
Среднее по объектам		D		6	126	-13	3,6	30	137	-37	126	5	A
Пересечения кругов перемангничивания		D		45						-39	49,1	3,1	A
Среднее по объектам		C?		7	158	-39	4,5	25	140	-50	12,6	15	A
То же		P?		5	160	-57	29,8	12	145	-71	3,8	32	B
Пересечения кругов перемангничивания		P?		42	142	-53	56,7	2,9	209				

Примечание. D — девон, C — карбон, P — пермь, N — количество объектов; n — количество штуфов; D_c, a, I_c, a, K_c, a — склонение, наклонение и кучность векторов остаточной намагниченности в современной (c) и древней (a) системах координат; α_{95} — угол доверия палеомагнитного определения с вероятностью 0,95; A_N, R — доскладчатая компонента (N) прямой и (R) обратной полярностей; B — послескладчатая древняя компонента; C — послескладчатая компонента, совпадающая с направлением современного геомагнитного поля.

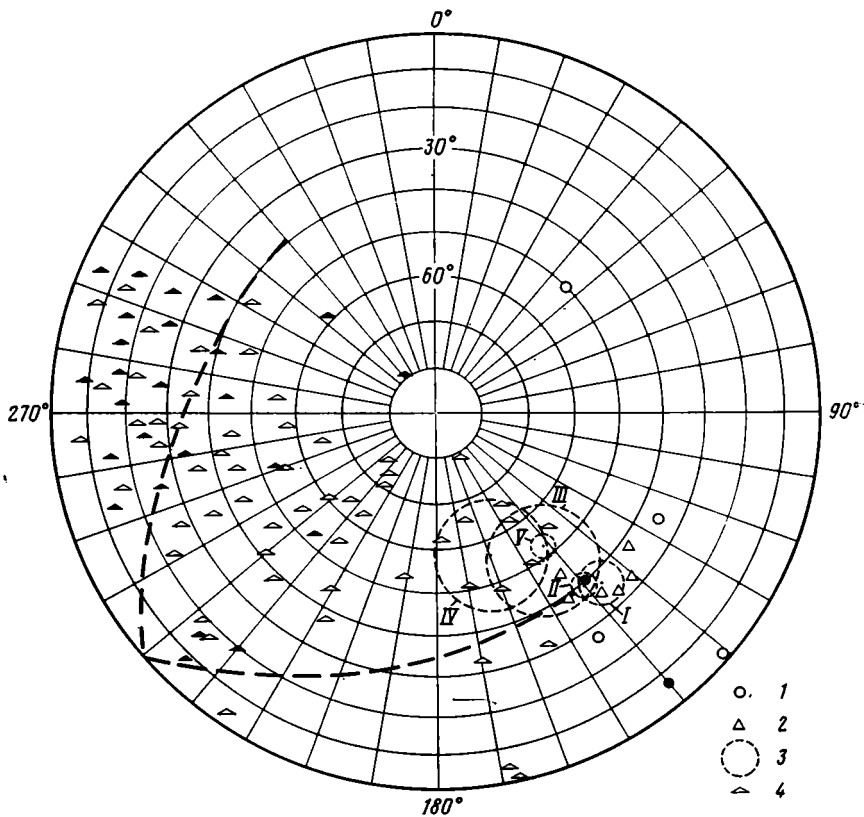


Рис. 2. Средние палеомагнитные направления района работ и направления векторов ряда образцов, иллюстрирующие выделение *N* зоны (штриховая линия соединяет *N* и *R* — девонские направления)

1 — направления шести палеомагнитнонадежных объектов (см. табл. 2) в современной системе координат; 2 — то же в древней системе координат; 3 — круг доверия, описанный вокруг среднего направления объектов девона (I), пересечения кругов перемагничивания девонских объектов (II), среднего направления объектов карбона (III), среднего для пермских направлений (IV), пересечения кругов перемагничивания пермских направлений (V); 4 — направления векторов обр. АЧ-25—28, АШ. Залитые значки — проекция на южную полушару, незалитые — на верхнюю

Киргиз-ата — Чиле — Чачме, ближайшем к пермскому гранитоидному батолиту (см. рис. 1). Направление ее по пересечению кругов перемагничивания в ходе Т-чистки в современных координатах — $D_c = 142^\circ$ и $I_c = -53^\circ$, наиболее ярко оно выделяется у «немагнитных» даек первой генерации (обр. АШ-1—51, АЧ-1—14 табл. 2); у пиллоу-базальтов и «магнитных» даек второй генерации палеомагнитное направление занимает промежуточное положение между компонентами А и Б (обр. АЧ-25—28, АИ-1,2, там же). Вклад компоненты Б в естественную остаточную намагниченность резко падает с удалением участков от крупных гранитоидных тел. Так, на участке Ходжагаир, удаленном от гранитоидов на 10—15 км, компонента Б еще заметна, а на участке Сартале, где ближайшие гранитоидные тела находятся в 20—25 км, компонента Б совсем не обнаруживается (см. табл. 2).

В некоторых случаях удалось выделить компоненты А и Б в одном образце в ходе Т-чистки, при этом компонента Б разрушается при более низкой температуре, чем компонента А. Кроме того, серия точек в древних координатах ложится на дугу большого круга, соединяющего девонские доскладчатые палеомагнитные направления обратной и прямой полярности (рис. 2). Следовательно, помимо перечисленных компонент некоторые породы разреза («немагнитные» дайки первой генерации, т. е. низы разреза, и пиллоу-базальты АЧ-27, 28, т. е. верхи разреза), видимо, имели прямую магнитную полярность.

В табл. 1 образцы расположены по мере убывания величины N_T . Видна четкая закономерность: в группу с $N_T \geq 0,27$ попали исключительно образцы с компонентой А, в группу с $N_T \leq 0,24$ — только образцы с компонентой Б. Кроме того, выделилась промежуточная группа образцов (АЧ-28 б, д, ж, к) с $N_T = 0,25—0,26$, у которых и палеомагнитные направления промежуточные. Есть один аномальный образец пиллоу-базальта (АЧ-26 г табл. 2) с очень низкой концентрацией магнетита ($J_s = 0,1$ Гс·см³/г) и высокой магнитной жесткостью, с компонентой А, но малой величиной $N_T = 0,14$ (см. табл. 1). Вероятнее всего, это связано с тем, что в нем преобладают однодоменные слабо взаимодействующие зерна (подтверждено тестом Лоури — Фуллера), а в этом случае тест N_T не работает [12].

Распределение образцов по величине N_T подтверждается отношением величин естественной (J_{nt}) и идеальной (J_{rit}) остаточной намагниченности после их Т-чистки до 500°С. Это отношение в случае термоостаточной намагниченности в среднем равно 2,8 [12], если оба вида остаточной намагниченности созданы в магнитном поле одинаковой напряженности. В наших опытах идеальная остаточная намагниченность создавалась в магнитном поле 0,5 Э, тогда как первичная естественная остаточная намагниченность создавалась в девонском геомагнитном поле, величина напряженности которого на порядок меньше современного [2]. Следовательно, ожидаемая величина $J_{nt}/J_{rit} \approx 0,28$ в случае магнетита, образованного выше его точки Кюри. Именно такая средняя величина получилась у образцов с $N_T > 0,26$ (см. табл. 1). У образцов с $N_T < 0,25$ она в среднем в 2,5 раза меньше; видимо, это термовязкая плюс кристаллизационная или химическая остаточная намагниченность. Группа образцов с $N_T = 0,25—0,26$ занимает и по величине J_{nt}/J_{rit} промежуточное положение (0,23), что согласуется с тем, что стабильная часть J_n таких образцов является векторной суммой компонент А и Б, к тому же еще компонента А в двух вариантах — прямой и обратной полярности (см. рис. 2).

Итак, компонента А у магматических пород — это термоостаточная намагниченность, образованная выше 580°С; она, очевидно, наиболее близка к первичной остаточной намагниченности. Магнетит именно этой группы унаследует условия кристаллизации первичных (магматических) титаномагнетитов. Компонента Б образована заведомо ниже точки Кюри магнетита; образование магнетита с компонентой Б не связано с процессом магматической кристаллизации. Наиболее вероятна связь образования наложенного магнетита с внедрением пермских гранитоидных интрузий, и прежде всего крупного батолита южнее междуречья Киргиз-ата — Чачме (см. рис. 1).

Приведенное палеомагнитно-петромагнитное обоснование выделенных девонской компоненты А и пермской компоненты Б относится в первую очередь к пиллоу-базальтам (А) и дайкам (Б). По образцам осадков и туфов из вулканогенно-осадочной пачки, как правило, палеомагнитно надежные определения не получены, в лучшем случае удастся после Т-чистки выделить направление А по пересечению кругов перемагничивания. Сказанное относится и к дайкам и силлам бассейна Ходжагаир. На этом участке выделяется послескладчатая компонента с $D_c \approx 340^\circ$ и $I_c \approx -18^\circ$ (см. табл. 2); круги перемагничивания пересекаются в современных координатах близ направления Б. Образцы серии обнажений АС-1, 6, 11 и 12, АТ-2, 3 (см. табл. 2) находятся на круге перемагничивания (в древних координатах) между направлением А и современным полем. На том же круге перемагничивания близ направления А находится палеомагнитное направление образцов наименее измененных «немагнитных» перидотитов, отобранных из краев перидотитового тела, тогда как образцы сильно серпентинизированных магнитных перидотитов содержат крупнозернистый магнитно-мягкий магнетит ($H_{cr} = 120—150$ Э, $J_{rs}/J_s = 0,06—0,09$), перемагниченный пермским и современным геомагнитными полями (см. табл. 2).

Из вулканических брекчий отобраны образцы обломков пиллоу-базальтов (АМ-1—21, АЧ-15, АХ-2—4) (табл. 1, 2). По палеомагнитным данным получается хаотическое распределение векторов J_{nt} для обр. АХ-2—4; для обр. АЧ-15 характерна доскладчатая высокая кучность векторов направления А; а для обр. АМ-1—21 кучность векторов J_{nt} занимает промежуточное положение, а направление близко А. С учетом обоснования термической природы J_{nt} можно заключить, что брекчии, подобные обр. АЧ-15, отлагались горячими — выше 600°C , подобные обр. АХ-2—4 — холодными, а в брекчиях типа обр. АМ-1—21 при отложении были и горячие и холодные обломки лав.

ОБОБЩЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Близость палеомагнитных направлений пород исследуемого района позволяет сделать вывод, что от времени формирования палеоокеанической коры в раннем девоне [5] до надвигания пород аллохтонной пластины как единого целого от Сарталя до Киргизата перекрытия последней неавтохтонными отложениями среднего карбона, деформаций тех и других и метаморфизма пород в перми район в целом не испытывал существенных поворотов вокруг вертикальной оси и сместился за то же время по широте на $5-8^{\circ}$ к северу. На этом фоне отмечаются локальные развороты: например, на участке Киргизата восточная часть пластины (обр. АШ, АЛ табл. 2) повернута относительно западной (обр. АЧ, АИ, там же) на $15-20^{\circ}$, что выразилось в расхождении средних склонений на 14° и средних простираний даек на 20° . Из хорошей сходимости надежных палеомагнитных направлений после введения поправки за залегание пород (см. табл. 2) следует, что интенсивные деформации пород пластины происходили главным образом в результате горизонтального сжатия.

Благодаря знанию первичного палеомагнитного направления офиолитов и простираания даек параллельного комплекса Киргизатинского района можно восстановить первичное положение оси спрединга времени формирования океанической коры — ее широту и направление. Среднее простираение даек 300° , а девонское палеомагнитное склонение 320° ; отсюда простираение даек, т. е. оси спрединга, в девоне было 340° . Из палеомагнитного наклона (39°) определяется палеоширота рифтовой зоны — 22° с. ш.

Просмотр каталогов палеомагнитных направлений и палеомагнитных полюсов [6, 7] показал, что девонские, карбоновые и пермские палеомагнитные направления юго-западнее Талассо-Ферганского разлома, за небольшим исключением, согласуются между собой и с полученными нами данными (см. рис. 1). В то же время они существенно и закономерно отличаются от палеомагнитных направлений (склонений) к северо-востоку

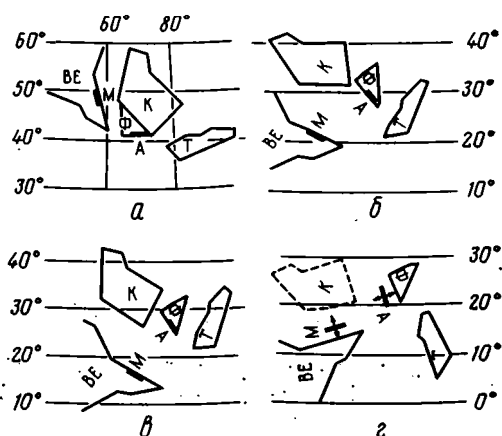


Рис. 3. Магнитотектонические реконструкции положений Восточно-Европейской (ВЕ) и Казахстанской (К) плит, Таримского массива (Т), Ферганского блока (Ф), Южно-Мугоджарских (М) и офиолитов Алтайского хребта (А) (использованы положения палеомагнитных полюсов, вычисленные по нашим и литературным [6, 7, 11, 14] данным). Положение блоков: а — современное, б — пермское: ВЕ — 43° с. ш., 164° в. д., К — 50° с. ш., 161° в. д., Т — 56° с. ш., 190° в. д., Ф — 54° с. ш., 333° в. д.; в — карбоновое: ВЕ — 37° с. ш., 166° в. д., К — 66° с. ш., 194° в. д., Т — 52° с. ш., 180° в. д., Ф — 56° с. ш., 325° в. д.; з — девонское: ВЕ — 5° с. ш., 134° в. д., Т — 11° ю. ш., 151° в. д.; Ф — 53° с. ш., 322° в. д. Условное положение Казахстанской плиты в девоне показано пунктиром. Черные линии — оси спрединга, стрелки — направление движения

Местоположение офиолитовых комплексов в момент их формирования

Регион	Возраст	$\Delta\phi$	D	ΔD
				град
Алай	D	<3	340	0—20
Южные Мугоджары [3, 8, 9]	D_2	3—5	70—80	0
Семайл, Оман [17]	K_1	0—9	355	~90
Троодос, Кипр [16]	K_2	<5	280	0
Южный Тибет [18]	K	~0	355	~90
Хонсю, Япония [19]:				
Северная Шимокура	N_2	0	80	~90
Южная Шимокура	N_2	<5	0	~90

Примечание. $\Delta\phi$ — «широтное» расстояние до ближайшей континентальной окраины; D — восстановленное простирание оси спрединга; ΔD — угол между простиранем оси спрединга и краем континентального блока, на который был обдужирован офиолитовый комплекс, град.

от Талассо-Ферганского разлома; последние при этом в целом отлично сходятся между собой и представляют положение Казахстанской плиты в карбоне и перми. К сожалению, надежные девонские палеомагнитные данные для Казахстанской плиты отсутствуют. В дальнейшем, не претендуя на тектоническое обоснование, будем называть территорию южнее Талассо-Ферганского разлома Ферганским блоком. Для вычисления средних координат полюсов и палеоширот помимо наших использованы следующие данные (номера определений): 9059, 9062 (D), 8059, 8060, 8083 (C), 7052, 7053, 7088 (P) — по Ферганскому блоку; 8004, 8080, 8081, 8082, 8086—8089 (C), 8084, 8085, 7022, 7087 (P) — по Казахстанской плите [6, 7]. Результаты магнито-тектонических реконструкций приведены на рис. 3. Из палеомагнитных данных следует, что Алайский участок океанической коры с осью спрединга около 340° , примерно параллельной (в девоне) западной окраине Ферганского континентального блока, находился недалеко от последнего и Казахстанской (?) плиты. Обе окраины этих блоков в девонское время, возможно, являлись пассивными окраинами раздвигающихся плит.

Далее на протяжении палеозоя Алайский участок океанической коры примыкал к Ферганскому блоку, смещался вместе с ним к северу и, видимо, только в мезозое вместе с Ферганским блоком повернулся против часовой стрелки в среднем на $40—45^\circ$, окончательно примкнув к Казахстанской плите. Последняя в то же время развернулась по часовой стрелке на 50° . С девона до перми Ферганский блок и Казахстанская плита были обособлены, но, видимо, находились близко и не меняли положения относительно друг друга. Как известно из геологических данных, по Талассо-Ферганскому разлому был значительный правосторонний сдвиг, поэтому более вероятно, что в девоне — перми Ферганский блок находился восточнее Казахстанской плиты. Отмеченные выше развороты блоков в разные стороны, сдвиг и смыкание Ферганского блока с Казахстанской плитой, видимо, взаимосвязаны.

В заключение статьи обобщим имеющиеся палеомагнитные данные по офиолитам разного возраста и из разных регионов с точки зрения восстановления положения оси спрединга: ее направления и расстояния до ближайшего блока континентальной коры, ориентировки относительно окраины последнего. К сожалению, таких данных чрезвычайно мало (табл. 3). Однако все они характеризуются одной общей закономерностью: формирование изученных фрагментов палеоокеанической коры происходило близ окраин континентальных блоков, расстояние по широте между которыми не превышало, по всей вероятности, 500 км. По ориентировке оси спрединга относительно ближайшей континентальной окраины встречаются главным образом два варианта: 1) ось спрединга примерно параллельна континентальной окраине, представляющей, очевидно, пассивную окраину отодвигающегося от рифтовой зоны континен-

тального блока; 2) ось спрединга примерно перпендикулярна окраине континентального блока (ситуация, подобная рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия или Хребта 90° Индийского океана и т. п. «упирающихся» в континент). Это определяет характер движений. При столкновении блоков континентальной и океанической коры на первые надвигаются лишь краевые части океанических плит и микроплит, т. е. либо краевые части крупных океанических плит, малых океанов, окраинных морей, где рифтовые зоны часто параллельны пассивным окраинам отодвигающихся блоков континентальной коры, либо «упирающиеся» в континент рифтовые зоны океанов. Следовательно, мало вероятно обнаружить среди офиолитов фрагменты палеоокеанической коры, значительно удаленные от континентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного изучения офиолитов Алайского хребта, привлечения петромагнитных, палеомагнитных и геологических тестов оценки палеомагнитной надежности удалось выделить три палеомагнитных направления: 1) девонское, относящееся ко времени Формирования палеоокеанической коры (склонение 140°, наклонение —39°); 2) среднекарбонное доскладчатое, относящееся ко времени формирования неавтохтонных отложений, перекрывающих офиолиты Киргизатинской аллотонной пластины (склонение 145°, наклонение —50); 3) пермское после-складчатое, связанное со временем проявления гранитоидного магматизма и вызванного им метаморфизма офиолитов (склонение 142°, наклонение —53°). По палеомагнитному направлению офиолитов и простиранию комплекса параллельных даек восстановлено девонское положение оси спрединга, в районе Киргизатинской пластины: простирание 340°, палеоширота 22° с. ш.

Палеомагнитные направления офиолитов и перекрывающих их автохтонных отложений карбона очень близки палеомагнитным направлениям Ферганского блока континентальной коры, расположенного юго-западнее Талассо-Ферганского разлома, и существенно отличаются по склонению от карбонных и пермских палеомагнитных направлений пород Казахстанской плиты, находящейся севернее Талассо-Ферганского разлома. Эти два блока континентальной коры, вероятно, были близки, и их относительное положение мало менялось в течение девона — перми; за это время они сместились к северу на 5—8°. Позднее происходит их относительное правостороннее перемещение по Талассо-Ферганскому разлому, поворот Казахстанской плиты по часовой стрелке на 50°, а Ферганского блока — на 40° против часовой стрелки.

При обобщении палеомагнитных данных по офиолитам разного возраста и разных регионов обнаружена единая закономерность: на континентальные окраины надвинуты фрагменты (пластины) палеоокеанической коры, формировавшиеся только близ этих окраин; они относятся либо к ранним стадиям образования океанов, либо к краевым морям, либо к случаям рифтовых зон, упирающихся в континенты.

Авторы благодарят С. А. Куренкова и А. С. Перфильева за помощь и консультации на всех стадиях работы, К. С. Буракова, Л. В. Тихонова и Н. А. Шелестун — за помощь при отборе и полевых измерениях образцов.

Литература

1. *Большаков В. А., Гапеев А. К., Ясонов П. Г.* О влиянии прогревов на магнитные свойства горных пород из зон гипергенеза//Палеонапряженность: физические основы и методы исследования. Владивосток: ДВГУ. 1986. С. 38—42.
2. *Бураков К. С., Диденко А. Н., Печерский Д. М.* Оценка геомагнитного поля в среднем девоне по обожженным кремнистым породам и габбро (Южные Мугоджары)//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1984. № 8. С. 45—59.
3. *Диденко А. Н., Печерский Д. М.* Палеомагнетизм Шульдакского комплекса параллельных даек (Южные Мугоджары)//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 9. С. 75—90.
4. *Куренков С. А.* Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 94 с.

5. Куренков С. А., Перфильев А. С., Печерский Д. М. и др. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань)//Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 71—105.
6. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Сводный каталог 1. Материалы мирового центра данных. М.: ВИНТИ, 1984. 94 с.
7. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Вып. 6. Материалы мирового центра данных. М.: ВИНТИ, 1986. 38 с.
8. Печорский Д. М., Диденко А. Н., Куренков С. А. Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 5. С. 83—99.
9. Печерский Д. М., Бураков К. С., Диденко А. Н. и др. Геолого-петромагнитная и палеомагнитная характеристика габбро Южных Мугоджар//АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 9. С. 101—109.
10. Печерский Д. М., Тихонов Л. В. Петромагнитная характеристика палеозойских офиолитов Алайского хребта//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 93—104.
11. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 309 с.
12. Шолмо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
13. Щербаков В. П., Щербакова В. В. Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в минералах горных пород//Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136—148.
14. Bai Y., Chen G., Sun Q. et al. Late paleozoic polar wander path for the Tarim block and tectonic significance//Seismology and Geology. 1985. V. 7. № 1. P. 71—79.
15. Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents//J. Petrol. 1964. V. 5. № 4. P. 318—355.
16. Clabe T. M., Robertson A. H. F. The Palaeorotation of the Troodos Microplate, Cyprus, in the Late Mesozoic — Early Cenozoic Plate tectonic framework of the Eastern Mediterranean//Surveys in Geophysics. 1986. V. 8. № 4. P. 375—437.
17. Luyendyk B. P., Day R., Laws B. R., et al. Paleomagnetism of the Samail ophiolite, Oman, 1, The sheeted dike complex at Ibra//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 10883—10902.
18. Pozzi Z. P., Westphal M., Girardeau J. et al. Paleomagnetism of the Xidase ophiolite and direction of spreading//Earth and Planet. Sci. Letters. 1984. V. 70. P. 383—394.
19. Tonouchi Sh., Kobayashi K. Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolite suites and surrounding rocks in South-Central Honshu, Japan//Accretion Tectonics in the Circum-Pacific regions/Ed. Hashimoto M., Uyeda. Tokyo: Terra Scientific Publ. Comp., 1983. P. 261—288.

Институт Физики Земли
АН СССР

Поступила в редакцию
10 II.1987

УДК 551.244.3/553.2(574)

ЛЮБЕЦКИЙ В. Н., ЛЮБЕЦКАЯ Л. Д., КАЛАШНИКОВ Ю. А.,
НАУМЕНКО А. В., ИСТЕКОВА С. А.**РИФТОГЕНЕЗ В ПАЛЕЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РУДНОЙ
ПРОВИНЦИИ КАРАТАУ**

Проведено сравнение магнитного, гравитационного и теплового полей Каратау с полями современных рифтов и рудных провинций стратиформного полиметаллического оруденения, расположенных в пределах пассивных окраин континентов. Сделан вывод о рифтогенной природе структур Каратау. В магнитном и гравитационном полях отражены следы кембрийского и позднедевонско-раннекаменноугольного циклов рифтогенеза, в тепловом поле — современный процесс предрифтового воздымания. Наличие симметричного палеорифта полициклического развития подтверждается также составом фаций отложений венда, кембрия, фамена, структурной позицией залежей фосфоритов. Данные о рифтогенной природе Каратау расширяют представления об условиях формирования стратиформного свинцово-цинкового оруденения.

Реконструкция палеорифтовых систем связана с определенными трудностями, поскольку рифтогенные процессы полициклические, деструктивные и часто завершаются уничтожением ранее существовавших структур. Идея о рифтогенной природе Каратау возникла под влиянием двух факторов: 1) широкого развития в Каратау металлогенических и минерогенических комплексов, свойственных многим рифтогенным провинциям, 2) сходства геофизических полей Каратау с полями рудных провинций рифтогенного типа. Для сопоставления последних привлекались данные по всем современным рифтам и рифтогенным окраинам, но в статье приведено сравнение лишь с двумя провинциями — африканского Атласа и побережья Красного моря. Геофизическая характеристика рифтов извлечена из карт Н. Б. Сажинной [1], а их классификация принята по В. Е. Хаину [9] (рис. 1).

Региональные аномалии Δg Каратау группируются в четыре линейные полосы: положительных аномалий Осевого Каратау (I тип), Западно-Каратаускую — высоких градиентов силы тяжести (II тип), Сырдарьинскую (III тип), Сузак-Байкадамскую (IV тип) — отрицательных аномалий. Их ориентировка совпадает с северо-западным направлением структур Каратау (рис. 2). Эпицентры положительных аномалий отвечают осевой зоне Большого Каратау и Кокджотской зоне Малого Каратау. Интенсивность их постепенно снижается в юго-западном направлении и резко — в северо-восточном. На графиках Δg (рис. 3) аномалии образуют асимметричный пик. Пространственно полоса положительных аномалий увязывается с метаморфическими образованиями бессазной серии нижнего протерозоя и метаморфизованными вулканитами кайнарской свиты рифея, имеющими высокую плотность. По данным сейсмо- и магниторазведки, этот комплекс древних пород погружается в юго-западном направлении. Одновременно в разрезе увеличивается объем кислых пород, поэтому значения градиентов силы тяжести к юго-западу умеренно понижаются. На северо-востоке указанные комплексы пород ограничены Главным Каратауским и Каройским глубинными разломами, которым в гравитационном поле отвечает резкий «уступ» кривой Δg . Западно-Каратауская полоса высоких градиентов силы тяжести характеризует своеобразную переходную зону, обусловленную погружением фундамента от 4 до 10 км. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Каратау концентрируются вдоль юго-западного склона хребта, которому соответствует Западно-Каратауская полоса высоких градиентов силы тяжести. Оруденение молибден-ванадиевого профиля сосредоточено в зоне

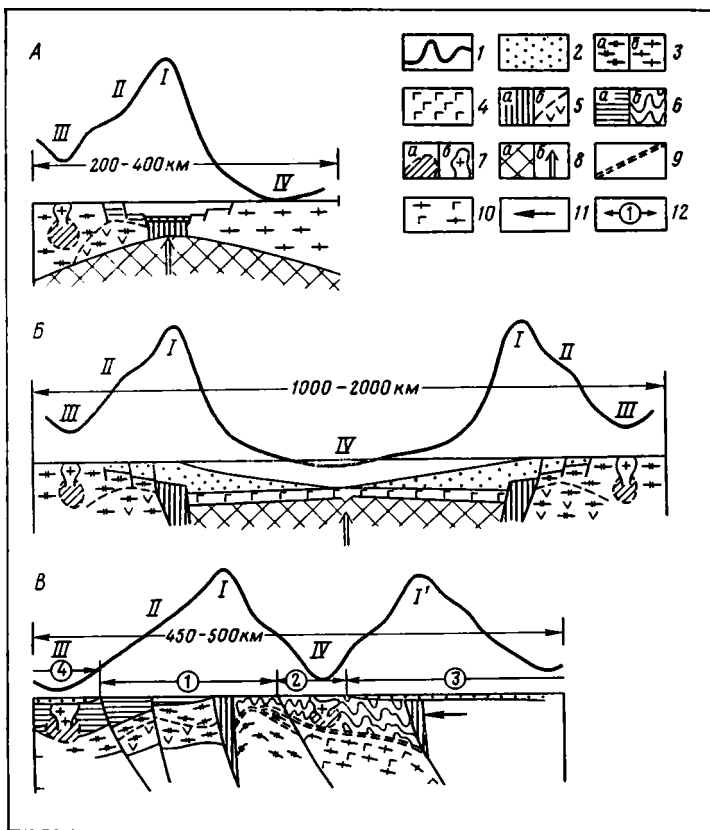


Рис. 1. Сравнение графиков Δg Каратау и современных рифтов. Стадии рифтогенеза по В. Е. Хаину: А — вторая (межконтинентальный рифт, графики Δg — типовые для Красноморского рифта); Б — третья (смена рифтогенеза спредингом; графики Δg типа Средиземноморского рифта, В — Каратауский палеорифт)

1 — графики Δg , построенные с учетом гидротопографической редукции Н. В. Сажинной [2]; I—IV — типы аномалий (для Каратауского палеорифта: I — Осевого Каратау, I' — Тамгалинская, II — Западно-Каратауская «ступень», III — Сырдарьинская, IV — Сузак-Байкадамская); 2 — осадки современных акваторий и наложенных впадин; 3 — континентальная кора (а — древних срединных массивов, б — сформированная на месте складчатых систем моноциклического развития на океанической коре); 4 — океаническая кора; 5 — области взаимодействия континентальной и океанической кор (а — блоки утоненной континентальной коры, насыщенные интрузиями базальтового состава; б — область взаимодействия сиалической коры и базальтовых расплавов); 6 — осадочный слой (складчатость: а — германотипная, б — изоклиальная в аллохтонном покрове); 7 — зона ультраметаморфизма и гранитизации (а — очаги ультраметаморфизма, б — перемещенные гранитные массивы); 8 — верхняя мантия (а) и направление движения мантийного диапира (б); 9 — горизонтальная зона скольжения (меланж); 10 — область сгущивания океанической коры и реликтовых зон спрединга; 11 — направление горизонтального движения амплитудой до 500 км; 12 — район (цифры в кружках); 1 — Большой Каратау, 2 — Малый Каратау, 3 — Чу-Сарысуйская впадина, 4 — Сырдарьинская впадина

Главного Каратауского разлома, отмечающейся узкой полосой резко сближенных градиентов силы тяжести. Площади, в пределах которых размещаются месторождения фосфоритов, в гравитационном поле также характеризуются зоной высоких градиентов, разделяющей Кокджотскую положительную и Бийликольскую отрицательную аномалии.

Рудная провинция Атласа расположена в борту пассивной континентальной окраины Атлантического океана и Средиземного моря, имеющей рифтогенную природу. Месторождения Атласской провинции, по данным Л. Н. Рудовской [5] и В. В. Попова [4], тяготеют к областям древних поднятий в составе эпигерцинской плиты. В породах герцинского фундамента развито жильное свинцово-цинковое оруденение. Основные рудные концентрации приурочены к доломитам лейаса и карбонатно-терригенным отложениям миоцена. Гравитационное поле рудных зон Атла-

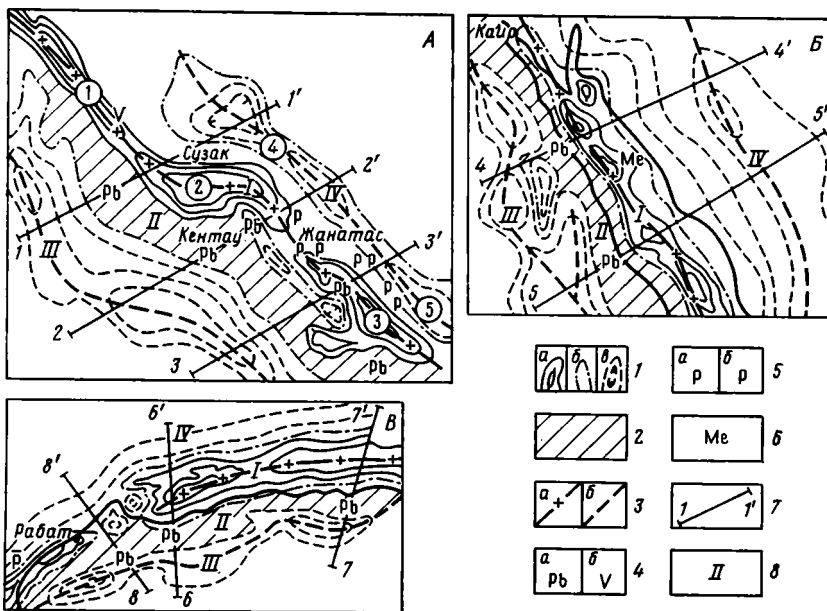


Рис. 2. Схемы гравитационных аномалий провинций стратиформного свинцово-цинкового оруденения: А — Каратауской, Б — Красноморской, В — Атласской
 1 — изолинии гравитационного поля (а — положительные, б — нулевые, в — отрицательные); 2 — полосы градиентов силы тяжести; 3 — оси аномалий (а — положительных, б — отрицательных); 4 — месторождения (а — свинцово-цинковые, б — молибден-ванадиевые); 5 — месторождения фосфоритов (а — кембрийского возраста, б — областей современного фосфоритообразования); 6 — современные металлонесные осадки; 7 — линии профилей на рис. 3; 8 — типы аномалий (I—IV). Аномалии (цифры в кружках): 1 — Аксумбе-Кумыстинская, 2 — Бессазская, 3 — Кокджотская, 4 — Байкадамская, 5 — Бийликкольская

са представлено совокупностью четырех полос аномалий разного знака (см. рис. 2, В и 3, В). Северная полоса положительных аномалий (I) охватывает побережье и шельфовые зоны Атлантического океана и Средиземного моря, с максимальными выходами на поверхность домезозойского фундамента. Центральная полоса высоких градиентов силы тяжести (II) отвечает площади с широко развитым недислоцированным эпипалеозойским чехлом. Южная полоса гравитационных минимумов (III) характеризует краевую часть Высокого и Сахарского Атласа, с поверхности сложенную дислоцированными отложениями эпипалеозойского чехла. Характер поля определяется наличием массива палеозойских пород, прорванных гранитами. Гравитационные минимумы (IV) на картах с введенной гидротопографической редуцией [1] отвечают акваториям Средиземного моря и Атлантического океана. Графики Δg над рудной провинцией Атласа сходны с кривыми поля силы тяжести Каратау. Главным рудным узлом (Бу-Бекер-Туиссит, Джебель, Сиди-Бу-Ауан и др.) отвечает «выполаживающаяся» часть зоны градиентов силы тяжести.

Красноморская рудная провинция включает месторождения свинцово-цинковых руд на западном берегу Красного моря. Строение фундамента этой провинции резко неоднородное. Западное побережье занимает Аравийско-Мозамбикский срединный массив архейско-раннепротерозойского возраста, а восточное входит в состав Оманско-Сомалийского складчатого пояса, в пределах которого первичная эвгеосинклиналь, заложившаяся на коре океанического типа, завершила свое развитие в позднем кембрии — раннем ордовике. Разделяющий их рифт Красного моря сформировался в миоцене — плейстоцене по системе разломов северо-западного направления. Рифтогенез сопровождался базальтификацией земной коры континентального типа до ее полного разрушения и переработки корой океанического типа (Аденский залив). Рифтовой зоне (см. рис. 2, Б и 3, Б) отвечает линейная положительная гравитационная

аномалия (I), западному побережью — зона высоких градиентов силы тяжести (II), отделяющая расположенную еще западнее (в 250 км от берега) отрицательную аномалию силы тяжести III, восточному побережью — обширная по площади отрицательная аномалия (IV). Зона градиентов (II) охватывает всю рудную провинцию. Месторождения сосредоточены в пределах прибрежной равнины, погружающейся под воды Красного моря. Основные рудные залежи месторождений Зуг-Эль-Бахор, Умм-Гейг, Абу-Аиз и др. концентрируются в карбонатных разностях базального горизонта среднего — верхнего миоцена. Придонные впадины заполнены погребенными рассолами, содержащими повышенные концентрации цинка, меди, свинца, ванадия и фосфора. Красноморская провинция сформировалась вблизи границы

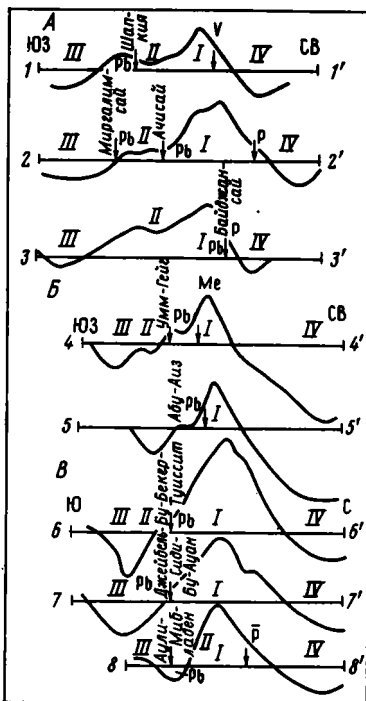


Рис. 3. Графики Δg , характерные для рудных провинций рифтогенных окраин (А — Каратауской, Б — Красноморской, В — Атласской)

I — графики Δg и положение месторождений по отношению к ним (условные обозначения см. на рис. 2)

ные рифтогенные окраины континентов Земли [6]. Континентальные окраины вблизи перегибов шельфа повсеместно отмечаются непрерывными максимумами Δg , фиксирующими погребенные поднятия фундамента и зоны его уплотнения. В целом же графики силы тяжести рифтогенных окраин континентов близки к таковым для провинций стратиформного полиметаллического оруденения. В Каратауской провинции положительная гравитационная аномалия I типа пространственно совпадает с антиклинорной зоной Осевого Каратау. Эпицентр максимума отвечает выходам метаморфических пород бессазской серии. В этих породах нашло отражение взаимодействие коры сиалического состава с базальтоидными расплавами. Ассоциации интрузивных пород близки образованиям габбро-гранитных серий.

Изучение природы региональных полос градиентов силы тяжести (аномалий II типа) наиболее сложно, но представляет практический интерес, так как этими элементами поля отмечаются главные рудоконтролирующие зоны, вмещающие промышленные свинцово-цинковые место-

рождения сформировалась вблизи границы разнородных блоков континентальной земной коры, по которой заложен Красноморский рифт. Рудная провинция располагается в непосредственной близости от молодой рифтовой структуры, со стороны более древнего массива континентальной коры. Графики Δg Оманско-Сомалийского складчатого пояса сходны с таковыми Малокаратауской зоны, Красноморского рифта — с графиками Δg зон Осевого и Центрального Каратау, Аравийско-Мозамбикского массива — с графиками Западно-Каратауской зоны (см. рис. 3).

Природа положительных гравитационных аномалий оценивается на основании следующих соображений. В Красноморской рудной провинции подобная аномалия отвечает осевой части рифта Красного моря, а в провинции Атлас — прибрежной и шельфовой зонам, докембрийский фундамент в пределах которых погружен на глубины 3—4 км и инъецирован интрузиями основного состава. Следовательно, положительные гравитационные аномалии рассматриваемого типа отмечают полосы активной магматической переработки континентальной коры в осевых частях рифтов (вторая стадия рифтогенеза) или в прибрежных шельфовых зонах океанов (третья стадия рифтогенеза). Такой вывод подтверждается сравнением графиков Δg , характеризующих пассив-

рождения во всех провинциях. В Атласской провинции полосы градиентов поля силы тяжести соответствуют Оранской и Марокканской мессетам, являющимся синеклизами квазиплатформенного этапа развития. В Красноморской провинции аналогичная полоса градиентов отвечает современной прибрежной равнине. В Каратау высокими градиентами отмечается Западно-Каратауская зона синклинирного строения, сложенная осадочными отложениями фамена и нижнего карбона. Структурный облик указанных зон с поверхности разнообразен, а металлогенический профиль и характер их проявления в гравитационном поле постоянны и однотипны. Последнее объясняется, по-видимому, единым типом глубинного строения, выраженного отчасти ступенчатым нарастанием мощности вулканогенно-осадочного слоя, сокращением гранитно-метаморфического и увеличением — базальтового. Соотношения мощностей этих слоев в районах месторождений Шалкия, Миргалимсай и Ачисай составляют 0,9 : 1,0 : 2,2, в то время как для безрудной Бешрыкской подзоны оно равно 0,3 : 1,0 : 1,3, а для Аксумбе-Кумыстинской — 0,2 : 1,0 : 1,0. Мощность гранитно-метаморфического слоя принята за 1,0.

Из приведенных значений видно, что для районов свинцово-цинкового оруденения Каратау характерна земная кора с полно развитым вулканогенно-осадочным слоем, сопоставимым по мощности с гранитно-метаморфическим. Характерна высокая базальтонасыщенность земной коры: базальтовый слой превосходит по мощности гранитно-метаморфический в 2,0—2,5 раза, образуя в отдельных случаях своеобразные «раздувы» (линзы). В безрудных районах соотношение этих слоев близко единице. Подобные соотношения глубинных слоев можно увязать с развитием процессов рифтогенеза, следствием которых является повышенная мощность осадков в среднепалеозойском разрезе, внедрение в древнюю континентальную кору расплавов основного состава, их взаимодействие с кислым веществом земной коры, плавление последнего и формирование интрузий бимодальных габбро-гранитных серий. Согласно данным Е. П. Ступакова и А. А. Кадика, эти процессы наиболее полно протекают при температуре 400—600°С на глубинах 10—30 км и времени плавления в 1 млн. лет [7]. Имеющиеся данные о тепловом поле Каратау позволяют рассчитать, что при исходной мощности гранитно-метаморфического слоя порядка 17 км значения температур в рудных районах на уровне кровли этого слоя (10 км) достигали 250°С, а на уровне подошвы (27 км) — 700°С, т. е. в интервале благоприятных температур в этом случае находилось примерно 70% объема слоя. В то же время в Бессазском блоке кровля гранитно-метаморфического слоя характеризовалась температурой 5—10°С, подошва — 580°С, и в интервале благоприятных температур находилось только 30% слоя. Естественно предполагать, что процессы взаимодействия базальтовых расплавов и кислого материала земной коры в рудных районах протекали наиболее полно. При массо- и теплообмене вследствие эндотермического характера процесса происходило остывание базальтовых расплавов, которые кристаллизовались в низах гранитно-метаморфического слоя в форме линз, нарастающих базальтовый слой сверху. В Каратау средняя «приращенная» мощность слоя (линза повышенной мощности) равна 3—5 км. По-видимому, в процессе взаимодействия основных и кислых расплавов происходила экстракция рудного вещества и формировались первичные эндогенные проявления, являвшиеся источниками промышленного оруденения. Этот вывод совпадает с результатами радиологических исследований свинцов. По определениям Н. Г. Сыромяникова и др. [8], преобладающее количество свинцов промышленных месторождений Каратау характеризуется радиологическим возрастом 547—519 млн. лет, т. е. синхронно по возрасту свинцу в рудопроявлениях на кембрийском стратиграфическом уровне.

Процессы взаимодействия гранитно-метаморфического слоя с базальтоидными расплавами в какой-то мере объясняют закономерности пространственных соотношений оруденения и глубинных слоев земной коры. По мере удаления от оси рифтов внутрь континентов взаимодей-

ствии базальтоидных расплавов и вещества континентальных кор становится все более полным, нарастает доля умеренно кислых и кислых выплавов. Эти участки земной коры отмечаются градиентными зонами — гравитационными аномалиями II типа. Далее по латерали они сменяются глубинными зонами ультраметаморфизма, гранитизации и становления линейных поясов гранитов, которых отвечают аномалии III типа. Последние в Атласской провинции соответствуют поясу герцинских гранитов, в Красноморской — так называемым молодым гранитам Египта с радиологическим возрастом от 700 до 400 млн. лет с редкометалльно-редкоземельной минерализацией. В Каратауской провинции аномалия III типа пространственно отвечает Сырдарьинской впадине. Геологические данные о строении фундамента здесь отсутствуют, но по результатам интерпретации гравитационных и магнитных аномалий выделяется скрытый пояс гранитов. Отрицательные аномалии IV типа в провинциях с хорошо выраженными современными геодинамическими режимами характеризуют зоны спрединга и рассредоточенной базификации, т. е. океанические области и впадины окраинных и внутренних морей. В более древних структурах, где палеорельеф не сохранился, а впадины рифтового происхождения закрылись в результате последующего развития, гравитационные аномалии IV типа (обширные понижения уровня Δg) соответствуют складчатым системам моноциклического развития, заложенным на палеокорах океанического типа. Учитывая это обстоятельство, нами сделан вывод о том, что структуры Малого Каратау в отличие от Большого формировались на корях океанического или переходного типа.

Приведенные сравнения свидетельствуют о том, что гравитационные аномалии Каратау по своим параметрам и геологической природе сходны с таковыми рудных провинций рифтогенного типа. Важным является вопрос о том, в какой стадии рифтогенеза находился Каратауский рифт в период формирования свинцово-цинкового оруденения, так как этим в значительной мере определяется тектоническая позиция месторождений полиметаллов и фосфоритов. При сравнении (см. рис. 1) видно, что рифты во второй стадии рифтогенеза характеризуются асимметричным строением. В них относительно оси рифта с одной стороны располагаются складчатые структуры полициклического развития, сформированные на древнем континентальном цоколе, а с другой — моноциклического развития, образованные на относительно молодой коре океанического типа. В третьей стадии рифты имеют симметричное строение: относительно их оси располагаются две шельфовые зоны. В этом случае зоны взаимодействия континентальных и океанических кор отмечаются двумя аномалиями I типа. Рассмотрение графиков Δg , построенных через Каратаускую рудную провинцию и прилегающие территории, свидетельствует о наличии здесь двух особо интенсивных положительных аномалий: Каратауской и Тамгалинской. Скважинами на площади Чу-Сарысуйской впадины, характеризуемой Тамгалинской аномалией, вскрыты породы докембрия, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. В южной части этой площади на эрозионный срез выведен комплекс метаморфических пород докембрия, сходных с образованиями бессазской серии [3]. Таким образом, в гравитационном поле отражено симметричное строение Каратау, характерное для третьей стадии рифтогенеза. Вместе с тем ширина Каратауской зоны сравнительно небольшая (450 км), тогда как рифты этой стадии достигают нескольких тысяч километров. Установленная сейсморазведкой многослойная граница точек обменов волн трактуется нами как зона меланжа, и, следовательно, ниже этой границы могут присутствовать погребенные океанические комплексы (см. рис. 1, B).

Для решения вопроса о приуроченности Каратауской рудной провинции к рифтогенной структуре большое значение имеет оценка тектонической позиции оруденения фосфоритов. В настоящее время известны только два района формирования фосфоритов — шельфы Перу — Чили и Юго-Западной Африки. Залежи фосфоритов концентрируются

по внешней стороне океанических бассейнов, в зонах шельфа, отмечаемых аномалиями I типа. Примерно такую же структурную позицию оруденение фосфоритов занимает и по отношению к Каратаускому палеорифту. Можно предполагать, что в кембрии во время образования фосфоритов в Малом Каратау существовала прибрежная шельфовая зона зрелого океанического бассейна. Большой Каратау в кембрии представлял собой рифтогенную структуру, сменяющуюся зоной спрединга. Сокращение латеральных размеров этой структуры, вероятно, произошло в последующее время, за счет скупивания коры и океанических осадков в Малом Каратау. Геологическими съемками масштаба 1:50 000 зафиксировано широкое развитие шарьяжей в этом районе. Палеоконтинентальный склон и палеошельфовая зона на юго-западном борту палеорифта подтверждаются составом фаций отложений венда и кембрия. Осевая часть зоны спрединга, по-видимому, перекрыта аллохтонным покровом, сложенным образованиями северо-восточного борта палеорифта.

Развитие Каратауского палеорифта было полициклическим. Каждый цикл включал три этапа: предрифтового воздымания, собственно рифтогенный и затухания рифтогенного процесса. По имеющимся данным реконструированы лишь фрагменты каждого из циклов. Начало формирования рифта относится к рифею. Оно ознаменовалось излиянием контрастных липарит-базальтовых вулканитов кайнарской свиты с высоким содержанием калия. В венде — кембрии происходит раскрытие океанического пространства и формирование зоны спрединга. В шельфовой зоне и на континентальном склоне накапливаются осадки кремнисто-углисто-карбонатно-сланцевой (ванадий- и фосфоритоносной) и кремнисто-терригенной формаций. В ордовике проявляются процессы скупивания океанической коры, происходит закрытие рифта, внедряются интрузии, отлагаются карбонатные (Малый Каратау) и кремнисто-терригенные (Большой Каратау) осадки. В среднем — верхнем ордовике формируются мощные терригенные толщи. В силуре — нижнем девоне для Каратау характерен этап предрифтового воздымания, сменившийся в фамене — нижнем карбоне формированием внутриконтинентального рифта. Последний процесс выразился в образовании замкнутых впадин с кремнисто-карбонатным и карбонатно-терригенным осадконакоплением. Мощные тепловые потоки в осевых частях этих впадин сыграли большую роль в формировании стратиформного свинцово-цинкового оруденения. Послетурнейское время характеризовалось завершением этого цикла рифтогенеза.

Наблюдения над современными рифтовыми системами показывают, что они характеризуются также геотермическими аномалиями. Характеристика геотемпературного поля Каратау составлена Ю. А. Калашниковым по результатам тепловых съемок, выполненных с американских искусственных спутников Земли, и прямым измерениям температур в скважинах. В современном тепловом поле Каратау характеризуется аномалией высокой интенсивности (рис. 4), ориентированной согласно северо-западному направлению герцинских структур. Интенсивность аномалии достигает $3,6-5,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ на фоне низкоградиентного поля Южного Казахстана ($1,62^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). В ее составе выделяются три участка повышенных значений температур: 1) Бурненский, охватывающий юго-восток Леонтьевского грабена, Байджансайский, Боролдайский синклиории и юго-запад Кокджотского антиклинория; 2) Ачисайский, отвечающий Байалдырской синклинали; 3) Кумыстинский, совмещающийся с зоной Главного Каратауского и Аксумбинского разломов. Эти участки разделены линейными зонами северо-восточного простираения — Чулактауской и Чулаккурганской, фиксирующими менее прогретые породы. Основу этих зон составляют системы разломов, подновленных альпийскими движениями. Температурная аномалия отображает положение глубинного источника тепла, который является линейно-прерывистым и тяготеет к Главному Каратаускому и опережающим его разломам. Параметры тепловых потоков в современных рифтах

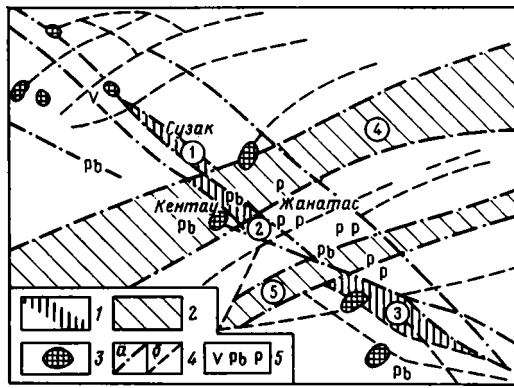


Рис. 4. Схема районирования Каратау по данным геотермических исследований

Блоки земной коры (цифры в кружках) с аномально-высокими значениями величин геотермического градиента ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$):

1 — от 5,6 до 3,4, 2 — от 3,0 до 1,7; 1 — Кумыстынский ($\Gamma_{\text{ср}}=5,1$), 2 — Ачисайский ($\Gamma_{\text{ср}}=3,4$), 3 — Бурненский ($\Gamma_{\text{ср}}=5,6$), 4 — Чулак-Курганский ($\Gamma_{\text{ср}}=1,7$), 5 — Чулактауский ($\Gamma_{\text{ср}}=3,0$); 3 — изометричные в плане положительные аномалии от локальных источников тепла; 4 — разломы, выявленные путем дешифрирования материалов тепловых съемок (а — глубинные, б — прочие); 5 — месторождения (условные обозначения см. на рис. 2)

близки к таковым, полученным для Каратау. Так, если Каратауский палеорифт характеризуется значением теплового потока Q , $\text{мВт}/\text{м}^2$, от 57,8 до 95,2, то Байкальский, Красноморский, Иссык-Кульский рифты, по данным Е. А. Любимовой [2], соответственно 83,3—138,2; 152,5; 76,4.

Таким образом, геофизические данные однозначно свидетельствуют о том, что структуры Каратау имеют рифтогенное происхождение. Рифтогенез проявился в течение нескольких циклов, из которых наиболее активный — рифейско-нижнепалеозойский. В позднем девоне — раннем карбоне рифтогенез был ослабленным, но сыграл важную роль в формировании стратиформного оруденения. В гравитационном и магнитном полях зафиксированы главным образом эти два цикла проявления рифтогенных процессов, в тепловом поле — современный процесс предрифтового воздымания.

Литература

1. Гравиметрическая карта Африки/Ред. Сажина Н. Б. М.: Мингео СССР, ВНИИЗарубежгеология, 1981.
2. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. С. 142, 231—232.
3. Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау. М.: Наука, 1963. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 93. С. 123—175.
4. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 246 с.
5. Рудовская Л. Н. Месторождения меди, свинца и цинка Северо-Западной Африки (Атласская металлогеническая провинция)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 5. С. 123—132.
6. Рабинович Ф. Д. Граница между океанической корой и континентальной корой в западной части Северной Атлантики//Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 76—97.
7. Ступаков Е. П., Кадик А. А. Моделирование процессов плавления на контакте с высокотемпературными интрузиями//Геохимия. 1974. № 10. С. 1550—1556.
8. Сыромятников Н. Г., Кошевой О. Г., Остапова Н. В. и др. Изотопно-свинцовое исследование руд и пород свинцово-цинковых месторождений Казахстана (Каратау, Северо-Западное Прибалхашье)//Физико-химические и экспериментальные исследования рудных процессов на месторождениях Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984. С. 3—35.
9. Хаин В. Е. От мобилизма Вегенера к неомобилизму//Природа. 1984. № 7. С. 31—43.

УДК 551.243.4(477.9)

КАЗАНЦЕВ Ю. В., БЕХЕР Н. И.

АЛЛОХТОННЫЕ СТРУКТУРЫ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Приведены доказательства надвигового строения Керченского полуострова. Выделены различные аллохтонные структуры — тектонические чешуи, пластины и покровы, дана их характеристика. Показано, что надвиги являются главными элементами, определяющими общий рисунок тектоники региона. Установлено широкое развитие сдвиговых дислокаций. Доказано, что сдвиги возникают и формируются вслед за надвигами и осложняют отдельные аллохтоны, не прослеживаясь за их пределы. Обнаружена генетическая связь грязевого вулканизма Крыма с надвиговыми структурами.

Основной структурой равнинной части Крымского полуострова является Майкопский олигоцен-раннемиоценовый прогиб, расчлененный на ряд впадин: Каркинитскую, Альминскую и Индоло-Кубанскую. С юга на него надвинуты аллохтонные геосинклинальные массы мезозоя и палеозоя, почти полностью закрывающие южное крыло структуры, опущенное под их весом на значительную глубину. Обнаруженные здесь ранее немногочисленные надвиги позволили высказать предположение о чешуйчато-надвиговом строении прогиба [4, 5].

Проведенное в последние годы объединением «Крымгеология» бурение на большие (4,5—5 км) глубины подтвердило эту идею. В результате установлены новые надвиговые структуры, уточнены контуры и размеры выявленных прежде тектонических тел, открыто широкое развитие поперечных сдвиговых нарушений, значительно меняющих морфологию складчатых дислокаций. Структура прогиба предстает сейчас в виде системы последовательно надвинутых с юга тектонических чешуй, обнажающихся вытянутыми в субширотном направлении полосами. Структурный анализ показал, что поверхности надвигов на глубине выполаживаются до субгоризонтального положения и часть из них сливается в одну плоскость скольжения, образуя более сложную форму геологического тела, выделяемого в ранг пластины. Кроме того, впервые на территории прогиба закартированы тектонические покровы, хотя и представленные отложениями платформенных фаций.

Исследователи ряда столичных вузов [1, 2] подвергли резкой критике концепцию, с которой рассматривалась структура Крыма в работах [4, 5]. Оппоненты всецело убеждены в том, что она сформирована вертикальными тектоническими движениями, а потому предложенная автором интерпретация надвигового строения является «предвзятой», противоречащей фактическим данным. Касаясь строения осадочного чехла равнинной территории полуострова, они отмечают, что «...результаты бурения в гораздо большей степени опровергают, нежели подтверждают наличие... аллохтонных пластин» [1, с. 158].

В данной работе не ставится задача ответить на замечания оппонентов, хотя на примере ряда участков и будет показано, насколько детальные буровые работы «опровергли» существовавшие до бурения представления об их строении. Интерес к расшифровке строения равнинной части Крыма объясняется не столько с точки зрения подтверждения или отрицания надвиговой концепции, сколько тем, что имеет первостепенное прикладное значение в нефтегазоразведочных работах. Значение особенностей структуры того или иного района нефтегазразведчикам необходимо для выбора главного направления поиска, а также методики его ведения.

Район с. Горностаевки охватывает Фонтановскую, Западно-Фонтановскую, Горностаевскую и Алексеевскую разведочные площади, расположенные в пределах Индоло-Кубанской части прогиба. На структурной карте, построенной по подошве олигоцена, здесь выделяются Горностаевская, Фонтановская, Репьевская, Соколинская, Алагольская и Слюсаревская (восточная периклиналь) антиклинальные складки, генетически связанные с надвигами (рис. 1).

Надвиг на **Фонтановской** антиклинальной складке был обнаружен сейсморазведочными работами в 1975 г. [7]. Складка является типичной линейной структурой с отчетливой асимметрией крыльев (северное крыло наклонено круче южного). Такие структуры были выделены во фронтальный тип складок и широко известны во многих краевых прогибах земного шара [6]. Установлена тесная генетическая зависимость их морфологии от поведения надвиговой поверхности. Обнаружено также, что лобовые зоны надвигов по всей длине осложнены валом фронтальных антиклиналей. Такой линейный вал, связанный с Тамбовским надвигом, составляют Тамбовская, Владиславовско-Фронтальная, Харченковская, Андреевская, Фонтановская антиклинали. Восточнее же Фонтановской следует ожидать еще антиклинали на продолжении вала.

Репьевская антиклиналь, очевидно, первая из них. Она выделена геологической съемкой в отложениях среднего миоцена, слагающих ее крылья. Восточнее Репьевской намечается еще одна антиклиналь, названная Чубашской и имеющая примерно одинаковые с первой размеры (см. рис. 1). Обе структуры характеризуются линейной формой с крутыми северными и сравнительно пологими южными крыльями. Располагаются они вдоль фронта Тамбовского надвига, обнаруженного скв. 3 Горностаевской площади. Пройдя сверху до глубины 3180 м толщу глин с прослоями алевролитов и песчаников майкопской свиты до остракодовых слоев, скважина в интервале 3202—3212 м обнаружила фаунистически охарактеризованные породы нижнекерлеутского горизонта, после чего вновь встретила остракодовые слои, подтвержденные фораминиферами. При этом мощность последних оказалась более 300 м, что несколько выше, чем в соседних скважинах.

В 5—7 км севернее выделяется новый антиклинальный вал, представленный на рассматриваемой территории Слюсаревской (на рис. 1 показана только восточная ее периклиналь) и Горностаевской структурами. Развиты они в лобовой части Горностаевского надвига, слагая фронт одноименной чешуи.

Горностаевская антиклиналь имеет вытянутую в широтном направлении форму длиной 9 и шириной 5 км, высотой около 1 км. Горностаевский надвиг встречен скв. 4, пройденной на северном крыле антиклинали. Скважина сверху до глубины 3400 м прошла отложения майкопа, эоцена и палеоцена в нормальной последовательности с выдержанными для данной площади мощностями стратиграфических подразделений, а на глубине 3450 м вновь обнаружила слои палеоцена, начиная с его верхних горизонтов. При этом их мощность под надвигом оказалась увеличенной почти в 2 раза. Ниже пройдены верхнемеловые породы, а у забоя (4956 м), вероятно, вскрыты и нижнемеловые. В интервале 3400—3450 м пласты пород сматы, раздроблены, частью перетерты и превращены в бесструктурную глинисто-песчаную массу. В ней определены фораминиферы смешанного эоценового и палеоценового возраста. Непосредственно ниже зоны нарушения ствол скважины резко искривился к северу. Очевидно, долото в этом случае стремилось следовать вдоль изменившегося напластования пород (рис. 2).

Скважина 1, забуренная в своде Горностаевской складки, прошла миоцен-олигоценые, эоценовые, палеоценовые и меловые (вплоть до альбских) отложения, а на глубине 3425 м встретила интенсивно дислоцированные образования, прослеживающиеся на протяжении более 150 м. В последних встречены органические остатки как палеоценового,

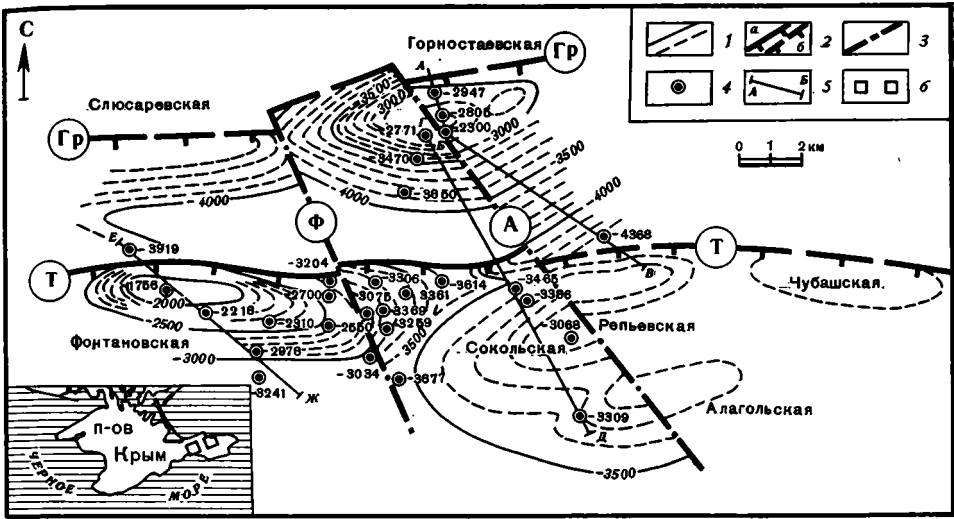


Рис. 1. Структурная схема района с. Горностаевки (в левом нижнем углу показаны площади исследований)

1 — изогипсы подошвы майкопской свиты, м; 2 — надвиги — установленные (а) и предполагаемые (б) (здесь и на рис. 2—4): Гр — Горностаевский, Т — Гамбовский; 3 — свдвиги (здесь и на рис. 4): Ф — Фонтановский, А — Алексеевский; 4 — скважины (цифрами показаны абсолютные отметки подошвы майкопских отложений, м); 5 — линии разрезов; 6 — участки детальных работ

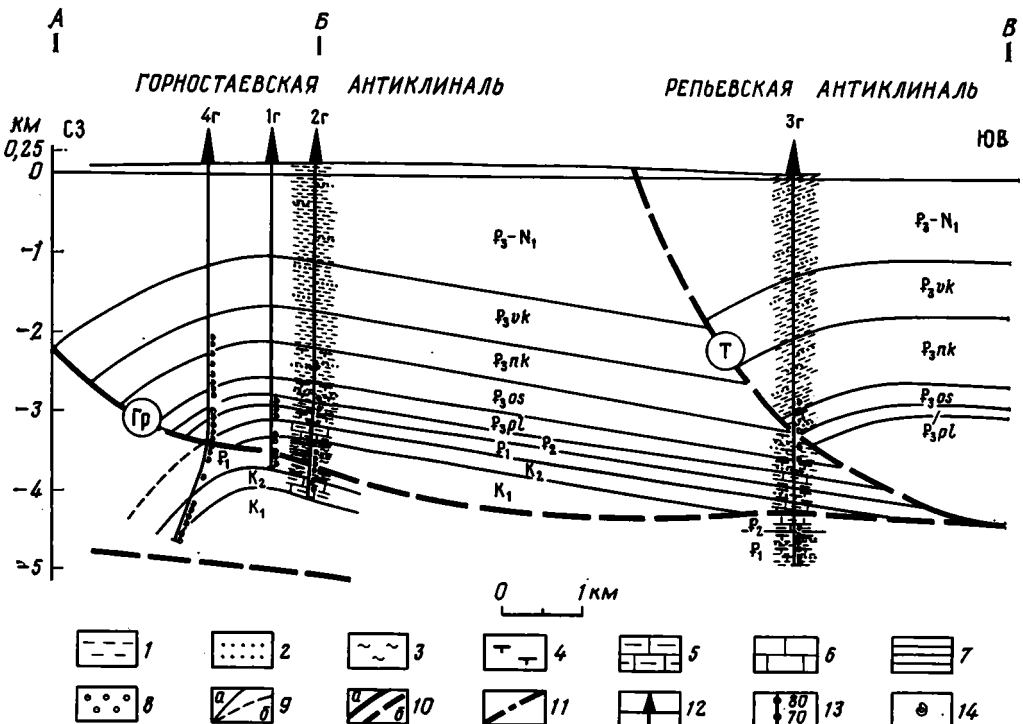


Рис. 2. Геологический разрез по линии АБВ (расположение см. на рис. 1). Расшифровку индексов возраста пород см. в тексте

1 — глины; 2 — пески и песчаники; 3 — алевролиты; 4 — известковитые глины; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — аргиллиты; 8 — конгломераты; 9 — стратиграфические границы — установленные (а) и предполагаемые (б); 10 — надвиги — установленные (а) и предполагаемые (б); 11 — свдвиги; 12 — скважины (здесь и на рис. 3): А — Алексеевской, Г — Горностаевской площадей; 13 — углы наклона слонистости по керну; 14 — места определения фауны

так и нижнемелового возраста, а в керне интервала 3459—3464 м обнаружены затертые обломки мергелей с иноцерамами верхнего мела (определения Л. М. Голубничей). Ниже нарушения и до забоя (3817 м) скважиной вскрыты палеоценовые отложения.

В скв. 2, расположенной на южном крыле структуры, зона Тамбовского надвига вскрыта в интервале 3730—3800 м, разделяющем альбские вверху и палеоценовые слои внизу (см. рис. 2). В перетертых и дробленых породах этого интервала найдена смесь фораминифер из эоценовых, палеоценовых, различных ярусов верхне- и нижнемеловых слоев (определения А. М. Волошиной).

Горностаевский надвиг под рассматриваемой антиклиналью имеет волнистую, полого ($\sim 1^\circ$) погружающуюся на юг поверхность. Анализ геологического строения на дневной поверхности и увязка его с данными на глубине по пробуренным скважинам позволяют предположить, что в лобовой части надвиг резко выкручивается, обняжаясь вдоль границы северного крыла антиклинали, т. е. он оконтуривает Горностаевскую складку с севера, являясь одновременно границей раздела выходов отложений среднего миоцена и нижнего плиоцена.

На глубине 4—4,5 км Горностаевский надвиг установлен под Тамбовским валом складок. Он вскрыт здесь скв. 3г на глубине около 4300 м (ниже верхнемеловых встречены эоценовые, а затем палеоценовые породы), свидетельствуя о субгоризонтальном его простирании (см. рис. 2).

На серии геологических профилей (рис. 3, а также см. рис. 2) видно, что Тамбовский надвиг сочленяется с Горностаевским, который, по-видимому, образует главную поверхность срыва, объединяя Тамбовскую и Горностаевскую чешуи в одну более сложную структурную форму, которую предлагается называть *Горностаевской тектонической пластиной*. Она осложнена двумя сдвигами — Фонтановским и Алексеевским, прослеживающимися в северо-западном направлении под косым углом к простиранию структуры. Из них Фонтановский охарактеризован выше.

Алексеевский сдвиг расположен в 4 км восточнее Фонтановского и параллельно ему. Выделен он сейсморазведочными исследованиями, а подтвержден скв. 2г (см. рис. 3). Сверху до глубины 2780 м были пройдены отложения верхнего, среднего (в объеме верхне- и нижнекерлеутского горизонтов) и нижнего (остракодовый и планеробелловый горизонты) майкопа, а начиная с глубины 2810 м — палеоцена, причем его самых нижних частей. Далее скважина встретила верхне- и нижнемеловые породы. Выпадение из разреза эоценовых и частью палеоценовых слоев в скв. 2г обусловлено сдвиговым нарушением, благодаря которому западный блок оказался перемещенным на 600 м на север по отношению к восточному. В результате скважина, бурившаяся на восточном блоке, пересекла зону нарушения и вошла в западный блок. При этом в первом она прошла южное крыло Горностаевской антиклинали, а во втором — ее свод. Поверхность сместителя сдвига наклонена на северо-восток под углом 85° .

Бурением установлено, что на глубине Алексеевский сдвиг не прослеживается ниже Горностаевского надвига, а обрывается им (см. рис. 3), что доказывает вторичность его возникновения по отношению к надвику [6].

ЖУРАВЛИНСКИЙ ПОКРОВ У ФЕОДОСИЙСКОГО ЗАЛИВА

В очерке рассматривается строение территории, охватывающей Андреевскую и Мошкаревскую разведочные площади, расположенные на юго-западе Керченского полуострова. Сейсморазведочными исследованиями здесь выявлены, а затем подтверждены бурением две крупные антиклинальные складки: Андреевская на севере и Мошкаревская на юге. Первая картируется в отложениях керлеутского горизонта, вторая — по подошве майкопской свиты олигоцена (рис. 4).

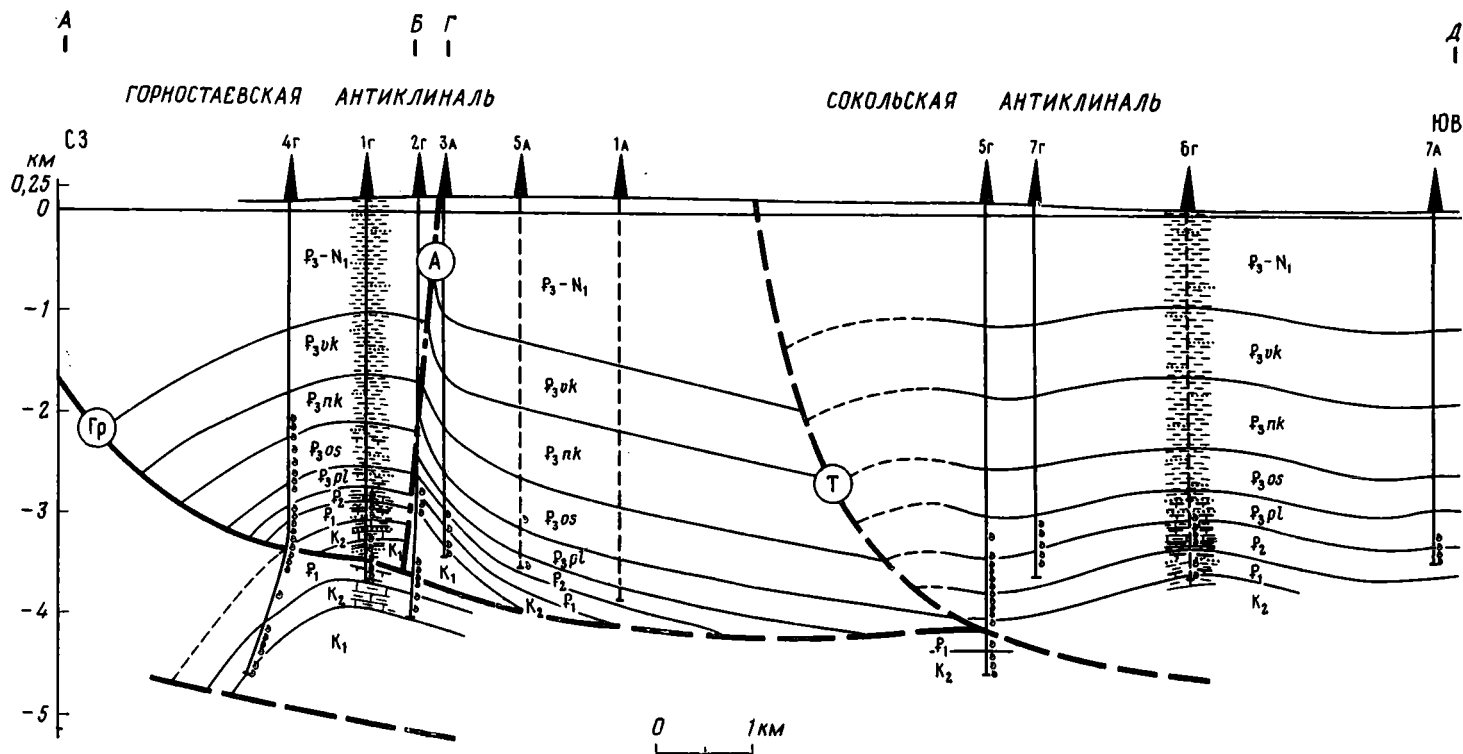


Рис. 3. Геологический разрез по линии АБГД (расположение см. на рис. 1)
Условные обозначения см. на рис. 2

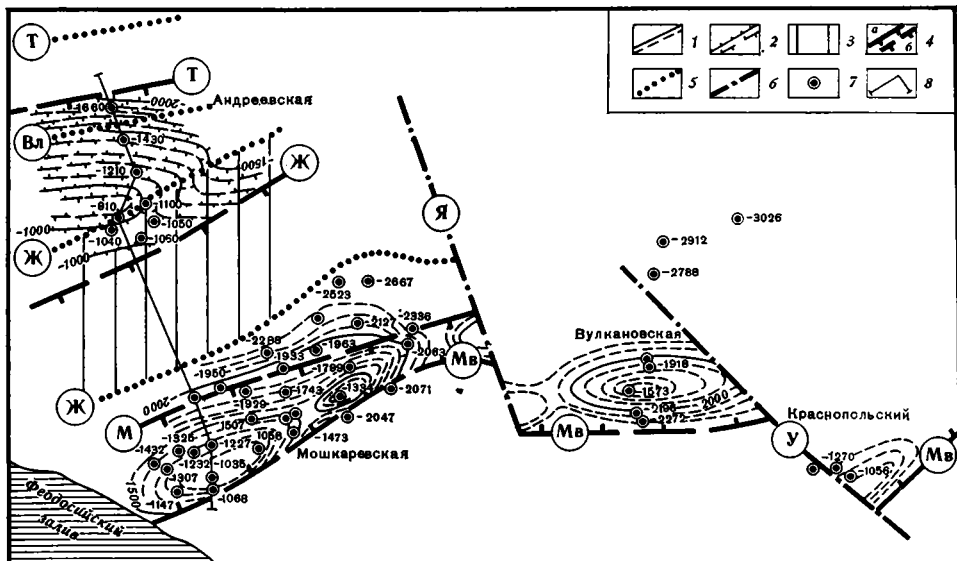


Рис. 4. Структурная схема района Андреевской и Мошкаревской разведочных площадей 1 — изогипсы подошвы майкопских отложений, м; 2 — изогипсы кровли верхнекерлеутских отложений, м; 3 — область Журавлинского покрова; 4 — надвиги установленные (а) и предполагаемые (б) (здесь и на рис. 5): Вл — Владиславовский, Ж — Журавлинский, М — Мошкаревский, Мв — Мошкаревский встречный, Т — Тамбовский; 5 — выход линии надвига на дневную поверхность; 6 — сдвиги: Я — Яркровский, У — Узунларско-Вулкановский; 7 — скважины (цифрами показаны отметки подошвы майкопских и кровли верхнекерлеутских отложений, м; 8 — линия геологического разреза

В строении Андреевской складки участвуют породы майкопской свиты, палеогена и верхней половины мезозоя. Схематично литологический состав пород показан на рис. 5 для скв. 1.

Мошкаревская антиклиналь по подошве олигоцена вытянута с юго-запада на северо-восток почти на 13 км, имея ширину 2—3 км и высоту более 300 м. Ее крылья симметричны и падают под углами 22—26°. По простиранию антиклиналь распадается на две вершины, разделенные седловиной.

Мошкаревский надвиг обнаружен в скв. 91 в толще майкопских глин на глубине около 800 м. Породы здесь интенсивно перемяты, сохраняют следы трения в виде многочисленных зеркал скольжения. Это же нарушение обнаружено глубокой скв. 1, пробуренной в своде западной вершины Мошкаревской антиклинали. Оно зафиксировано на глубине 2630 м повторением слоев альбских отложений, подтвержденных определениями микрофауны (см. рис. 5). Погружение поверхности надвига на юг между названными скважинами составляет 42°. Амплитуда относительного горизонтального перемещения пород майкопской свиты и палеоцена, судя по вскрытому скв. 91 под надвигом разреза, небольшая, измеряемая 300 м.

С юга Мошкаревская складка также ограничена разрывным нарушением, обнаруженным Ф. И. Шаповалом еще в 1967 г. Оно встречено в толще майкопских глин скважинами 121 и 123, пройденными на юго-восточном крыле антиклинали. Сейсморазведкой выход этого нарушения на эоценовую поверхность фиксируется севернее этих скважин. Характер разрыва и его морфология отвечают надвигу с северным падением. Назван он Мошкаревским встречным, так как плоскость сместителя погружается навстречу Мошкаревскому [4].

Данные сейсморазведки, устанавливающие под Мошкаревским надвигом согласное залегание нижнемеловых и верхнеюрских слоев с породами вышележащих горизонтов кайнозоя, свидетельствуют о том, что встречный разрыв не продолжается ниже Мошкаревского надвига, а обрывается им. Последний, следовательно, является главным (первич-

ным) надвигом, формирующим аллохтонную структуру — *Мошкаревскую тектоническую чешую*, двигавшуюся на север. Встречный же разрыв выступает в качестве вторичного нарушения, осложняющего ее в процессе горизонтального движения. Форма аллохтона лобовой части Мошкаревской чешуи, таким образом, приобретает вид тектонического клина, направленного книзу. Линейная Мошкаревская антиклиналь оказывается зажатой между двумя поверхностями надвигов, наклоненных друг к другу.

По материалам сейсморазведки Мошкаревская антиклиналь разбита многочисленными поперечными сдвигами на отдельные блоки шириной 2—2,5 км, смещенные друг относительно друга на первые сотни метров. Данные бурения показали, что эти нарушения имеют в основном субвертикальные сместители.

Нужно заметить, что для территории Керченского полуострова вообще чрезвычайно характерно присутствие сдвиговых дислокаций. Многие из них малоамплитудные, как, например, в Мошкаревской антиклинали. Но есть сдвиги, смещение по которым измеряется километрами.

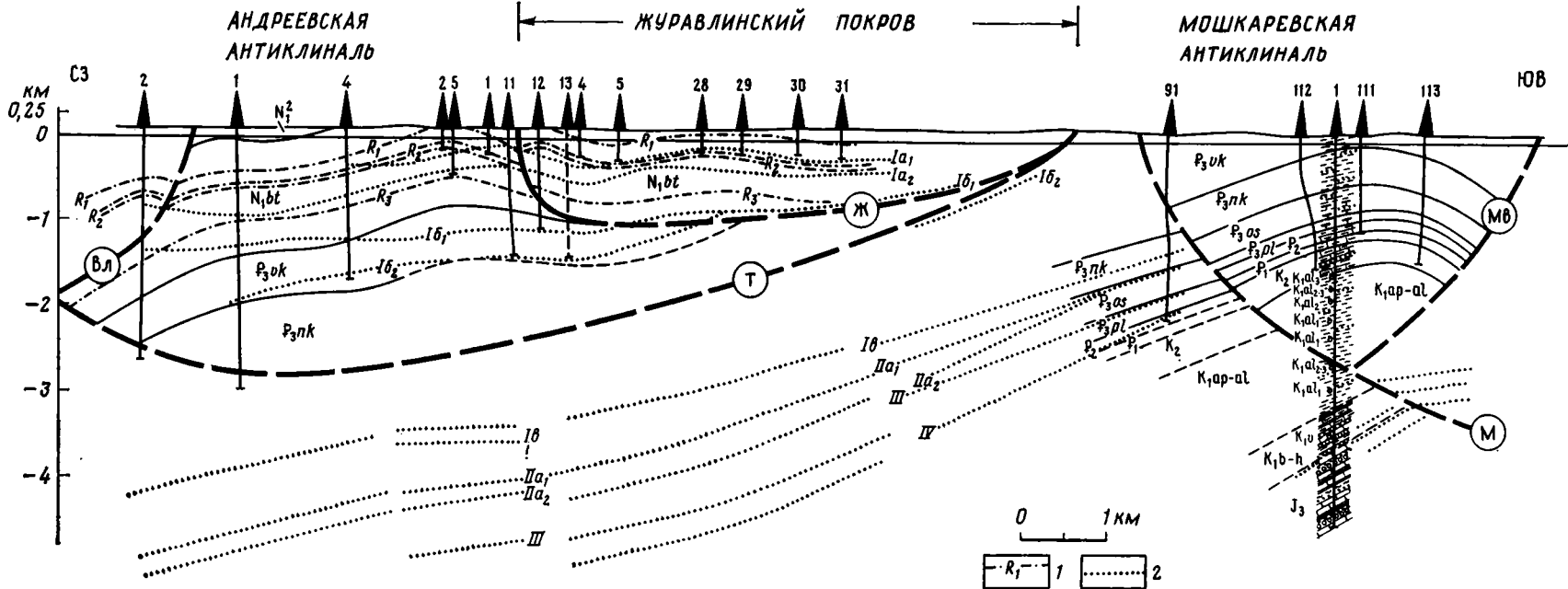
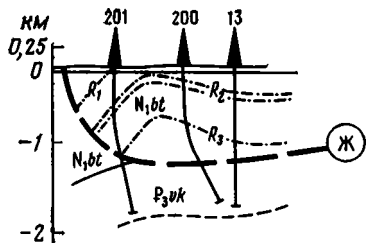
Например, выделенный сейсморазведочными исследованиями в районе с. Вулкановки сдвиг, назовем его Ярковским, северо-западного (аз. 330°) простирания, прослежен по подошве майкопских отложений на 12 км (см. рис. 4). Восточнее прослежен по азимуту 295° Узунларско-Вулкановский сдвиг.

Андреевская антиклиналь входит в состав линейного вала складок, связанных с Тамбовским надвигом. Выделена она З. Л. Майминой и И. Е. Полтораковым в процессе геологической съемки как поднятие субширотного простирания длиной около 2 км. Углы падения крыльев на поверхности колеблются от 15 до 20°, тогда как в своде они выкручиваются до 50—70°. Данные проведенного здесь в 1946—1948 гг. структурного и роторного бурения в целом подтвердили интенсивную смятость пластов в присводовой части и более пологое (7—15°) их залегание за ее пределами.

Сейсморазведочные работы показали резкую дисгармонию структурного плана отражающего горизонта I_{a_2} , сопоставляемого с батисифоновыми слоями верхнего майкопа, по отношению ко всем нижележащим толщам, начиная со среднемайкопских (горизонт I_{b_2}). Это отчетливо видно при сравнении структурных планов, составленных А. Ф. Седельниковым и показанных на рис. 6. Обращает на себя внимание тот факт, что на схеме рис. 6, А изогипсы отражающего сейсмического горизонта I_{b_2} в центральной части площади отсутствуют. На севере же и юге они уверенно прослеживаются, показывая воздымание пластов в южном и юго-восточном направлениях. Правда, на самом юге, перед Мошкаревским надвигом, изогипсы вновь пропадают.

В 1982—1984 гг. на Андреевской площади проведено поисковое бурение более глубоких (1,5—3 км) скважин, вскрывших отложения среднего майкопа. В результате получены новые материалы, касающиеся структуры этого участка. Так, например, обнаружено отсутствие части верхнекерлеутских отложений в скв. 200 и 201. Выявлено повторение разреза пород батисифонового горизонта в скв. 12, встречены зоны дробления с зеркалами скольжения в скв. 12, 13, 2, 200 и 201. В отложениях батисифонового горизонта по всем скважинам в толще глин выделены и прослежены реперные пачки (R_1 , R_2 , R_3) алевритовых пород; наиболее надежным оказался репер R_2 мощностью 60—100 м, содержащий фауну цикламмин.

Проведенный структурный анализ материалов бурения и данных геолого-геофизических исследований позволяет представить строение Андреевской площади следующим. Центральная ее часть, та, что выделяется на структурной схеме (см. рис. 6, А) отсутствием отражающих границ горизонта I_{b_2} , занята крупной аллохтонной структурой — *Журавлинским тектоническим покровом*. Его поверхность надвигания обнаружена скв. 12, 13, 200 и 201. В скв. 12 она встречена на глубине 830—850 м в толще верхнемайкопских отложений и зафиксирована по-



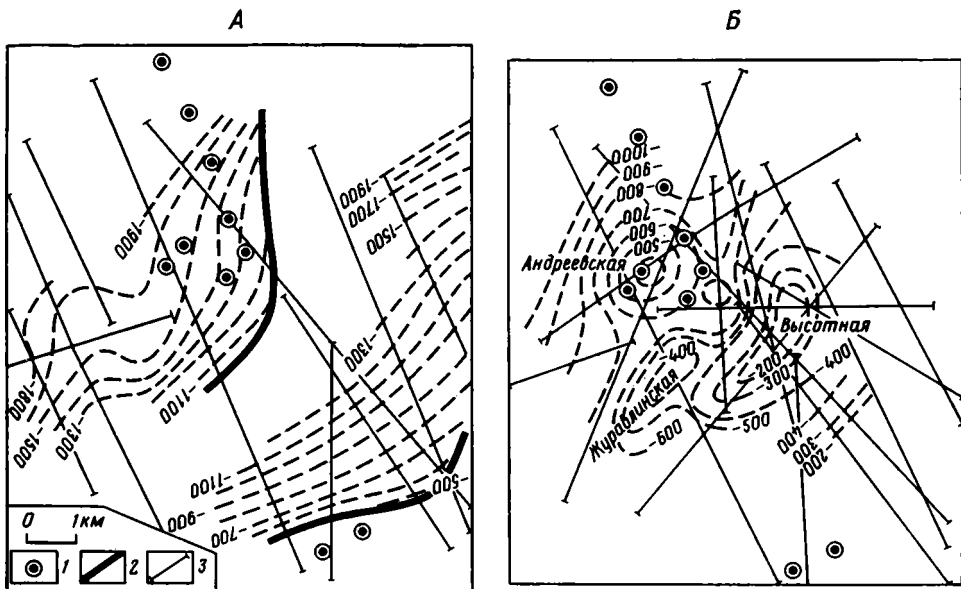


Рис. 6. Схема структуры Андреевской площади по отражающим сейсмическим горизонтам $1b_2$ (А) и $1a_2$ (Б), по А. Ф. Седейникову 1 — скважины; 2 — линии выклинивания отражающего сейсмического горизонта $1b_2$; 3 — линии сеймопрофилей. Пунктиром показаны изогипсы отражающих сейсмических горизонтов в м

вторением части разреза батисифонового горизонта. Скважина 13 зону нарушения вскрыла внутри толщи глин батисифонового горизонта в интервале 1050—1082 м, представленном интенсивно дислоцированными породами. В нее затащены, вероятно, и глины верхнекерлеутского горизонта, так как в керне, поднятом с этого интервала, определены присущие ему фораминиферы. Примерно на этом же уровне вскрыта подошва покрова скв. 200 и 201 (см. рис. 5). Скважина 200 сверху прошла отложения батисифонового горизонта и на глубине 1200 м (отметка —1084 м) обнаружила тектоническую брекчию. В керне, поднятом из интервала, непосредственно примыкающего к нарушению, слои пород наклонены под углами до 85—90°. В 200—250 м ниже они приобретают более пологое (25—35°) залегание. Если же учесть угол искривления ствола скважины, составляющий здесь более 20°, то падение пород окажется совсем пологим. Скважина 201 на границе батисифонового и верхнекерлеутского горизонтов. С этого интервала поднят керн с многочисленными зеркалами скольжения и открытыми трещинами. Кроме того, поверхностью надвигания срезана здесь верхняя часть среднего майкопа.

Построенные через названные скважины геологические разрезы показали, что подошва Журавлинского аллохтона на глубине около 1 км имеет субгоризонтальное залегание с тенденцией очень пологого воздымания к югу (см. рис. 5). Сместитель, прослеживаясь в этом направлении, под косым углом срезает наклоненные на север пласты пород вначале верхне-, а затем и нижнекерлеутского горизонтов, поэтому и отсутствует на этом участке отражение горизонта $1b_2$, приуроченного к кровле нижнекерлеутских отложений, изображенного на рис. 6, А.

Продолжение Журавлинского надвига к югу совпадает с сейсмическим горизонтом $1b_1$ (см. рис. 5), который также медленно воздымает-

Рис. 5. Геологический разрез Андреевской и Мошкаревской площадей (расположение см. на рис. 5)

1 — реперные (R_1, R_2, R_3) горизонты батисифоновых отложений; 2 — отражающие сейсмические горизонты ($1a_1, 1a_2, 1b_1, 1b_2, 1c, 1a_1, 1a_2, III, IV$). Остальные условные обозначения см. на рис. 2

ся в южном направлении. Он, как видим, обрывает подходящий к нему под углом отражающий сейсмический горизонт I_6 .

Журавлинский надвиг на юге выходит на дневную поверхность, обнажаясь перед фронтом Мошкаревской чешуи. Угол его погружения к северу с глубиной выполаживается, составляя вначале $20-22^\circ$, затем 10° и, наконец, 5° . Примерно на 4-м километре от южного края сместитель становится почти горизонтальным (его наклон к северу едва достигает 1°), прослеживаясь в таком положении около 2 км. После этого он резко изгибается, поднимаясь к поверхности под крутым (до 70°) углом.

Итак, Журавлинский покров имеет в поперечном сечении форму плоской чаши с крутым северным и пологим южными бортами. Его максимальная толщина в пределах Андреевской площади достигает 1100 м. В плане он вытянут в субширотном направлении, имея ширину 6—6,5 км. Слагающие его пласты пород верхнего майкопа смяты в пологие складки с размахом крыльев 1—2 км и амплитудой 100—150 м. Во фронтальной (северной) части покрова выделяется сжатая антиклиналь высотой 200 м с более крутым (40°) северным и пологим (18°) южным крыльями. В плане она имеет вытянутую с юго-запада на северо-восток форму длиной 2,5 и шириной 0,7 км.

Породы майкопской свиты за пределами Журавлинского покрова образуют крупную пологую антиклиналь, свод которой обнажается в 0,5 км к северу от него. Он и был закартирован на поверхности в верхнемайкопских отложениях как Андреевская складка. Анализ данных глубокого бурения позволил уточнить размеры структуры. Обнаружено, что в ее строении принимают участие кроме верхнемайкопских среднемайкопские глинистые толщи в составе верхне- и нижнекерлеутского горизонтов. Северное крыло антиклинали широкое (3,7 км), южное узкое (1 км). Падение пластов на крыльях колеблется от 10 до 20° . Подъем их на западе превышает 1000 м, а на востоке едва достигает 200—250 м.

Андреевская антиклинальная складка на севере прижата к Тамбовскому надвику. Последний обнаружен скв. 1 и 2 в толще глин нижнекерлеутского горизонта на глубинах соответственно 2760 и 2610 м. В зоне нарушения отмечены тектонические брекчии и зеркала скольжения. В скв. 1, кроме того, ниже глубины 2760 м по каротажу зафиксировано повторение части разреза нижнекерлеутских отложений. Справедливо отметить, что присутствие надвиговой дислокации в районе скв. 1 и 2 предполагал в 1985 г. А. Х. Амиров на основании интерпретации геофизических данных.

Сместитель Тамбовского надвига наклонен на юг в лобовой части под углами $45-60^\circ$ [4, 5], а на глубине 2,5—2,8 км, т. е. между скв. 1 и 2, выполаживается до $10-5^\circ$. Следовательно, можно полагать, что далее на юг он примет горизонтальное залегание. Однако его простираение в таком положении не может продолжаться долго, ибо через 5 км он должен будет натолкнуться на погружающиеся навстречу слои среднего майкопа, трассирующиеся сейсморазведкой от скв. 91 Мошкаревской площади (вскрывшей их на глубине 800—1600 м) до района скв. 1 и 2 Андреевской площади под Андреевской антиклиналью (где они предполагаются на глубинах 3,5—5 км). Напомним, что породы этого же возраста слагают аллохтон Тамбовского надвига (см. рис. 5). Судя по отражающим сейсмическим горизонтам, под среднемайкопскими отложениями субпараллельными слоями прослеживаются вплоть до Андреевской площади породы нижнего майкопа, палеогена и мезозоя, обнаруженные скв. 1 и 91 Мошкаревской площади под Мошкаревским надвигом. Они слагают полого наклоненную к северу моноклираль, осложненную в некоторых местах дизъюнктивами небольшой амплитуды.

Итак, в одном разрезе оказались совмещенными две различные структуры: сверху антиклиналь (Андреевская), а внизу моноклираль. В строении обеих участвуют разновозрастные (майкопские) отложения.

Породы моноклинали на юге обнажаются в Мошкаревской антиклинальной складке. Тогда граница верхней структуры должна выйти на дневную поверхность севернее ее и, очевидно, перекрыта Журавлинским покровом. Итак, плоскость Тамбовского надвига, ограничивающая Андреевскую антиклинальную структуру, в южном и северном направлениях воздымается, и, следовательно, Тамбовский аллохтон следует рассматривать в ранге тектонического покрова, не имеющего внизу корней.

Отмеченными выше и показанными на рис. 4 дислокациями, по всей вероятности, не ограничивается количество нарушений на Андреевской площади. Северная фронтальная часть Тамбовского аллохтона, например, осложнена Владиславовским надвигом, падающим на север под углом 40° . Его сместитель обнаружен скв. 2 на глубине около 1200 м. Амплитуда смещения пород майкопа по нему составляет 100 м. О существовании других дислокаций можно судить по зонам тектонического дробления, встреченным скв. 4 (на глубине 1317 м), 12 (410—420 м), 13 (680 м), 200 (900 м), 201 (1280 и 1460—1470 м) и др.

Необходимо отметить довольно удовлетворительную сопоставимость данных сейсморазведочных исследований с геологическим строением рассматриваемой территории. В условиях чрезвычайно сложной структуры с нагромождением нескольких аллохтонных тел геофизические материалы отчетливо уловили различие структурных планов на разных глубинах. Они показали подтвержденные бурением дисгармоничную складчатость Журавлинского покрова, обширную (антиклинальную) складку Тамбовского покрова и, наконец, моноклираль под ними.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ОБ ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Относительно более интенсивная складчатость неогеновых и верхней части палеогеновых отложений на Керченском полуострове, ослабевающая к западу от Феодосии даже в пределах предгорной равнины Крыма, отмечалась многими исследователями как явление аномальное в структуре прогиба, требующее специального решения. Ряд ведущих ученых: А. Д. Архангельский, В. В. Белоусов, М. В. Муратов, В. В. Меннер и др., посвятили свои работы выяснению причин этого явления. В результате к настоящему времени считается общепризнанной точка зрения о том, что неравномерное смятие обязано погружающемуся на восток антиклинорию Горного Крыма: пликативные дислокации больше развиты там, где подстилаются им и ослабевают по мере удаления от него. В. В. Белоусов и Л. А. Яроцкий [3] прямо утверждают, что неогеновые складки Керченского полуострова являются ни чем иным, как продолжением мезозойских складок антиклинория, опущенного под ними на глубину. Иначе говоря, доказывается, что складчатая область прослеживается в пределы Керченского полуострова как «цельная» антиклинальная структура, наклоненная на восток и связанная с Кавказом в единую горноскладчатую цепь.

Образование пликативных форм над этой обширной антиклиналью В. В. Белоусов и Л. А. Яроцкий объясняют дисгармоничной тектоникой различных по компетентности пластов кайнозоя. Не обсуждая достоинства подобного механизма складчатости, отметим еще одно обстоятельство, касающееся структуры района, также не ускользнувшее от внимания предшествующих исследователей. Дело в том, что на Керченском полуострове просматриваются две системы простираения складок. Если на севере полуострова и в его центральной части пликативные дислокации вытянуты в широтном направлении, т. е. согласном с общей структурой прогиба и с областью Горного Крыма, то на юго-востоке они имеют северо-восточное простираение.

Итак, на территории Керченского полуострова проявлена отчетливая дисгармония складчатости (усиленная явлениями глиняного диапиризма) как по вертикали, так и по латерали. Первая, напомним, связывалась с влиянием погруженной структуры Горного Крыма, а вторая, как

это ни странно, объяснялась действием надвигания южных структур, обладающих северо-восточными простираниями, на северные, имеющие широтную ориентировку.

Данные бурения на ряде разведочных площадей (Тамбовской, Андреевской, Горностаевской, Фонтановской и др.) не подтвердили представления о продолжении структуры Горного Крыма в пределы Керченского полуострова восточнее г. Феодосии. Фациальный состав отложенный мезозоя, вскрытый здесь скважинами, отличен от одновозрастных пород, слагающих геосинклинальные комплексы. Многокилометровые флишевые толщи нижнего мела и верхней юры Горного Крыма сменились на территории Керченского полуострова одновозрастными терригенными и терригенно-карбонатными слоями малой мощности, характеризующими платформенный и субплатформенный режим накопления. Их резкая граница в районе Феодосии без каких-либо переходных зон обусловлена надвиговыми явлениями. Исследования показали, что геосинклинальные образования Горного Крыма собраны в несколько тектонических пластин и покровов, надвинутых друг на друга с юга и перемещенных в сторону краевого прогиба, полого закрывая собой его южное крыло [5]. Следовательно, никакого действия снизу на распределение складчатости Керченского полуострова антиклинорий Горного Крыма оказать не мог.

В пределах равнинной области Крыма, к северу от Симферополя и Зуи, бурением обнаружено, что геосинклинальные мезозойские комплексы прослеживаются под маломощным покровом осадков мела и палеогена. И тем не менее напряженной складчатости, подобной керченской, в них не наблюдается.

Горный Крым совершенно по-иному влиял на формирование структуры Майкопского краевого прогиба. Его действие выразилось в передаче горизонтального давления породам прилегающего прогиба, которые срывались по наклонным либо субгоризонтальным поверхностям, смещаясь в северном направлении. Так как процесс образования надвигов неоднократно возобновлялся, в прогибе сформировалась тектонически расслоенная структура, представленная серией чешуй и пластин, надвинутых друг на друга и смятых в многочисленные складки. При этом латеральному их перемещению способствовали пачки пластичных глин, переслаивающие разрез отложений чехла.

Мы видели, что бурение подтвердило чушуйчато-надвиговое строение Майкопского краевого прогиба на Керченском полуострове. Здесь выделены серии лежащих друг на друге аллохтонных структур, каждая из которых характеризуется своим рисунком пликтивных дислокаций, отличающихся от выше- и нижележащих аллохтонов. Следовательно, существование разных систем простираний складчатых форм является как раз доказательством их бескорневого залегания, а зоны сочленения между ними, о чем справедливо полагали В. В. Белоусов и Л. А. Яроцкий [3], есть не что иное, как выходы надвиговых поверхностей.

Данные бурения последних лет подтвердили широкое развитие надвигов в Равнинном Крыму и на Керченском полуострове. Они вскрыты скважинами на Тамбовской, Видненской, Владиславовской, Андреевской, Горностаевской, Фонтановской, Октябрьской и других разведочных площадях. Кроме того, обнаружено, что каждая антиклинальная складка — объект поисков залежей нефти и газа — непременно ассоциирует с надвигом. Ее асимметричная форма с более крутым принадлежновым крылом указывает на генетическую зависимость складкообразования от процесса надвигания. Это же согласуется с расположением линейных антиклиналей в виде валов, вытянутых вдоль лобовых зон надвигов. Выявленная закономерность заставляет предложить более рациональную методику ведения поисково-разведочных работ на нефть и газ в Крыму. Поскольку надвиги прослеживаются на многие десятки и даже сотни километров, осуществлять их поиски значительно легче, чем картировать отдельно каждую антиклинальную складку, размеры которой обычно не превышают 10 км по длинной оси. С учетом ведущей

роли региональных надвигов можно искать складки по более совершенному принципу — от общего к частному, а не наоборот.

Бурением и геофизическими работами выявлены многочисленные сдвиговые дислокации на территории краевого прогиба в пределах Керченского полуострова. Обнаружено, что они, как и складки, являются зависимыми структурными элементами, подчиненными надвигом. На Горностаевской площади по скважинам получен уникальный материал, бесспорно доказывающий, что главными являются надвиговые структурные формы, определяющие общий рисунок тектоники. В ранговой иерархии самыми простыми из них предстают тектонические **чешуи**; более сложные, составленные несколькими чешуями, выделены в тектонические **пластины**, и самые сложные, полностью изолированные надвиговой поверхностью, — это **покровы**. Минимальными величинами надвигания характеризуются чешуи, максимальными — покровы.

На Горностаевской структуре известен ископаемый грязевый вулкан [8]. Его выход в плане связан с зоной Алексеевского сдвига и это, очевидно, определяет их генетическую взаимосвязь. На профиле (см. рис. 3) мы видели, как у зоны сдвига слои пород резко изгибаются вверх (в этих дислокациях участвуют отложения, залегающие выше плоскости Горностаевского надвига, т. е. начиная с нижнемеловых альбских глин и кончая глинами майкопа). Можно считать, что водогазовый поток выбрал своим каналом зону дробления Алексеевского сдвига, осложняющего Горностаевский аллохтон. Все перечисленные породы как бы устремляются вслед за потоком, поднимающимся к дневной поверхности. Очевидно, поэтому они присутствуют в твердых выбросах грязевого вулкана, свидетельствуя о том, что корни его находятся глубоко в слоях нижнего мела.

Таким образом, происхождение грязевого вулканизма обусловлено движением надвиговой структуры; возникает он в участках осложнения аллохтона сдвиговым нарушением и приурочен к антиклинальным складкам. В условиях горизонтального сжатия флюиды стремятся заполнить сводовое пространство антиклинали, нагнетаясь под непроницаемые породы. Первая же разрядка нагрузки, вызванная возобновлением движения по разрывам, непременно влечет за собой истечение жидкости в направлении меньшего давления, т. е. к дневной поверхности. Горные породы, встречающиеся на ее пути, частью растворяются, а частью захватываются в виде обломков и выносятся на поверхность. Происхождение грязевых вулканов, следовательно, обязано горизонтальным движениям, которые не только формируют складчатые структуры и создают в них с помощью сдвигов каналы вулканических аппаратов, но и обеспечивают поступление жидкости и газа вверх, т. е. каждый новый импульс движений вызывает к жизни и грязевый вулканизм. Очевидно, в Крыму движения по надвигам продолжают в настоящее время, так как действующие вулканы здесь довольно многочисленны.

Литература

1. *Архипов И. В., Кравченко С. М., Успенская Е. А., Цейслер В. М.* Геологические факты и тектонические гипотезы (о книге Ю. В. Казанцева «Тектоника Крыма»)// Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 1. С. 156—162.
2. *Архипов И. В., Кравченко С. М., Успенская Е. А., Цейслер В. М.* О неоднозначности и объективности трактовки геологических наблюдений//Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 12. С. 78—80.
3. *Белоусов В. В., Яроцкий Л. А.* Некоторые общие вопросы тектоники Керченско-Таманской области//Проблемы советской геологии. 1934. № 3. С. 207—227.
4. *Казанцев Ю. В.* Складчато-надвиговые структуры равнинного Крыма. Уфа: Изд-во БФАН, 1979. 56 с.
5. *Казанцев Ю. В.* Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
6. *Казанцев Ю. В.* Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984.
7. *Казанцев Ю. В., Бехер Н. И.* Фонтановская (надвиговая) структура в Крыму// Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1448—1451.
8. *Штернов А. Г.* Грязевые вулканы//Геология СССР. Т. 8. Ч. 1. М.: Недра, 1969. С. 481—483.

Институт геологии, БФАН СССР

Поступила в редакцию
24.IV 1986

УДК 551.243(571.6)

ПАРФЕНОВ Л. М., РОЖИН С. С., ТРЕТЬЯКОВ Ф. Ф.
О ПРИРОДЕ АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ
(ВОСТОЧНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Изучены видимые в обнажениях складки и разломы Ниткан-Тобычанской и Дербек-Эльгинской структурно-фациальных зон, разделенных Адыча-Тарынской зоной разломов. В Ниткан-Тобычанской зоне устанавливаются две генерации ранних складок и намечаются сопряженные с ними надвиги, отсутствующие в Дербек-Эльгинской зоне. Складчатости Дербек-Эльгинской зоны соответствует формирование новой генерации линейных складок Ниткан-Тобычанской зоны, устанавливаемых по деформациям ранее возникшего сланцевого кливажа, и образование новых систем чешуйчатых надвигов. Наиболее поздними являются конические складки с крутыми шарнирами, которые сопряжены с крупными сдвигами.

Сурьмяные месторождения Адыча-Тарынской зоны контролируются зонами растяжения, связанными с правыми сдвигами северо-западного простирания, и сопряженными с ними левыми субширотными сдвигами.

Сложная и длительная история устанавливаемых деформационных структур обусловлена коллизией крупных различно развивающихся литосферных блоков, ныне сопряженных по Адыча-Тарынской зоне разломов.

Адыча-Тарынская зона разломов протягивается в северо-западном направлении на 900 км, отделяя Яно-Колымскую складчатую систему от Иньяли-Дебинского синклиория обрамления Колымского блока. Впервые она была выделена как металлогеническая или рудная зона, трассируемая характерными сурьмяными месторождениями [4]. В ее пределах установлено широкое распространение субпараллельных сближенных разломов типа взбросов, а также сдвигов, многие из которых выражены на космо- и аэрофотоснимках [12]. Зона рассматривалась как полоса (до 40 км) повышенной дислоцированности — это субвертикальный глубинный разлом, разделяющий структурно-фациальные зоны позднего триаса и юры [3, 5, 8].

Различия в составе поздне триасовых и юрских отложений по разные стороны разлома практически на всем протяжении от р. Нельгесе до р. Индигирка прослежены при крупномасштабном геологическом картировании (А. Н. Вишневым, Д. И. Троицким, М. М. Шашкиным, С. В. Петровым) и в процессе тематических исследований [1, 16]. Отмечены отличия в комплексах органических остатков; выделяются две структурно-фациальные зоны, разделенные Адыча-Тарынским разломом: Ниткан-Тобычанская на северо-востоке и Дербек-Эльгинская на юго-западе [1]. Ю. В. Архипов с соавт. [1] предполагали значительное тектоническое сближение этих зон и крупные надвиговые смещения по разлому на ранних этапах развития, которые позднее были преобразованы в сдвиги, взбросы и сбросы.

Большинство исследователей обращали внимание на повышенную дислоцированность триасовых отложений Ниткан-Тобычанской зоны по сравнению с Дербек-Эльгинской. В пределах последней от среднего течения р. Адычи и до бассейна р. Эльги закартированы узкие (в сотни метров) клинья моноклинально залегающих (с крутым падением к северо-востоку) юрских отложений, которые согласно подстилаются норийско-рэтскими отложениями. В Ниткан-Тобычанской зоне надмонотисовые слои отсутствуют, и с юрскими отложениями обычно граничат отложения зон *Monotis ochotica* и *Monotis scutiformis*, а местами и более древние отложения норийского яруса. Граница структурно-формационных зон там, где ее удается наблюдать, выражена разрывами, круто (50—70°) наклоненными к северо-востоку. В других местах картирование Адыча-Тарынского разлома сталкивается со значительными трудно-

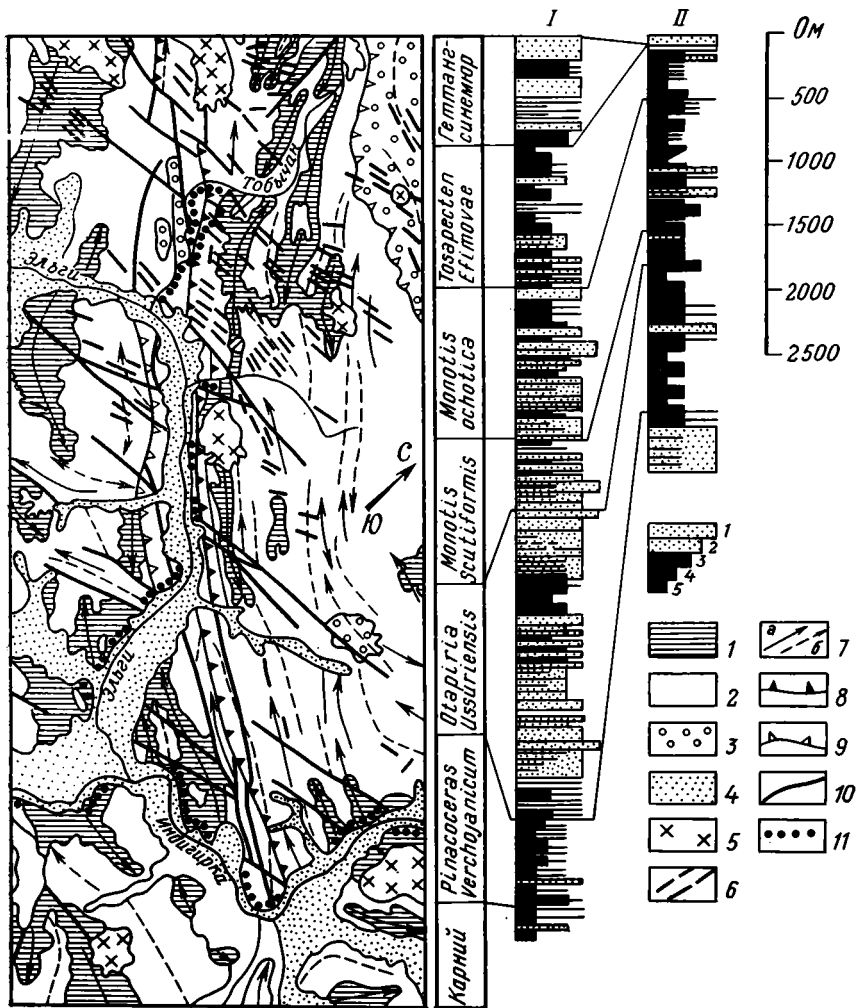


Рис. 1. Схема геологического строения центрального отрезка Адыча-Тарынской зоны разломов

Отложения: 1 — карнийские, 2 — норийские, 3 — юрские, 4 — четвертичные; 5 — граниты; 6 — дайки; 7 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б), закартированных при геолого-съемочных работах; 8 — граница Ниткан-Тобычанской и Дербек-Эльгинской структурно-формационных зон; разломы: 9 — надвиги, 10 — прочие; 11 — участки полевых наблюдений.

На стратиграфических колонках (по данным Д. И. Троицкого и М. М. Шашкина): 1, 2 — песчаники: 1 — крупнозернистые, 2 — мелкозернистые; 3, 4 — алевролиты: 3 — крупнозернистые, 4 — мелкозернистые; 5 — аргиллиты

стями. В однообразных, на первый взгляд, песчано-сланцевых отложениях нория при недостаточных сборах органических остатков теряется стратиграфический контроль выделения разрывов. В связи с этим некоторые геологи в последние годы склонны отрицать существование Адыча-Тарынского разлома как единого крупного нарушения.

В течение ряда лет нами проводились детальные структурные исследования на обоих крыльях центрального отрезка Адыча-Тарынской зоны разломов в бассейнах Индигирки, Эльги и ее левого притока р. Тобычан (рис. 1). Методика полевых наблюдений включала изучение ориентировки видимых в обнажениях складок, их осевых плоскостей, разломов, кливажа и различного рода линейности с последующей обработкой этих данных на сетке Вульфа. (Приводимые ниже стереограммы выполнены в проекции на нижнюю полусферу.) Проанализированы космо- и аэрофотоснимки различных масштабов. Полученные результаты позволили оп-

ределить структурные критерии выделения Адыча-Тарынской зоны разломов и наметить главные этапы ее структурной эволюции. Этим вопросам и посвящена настоящая статья.

СТРАТИГРАФИЯ

В изученном районе обе структурно-формационные зоны, разделенные Адыча-Тарыньским разломом, сложены песчаниками алевролитами и аргиллитами преимущественно верхнекарнийского и норийского возраста. Стратиграфия их была изучена при крупномасштабном геологическом картировании и тематических исследованиях (Д. И. Троицким, В. П. Климаш, М. М. Шашкиным, И. А. Шашкиной, С. В. Петровым и др.). По комплексам органических остатков в них выделены зоны и подзоны стратиграфической шкалы триаса Северо-Востока СССР [7] (см. рис. 1). В составе верхнетриасовых отложений Ниткан-Тобычанской зоны преобладают темно-серые и серые алевролиты, обычно с примесью песчаного материала. Песчаники слагают прослой в несколько сантиметров, реже пласты и пачки мощностью до нескольких метров. Одновозрастные отложения Дербек-Эльгинской зоны представлены переслаиванием светло-серых, мелко- и среднезернистых песчаников и темно-серых алевролитов. Характерны мощные (десятки метров) пачки песчаников и песчаных алевролитов. Триасовые отложения этой зоны согласно перекрываются геттанг-синемюрскими алевролитами и аргиллитами, выполняющими узкие тектонические клинья и синклинали вблизи Адыча-Тарыньской зоны разломов.

СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ НИТКАН-ТОБЫЧАНСКОЙ ЗОНЫ

В Ниткан-Тобычанской зоне повсеместно развит сланцевый кливаж (кливаж течения), местами переходящий в сланцеватость, выраженную предпочтительной ориентировкой хлорита и серицита. Слоистость выражена хуже кливажа, и требуется постоянное внимание, чтобы не принять одно за другое. Кливаж является репером, относительно которого устанавливаются складки трех генераций.

Наиболее ранние складки первой генерации (F_1) (рис. 2, $A-B$), возникшие до формирования сланцевого кливажа. Кливаж (S_2) пересекает их, не считаясь с ориентировкой осевых плоскостей и крыльев. В замках складок отмечаются фрагменты раннего кливажа (S_1), параллельного осевым плоскостям. Складки этого типа довольно редки. Размеры их изменяются от нескольких дециметров до нескольких десятков метров в поперечнике. Это сжатые, вплоть до изоклиналиных, складки с остроугольными замками и субпараллельными крыльями. Мощность отложений резко увеличена в их замках по сравнению с крыльями. По геометрическим характеристикам они близки складкам подобного типа.

В складках второй генерации (F_2) (см. рис. 2, $\Gamma-3$) сланцевый кливаж (S_2) ориентирован параллельно их осевым плоскостям. Такие складки наиболее широко распространены. Размеры их варьируют от нескольких дециметров до нескольких десятков и даже сотен метров. Среди складок различаются прямые, наклонные и лежащие разновидности, но во всех из них кливаж (S_2) располагается параллельно осевой плоскости. Разнообразие морфологии складок зависит от состава пород, участвующих в складчатости. Для мощных пластов песчаников характерны более простые и открытые складки; для алевролитов, залегающих между песчаниками, — сжатые, иногда даже изоклиналиные. Такая дисгармония складчатой структуры иногда отмечается даже в одном обнажении (см. рис. 2, D). Наиболее сжатые складки устанавливаются по тонким (первые сантиметры) прослоям песчаников, залегающих среди однородных мелкозернистых алевролитов (см. рис. 2, Γ). При всем разнообразии своей морфологии складки второй генерации относятся к одному геометрическому классу (I_c по классификации Дж. Рамзи [19]).

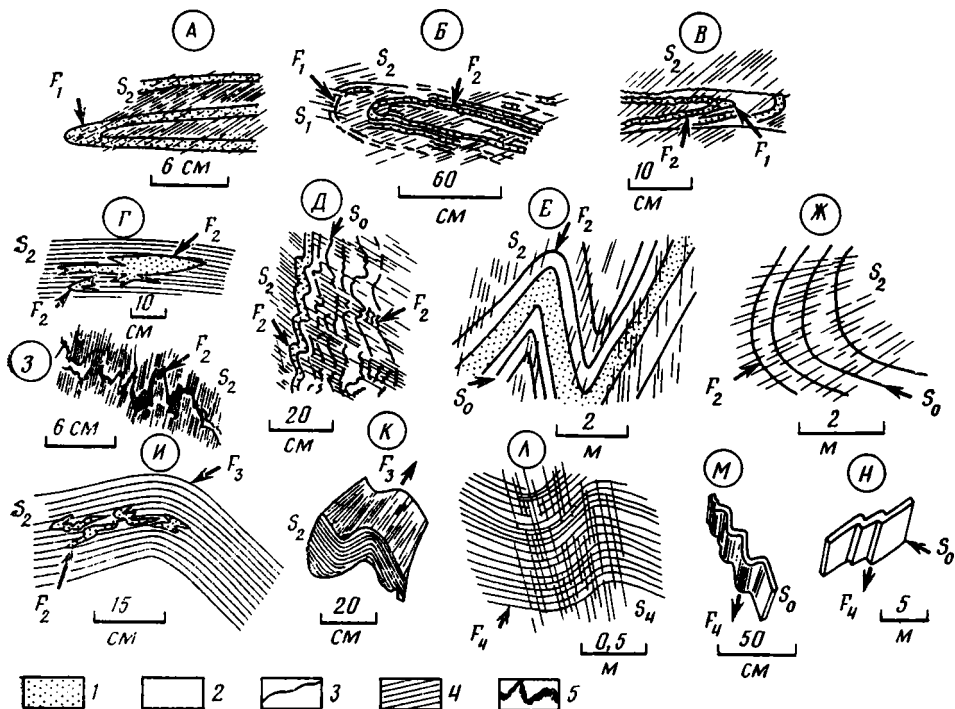


Рис. 2. Характер складчатых дислокаций Ниткан-Тобычанской зоны: А, Б, В — складки первой генерации, Г, Д, Е, Ж, З — второй, И, К — третьей, Л, М, Н — четвертой 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — слоистость, 4 — кливаж, 5 — кварцевые жилы F_1, F_2, F_3, F_4 — шарниры складок соответственно первой, второй, третьей и четвертой генераций, S_0, S_1, S_2, S_4 — кливаж первой, второй и четвертой генерации

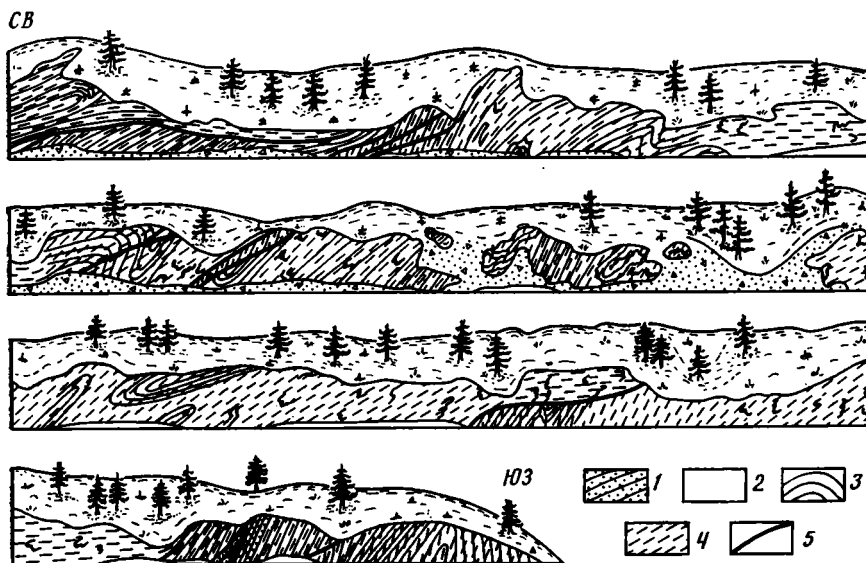


Рис. 3. Геологический разрез участка Ниткан-Тобычанской зоны (левый берег р. Тобычан в 3 км ниже устья р. Конгычан) 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — слоистость, 4 — кливаж S_2 , 5 — разломы

Складки обеих генераций иногда устанавливаются в одном обнажении, в том числе и в виде наложения складок F_2 на F_1 . Так, в нижнем течении р. Конгычан встречается изоклиная складка F_1 около 0,5 м в поперечнике (см. рис. 2, Б), кливаж S_2 ориентирован под углом к ее крыльям и осевой плоскости. Прослои песчаников на крыльях складки образуют мелкие в несколько сантиметров изгибы F_2 , осевые плоскости

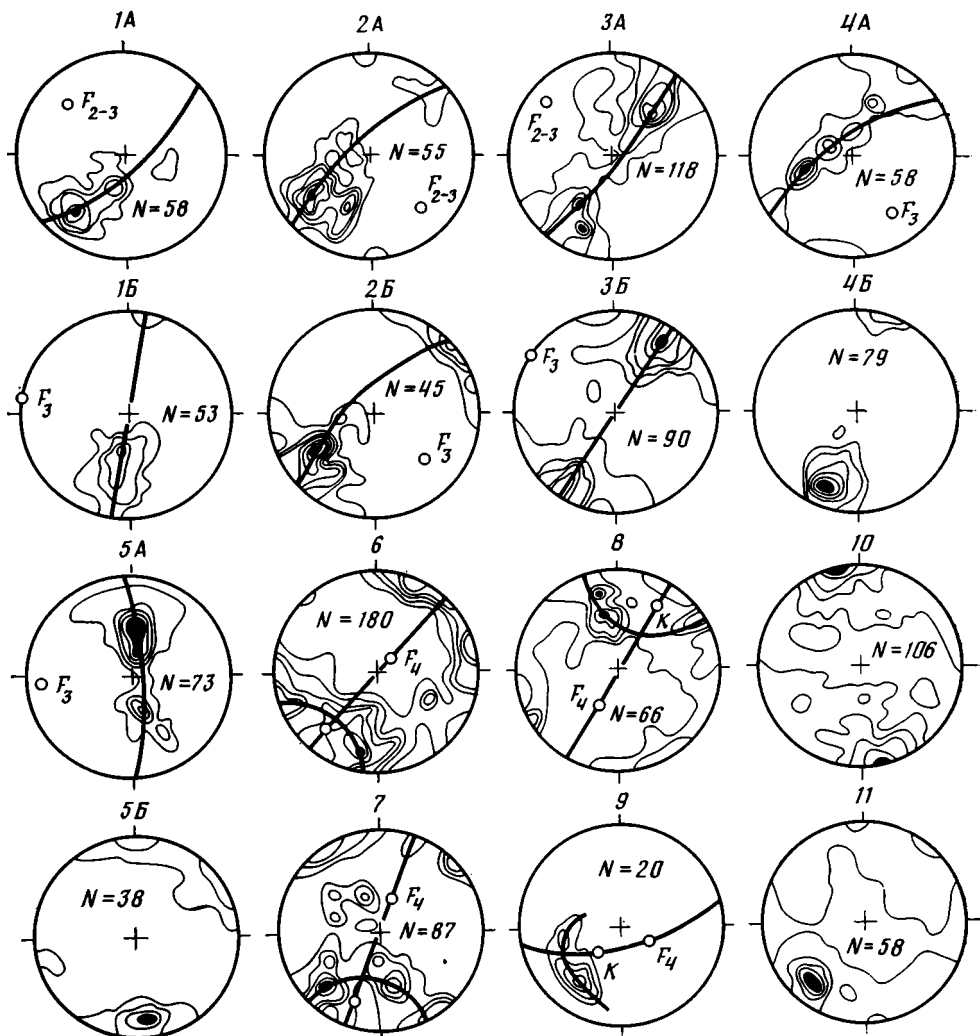


Рис. 4. Стереогаммы складок различного типа и разломов Полюсы: 1А — слоистости и 1Б — кливажа S_2 , р. Конгычан; 2А — слоистости и 2Б — кливажа S_2 , левый берег р. Тобычан в 3 км ниже устья р. Конгычан; 3А — слоистости и 3Б — кливажа S_2 , устья р. Сарылах; 4А — слоистости и 4Б — кливажа S_3 , р. Тобычан в районе «трубы»; 5А — слоистости и 5Б — кливажа S_3 р. Княс-Юрях; 6 — слоистости, левый берег р. Эльги в 2 км выше устья руч. Широкий; 7 — кливажа S_2 , р. Тобычан в 5 км выше устья р. Ненгчан; 8 — слоистости, правый берег р. Индигирки ниже устья руч. Поп-Юрюйэтэ; 9 — слоистости, правый берег г. Эльги ниже пос. Эльгинский; 10 — разломов и трещин с признаками левосторонних сдвиговых смещений и 11 — правосторонних. р. Арангас, р. Тобычан; N — число замеров слоистости, кливажа или трещин; K — оси конических складок. Остальные усл. обозн. см. рис. 2

которых ориентированы параллельно кливажу S_2 . Складки F_1 и F_2 встречены совместно также в обрывах левого берега низовьев р. Арангас.

Складки третьей генерации (F_3) устанавливаются по изгибам кливажа S_2 . На существование деформаций кливажа косвенным образом указывает широкое распространение вертикальных, наклонных и лежачих складок F_2 . Складки F_3 размером до нескольких дециметров в поперечнике обычно открытые, концентрического (параллельного) типа (см. рис. 2, И, К). Более крупные (до нескольких десятков метров в поперечнике) складки F_3 хорошо выражены на левобережье р. Тобычан в 3 км ниже устья р. Конгычан в непрерывном обнажении длиной около 1 км. Здесь устанавливаются крупные (сотни метров в поперечнике) асимметричные складчатые формы, опрокинутые к юго-западу, с характерными гребневидными антиформами и широкими плоскими синформами (рис. 3).

На стереограммах полюса слоистости (S_1) и кливажа (S_2) рассеиваются по дугам больших кругов, что указывает на цилиндрический характер складок, образованных как слоистостью, так и кливажом (рис. 4, 1А, 1Б, 2А, 2Б, 3А, 3Б). По результатам массовых замеров в серии близко расположенных обнажений распределение полюсов обоих плоскостных элементов происходит по почти параллельно расположенным дугам, рассчитанные шарниры тех и других складок имеют сходный азимут падения, а их углы падения отличаются не более чем на 10° . Эти данные свидетельствуют о близкой ориентировке второй (F_2) и третьей (F_3) генераций. При этом устанавливаемые на стереограммах складки по кливажу S_2 являются складками третьей генерации, а складки по слоистости — второй, которые повторно деформированы, «дожаты» при складчатости F_3 . Поэтому они обозначены на рис. 4 как складки F_{2-3} . Отличия в ориентировке складок F_{2-3} и F_3 далеко отстоящих друг от друга обнажений обусловлены наложенной складчатостью (F_4).

Складки четвертой генерации (F_4) наиболее молодые в пределах Ниткан-Тобычанской зоны. Это относительно простые формы с крутыми ($>60^\circ$) углами погружения шарниров. Они устанавливаются по изгибам слоистости, кливажа S_2 и кварцевых жил. Размеры их варьируют от нескольких дециметров (преимущественно по кварцевым жилам) до нескольких сотен метров в поперечнике (см. рис. 2, Л—Н). Некоторые из них сопровождаются кливажом осевой плоскости, представленным системой сближенных субпараллельных трещин. Такой кливаж (S_4) развит локально лишь вблизи складок F_4 и исчезает при удалении от них.

Шарниры и оси складок четвертой генерации рассчитаны по методике А. Н. Казакова [9, 10]. Полюса слоистости и кливажа S_2 таких складок распределяются по дугам малых кругов (см. рис. 4, 6—9), что указывает на их конический характер. При крутых шарнирах оси конусов характеризуются пологим падением в направлении, противоположном падению шарниров.

СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ДЕРБЕКЕ-ЭЛЬГИНСКОЙ ЗОНЫ

В Дербек-Эльгинской зоне повсеместно развит трещинный кливаж, представленный частыми (миллиметры) субпараллельными трещинами. Он всюду залегает круто, с падением к северо-востоку под углами 60 — 80° . Хорошо выражена линейность пересечения кливажа и слоистости и образованная их плоскостями ромбовидная отдельность. Складки крупные (сотни метров в поперечнике), асимметричные, с крутыми крыльями и осевыми плоскостями юго-западной вергентности. В юго-западном направлении, при удалении от Адыча-Тарынского разлома, залегание верхнетриасовых отложений упрощается, выполаживаются углы падения слоистости (правобережье нижнего течения р. Эльги, правый берег р. Индигирки выше устья р. Эльги). Несмотря на упрощение складчатой структуры, наблюдается кливаж, хотя интенсивность его заметно и ослабевает. Складки относятся к концентрическому (параллельному) типу.

На стереограммах полюса слоистости распределяются по дугам больших кругов (см. рис. 4, 4А, 5А), что указывает на цилиндрический характер складок. Все они имеют пологие шарниры. Полюса кливажа на стереограммах образуют один максимум (см. рис. 4, 4Б, 5Б), что свидетельствует об отсутствии значимых наложенных деформаций в масштабе изученных обнажений или группы обнажений.

Рассматриваемые складки по своей ориентировке и отчасти морфологии сопоставимы со складками третьей генерации Ниткан-Тобычанской зоны, поэтому они также обозначаются F_3 . Из этого следует, что трещинный кливаж Дербек-Эльгинской зоны S_2 моложе сланцевого кливажа S_2 , характерного для Ниткан-Тобычанской зоны.

При сравнении стереограмм далеко отстоящих обнажений обнаруживаются некоторые отличия в ориентировке складок третьей генерации, их шарниров и кливажа. Большей частью складки имеют северо-западное простирание, но местами оно изменяется на широтное. Таким обра-

зом, намечаются крупномасштабные в плане деформации систем складок F_3 Дербек-Эльгинской зоны, которые мы склонны сопоставлять со складками F_4 Ниткан-Тобычанской зоны.

РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Широкое распространение наложенной складчатости в Ниткан-Тобычанской зоне, в том числе наличие повторно деформированных лежащих складок, ранее было установлено на правом берегу р. Адыча в бассейне р. Бургавли [16] в 200 км к северо-западу от рассматриваемого района. Адыча-Тарынская зона разломов, таким образом, на большом своем протяжении разграничивает участки с разным характером и последовательностями складчатых деформаций. В изученном районе эта граница всюду приходится на «закрытые» участки. Тем не менее положение ее на местности определяется достаточно четко на основе анализа различий в складчатых дислокациях разных крыльев разлома (см. рис. 1). За пределами рассматриваемого в статье района зона разломов наблюдалась в верхнем течении р. Адычи [1] и близ устья р. Бургавли [16], где она представлена интенсивно расланцованными породами мощностью до 200 м, круто наклоненными к северо-востоку.

Наряду со складками в обнажениях устанавливаются сравнительно небольшие разрывы. Наибольшее количество таких нарушений различного типа и возраста располагается в пределах Ниткан-Тобычанской зоны. Наиболее ранними из них являются разрывные нарушения, ассоциирующиеся со складками первой генерации. Эти небольшие нарушения представлены зонками тонко расланцованных пород мощностью до нескольких сантиметров, которые ориентированы примерно параллельно осевым плоскостям складок. Местами удается наблюдать, что эти зонки смяты в складки второй генерации. Нарушения рассматриваемого типа установлены на р. Ненгчан и на левобережье нижнего течения р. Арангас. Более крупный разлом данного возраста виден в обрывах левого берега р. Эльги в 2,5 км выше устья р. Широкий (рис. 5, А). Он выражен расланцованными и окварцованными породами мощностью около 5 м и располагается в подвернутом крыле крупной (50 м в поперечнике) лежащей изоклиальной антиформы F_1 . Складка и зона разлома косо секутся кливажом S_2 .

В процессе полевых наблюдений нам не удалось обнаружить разрывов, сопровождающих складки второй генерации. Тем не менее существование их следует предполагать, притом надвигового типа. Разломы этого типа, возможно, представлены зонами раздробленных и окварцованных пород мощностью от нескольких дециметров до нескольких метров, которые имеют различное залегание и довольно обычны в рассматриваемом районе. Некоторые из них смещены более поздними сдвигами и смяты в складки четвертой генерации (см. рис. 5, Г, Е).

Протяженные пологие надвиги определенно устанавливаются в связи со складками третьей генерации. Они хорошо выражены на левобережье р. Тобычан в 3 км ниже устья р. Конгычан (см. рис. 3). Зоны их представлены раздробленными и окварцованными породами мощностью до 2 м. Плоскости надвигов срезают круто залегающие кливаж S_2 , слоистость и складки F_2 в их лежащих крыльях. В висячих крыльях надвигов кливаж S_2 залегает, как правило, полого и примерно параллельно плоскостям сместителей (см. рис. 5, Д). Сходные по морфологии и ориентировке системы надвигов установлены в пределах Дербек-Эльгинской зоны вблизи Адыча-Тарынского разлома в низовьях р. Тобычан (рис. 6). Они представлены пятью пакетами, собранными в относительно простые складки с крутой юго-западной вергентностью. Усложнение складчатости отмечается в узких поднадвиговых зонах и во фронтальной части надвига с мощными песчаными пластами. В алевролитовых пачках отчетливо выражен кливаж S_3 , ориентированный параллельно осевым плоскостям складок F_3 и круто наклоненный к север-северо-востоку. Надвиги образуют закономерно построенную систему типа чешуйчатого

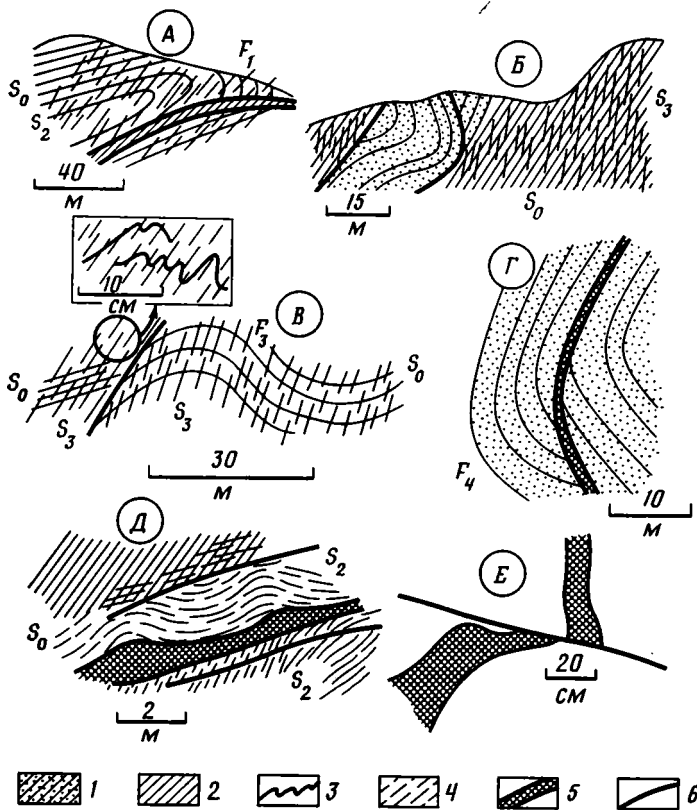


Рис. 5. Характер наблюдаемых в обнажениях разрывных нарушений:
 А — ранний надвиг, связанный со складкой F_1 , левый берег р. Эльги в 2,5 км выше устья руч. Широкого; В — фрагмент чешуйчатого надвига, р. Тобычан выше устья руч. Ненгчан; В — фрагмент надвига, устье руч. Ненгчан; Г — разлом, изогнутый складкой F_4 , район пос. Эльгинский; Д — надвиг, связанный со складками F_3 , левый берег р. Тобычан в 3 км ниже устья р. Конгычан; Е — зона разлома, смещенная сдвигом, левый берег р. Эльги в 2,5 км выше устья руч. Широкого.
 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — кварцевые жилы, 4 — гливаж, 5 — зоны раздробленных и окварцованных пород, 6 — разломы

веера. Характерно выполаживание надвигов в юго-западном направлении, сопровождающееся общим упрощением складчатой структуры, что указывает на разрастание веера в этом направлении. В других местах удается наблюдать лишь фрагменты подобных надвигов (см. рис. 5, В, В).

К юго-западу, при удалении от зоны Адыча-Тарынского разлома, несмотря на упрощение складчатой структуры, отмечаются крупные пологие надвиги. Так, в 30 км от Адыча-Тарынского разлома, в бассейнах рек Большой и Малый Селерикан, еще в 60-е годы Е. П. Данилогорским установлены Юрский и Бадран-Эгеляхский надвиги общей протяженностью 70 км, по которым карнийские отложения полого надвинуты на сложнодислоцированные нижнеюрские и верхненорийские отложения. Пологий характер Бадран-Эгеляхского надвига подтвержден детальными геолого-съёмочными работами М. Р. Ахьяева и бурением. На восточном его продолжении пологие надвиги встречены нами в обрывах правого берега р. Индигирки.

Наиболее поздними разрывами, фиксируемыми главным образом в пределах Ниткан-Тобычанской зоны, являются сдвиги. Небольшие по размерам (со смещениями до нескольких метров), они отмечаются в обнажениях, смещая все отмеченные выше плоскостные и линейные элементы. На существование сдвигов, в том числе крупных, указывает широкое распространение в изученном районе складок четвертой генерации с крутыми шарнирами. На космо- и аэрофотоснимках дешифрируется

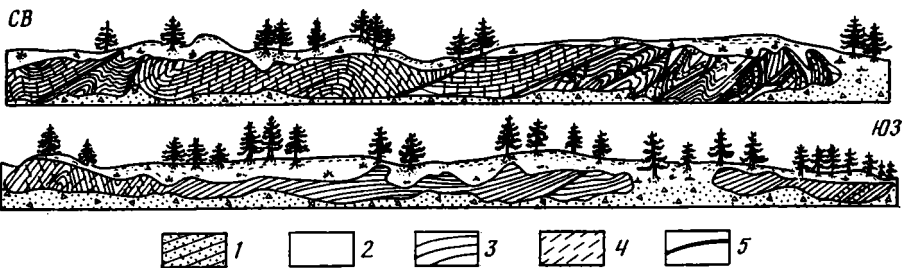


Рис. 6. Чешуйчатые надвиги Дербеке-Эльгинской зоны (устье р. Тобычан, левый берег)
Усл. обозн. см. рис. 3

серия сближенных субпараллельных прямолинейных разломов северо-западного простирания, а также субширотные разломы. Главные из них показаны на схеме (см. рис. 1). Большая часть из них, по-видимому, представляет собой сдвиги.

Одна из крупных сдвиговых зон намечается вдоль левого берега р. Эльги, от пос. Эльгинский до р. Арангас. Во многих скальных обрывах здесь устанавливаются крупные асимметричные складки с субвертикальными шарнирами, протяженными (до 1,5 км) крыльями северо-западного простирания и короткими (до 0,3 км) крыльями северо-восточного простирания. Характер складок указывает на их связь с правыми сдвигами северо-западного простирания. Далее к северо-западу, в междуречье р. Арангас и р. Тобычан, зона прослеживается на аэрофотоснимках в виде прямолинейной полосы шириной 0,5—1,5 км, по-видимому, связанной с интенсивно нарушенными породами. Наиболее отчетливо эта полоса выражена в верховьях ручьев Делюгенных и Смородинового, протягиваясь в бассейн р. Ненгчан (в район устья руч. Жданный). В редких обнажениях р. Ненгчан в тыловой части полосы устанавливаются складки четвертой генерации с правым или левым рисунком, наложенные на кливаж S_2 , а также складки и разрывы более ранних генераций.

В бассейнах рек Тобычан и Эльги были проведены массовые замеры трещин и видимых в обнажениях разрывов (зеркал скольжения, смещения геологических тел и границ различного типа) с отчетливыми признаками левосторонних и правосторонних сдвиговых смещений (см. рис. 4, 10, 11). Устанавливается, что преобладают правые сдвиги северо-западного простирания, плоскости смещения которых наклонены к северо-востоку под углом 70—80°, и левые сдвиги субширотного простирания с субвертикальными плоскостями.

В бассейнах рек Арангас, Тобычан и в верхнем течении р. Эльги широко распространены дайки среднего и кислого состава (см. рис. 1). Они имеют субширотное простирание и косо ориентированы относительно общего простирания Адыча-Тарынского разлома. Дайки группируются в рой шириной 5—20 км и протяженностью в несколько десятков километров. Мощность даек первые метры — десятки метров, протяженность 1,5 км, редко больше. Плотность их достигает нескольких десятков на 1 км² [18]. В. В. Степанов с соавт. [18] связывают внедрение даек со сдвиговыми смещениями вдоль Адыча-Тарынского разлома и поэтому определяют последний как левосторонний сдвиг с горизонтальной амплитудой смещения в 5—7 км.

Дайки и известные в районе штоки гранитов, по данным геологического картирования, секут складки первой, второй и третьей генераций, в сложении которых участвуют и позднеюрские отложения вплоть до предположительно волжского возраста [1]. Возраст даек и гранитов принято считать ранне-позднемиловым. К-Аг-методом они датируются в интервале от 150 до 80 млн. лет, с максимумом около 105 млн. лет [14]. Следует признать, что связанные со складками три генерации надвигов были сформированы до внедрения магматических образований. Возрастные соотношения между право- и левосторонними смещениями вдоль разломов северо-западного направления нам определить не удалось.

Представляется, что левые сдвиги, с которыми связаны магматические образования, более древние. В. И. Соловьев [17] на одном из месторождений Дербек-Эльгинской зоны отмечал левосторонние смещения по северо-западным сдвигам в прерудное время, которые в послерудное время сменяются правосторонними взбрососдвиговыми движениями.

ПРИРОДА АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Ранее было показано [15, 16], что Адыча-Тарынский разлом может рассматриваться в качестве коллизионного шва — границы столкновения Алазейской островной дуги (микроконтинента) и пассивной континентальной окраины, на которой формировались отложения верхоянского комплекса. Ниткан-Тобычанская структурно-формационная зона соответствует преддуговому прогибу этой дуги, а Дербек-Эльгинская зона принадлежит пассивной континентальной окраине. Полученные в процессе выполненного исследования результаты находят удовлетворительное объяснение в рамках данной концепции.

Складчатость раньше началась в пределах Ниткан-Тобычанской зоны (складки F_1 и F_2). Она связана с поддвигом пассивной континентальной окраины под островную дугу и сопровождалась формированием крупных надвигов. Начало коллизии относится к средней юре [16], поскольку в Тас-Хаяхтахском и Селенняхском хребтах известно угловое несогласие в основании среднеюрских отложений и наложение их на карбонатные породы палеозоя [6]. Средне- и верхнеюрские морские турбидитовые отложения Иньяли-Дебинского синклинория, сформированные в узком глубоком трого на склоне прогрессивно разрастающейся кордильеры, представляют собой раннеколлизионные образования. Допускалось, что образование наиболее ранних, повторно смятых, изоклинальных складок в бассейне р. Бургавли имело место еще в норийское время [16]. Эти складки по своей морфологии и структурной позиции сходны со складками первой генерации рассматриваемого района. Нельзя исключать, что они имеют столь же древний возраст. Складчатость второй генерации и сопровождающие их надвиги (а возможно, и первой, если не подтвердится высказанное выше предположение об их норийском возрасте) связаны с начальным этапом коллизии. Они образовались на приостровном склоне дуги и не затронули пассивную континентальную окраину, подобно складчатости во фронтальных частях складчатых сооружений, которая большей частью не распространяется на прилежащие форланды.

Складчатость третьей генерации и близкие по возрасту к ней надвиги соответствуют кульминации коллизии. Формирование их происходит в обстановке общего сжатия, охватившего приостровную склон дуги и прилежавшую к ней часть пассивной континентальной окраины. Во фронтальной части пассивной окраины образуются крутые складки и кливаж с юго-западной вергентностью, интенсивность которых максимальна в узкой (шириной 15—20 км) полосе и ослабевает при удалении от края столкнувшихся плит. Существование крупных пологих надвигов в районе относительно слабо дислоцированных отложений (Юрский, Бадран-Эгеляхский) определенно указывает на примат горизонтальных перемещений в создании общей структуры рассматриваемого района. В Ниткан-Тобычанской зоне в это время складчатости подвергаются уже деформированные и кливажированные толщи. Характерно более пологое залегание осевых плоскостей складок F_3 в этой зоне и широкое распространение надвигов.

Складчатые, в том числе и относительно полого залегающие образования Дербек-Эльгинской структурно-формационной зоны «сорваны» со своего основания и расслоены на ряд складчатых пластин, разделенных поверхностями срыва. Триасовые толщи Ниткан-Тобычанской зоны, согласно развиваемой концепции, находятся в аллохтонном залегании, и под ними следует предполагать наличие отложений Дербек-Эльгинской зоны.

Складчатость третьей генерации имела место, возможно, в раннем неокоме. В последующее время активное складкообразование смещается к западу, в сторону Сибирской платформы. В районе Адыча-Тарынской зоны в связи с продолжающимся общим сжатием формируются вначале крупные левые сдвиги, контролирующие размещение магматических образований, а затем правые — северо-западного простиранья и сопряженные с ними левые субширотные сдвиги, сопровождающиеся характерными коническими складками с крутыми шарнирами.

Адыча-Тарынская зона сохранила активность вплоть до настоящего времени. На большем ее протяжении, от нижнего течения р. Адычи до р. Индигирки, к ней тяготеют рои слабых землетрясений ($M \leq 3$) [11]. Более сильные землетрясения (2—3 толчка с $M=4,5$ и Адычанские 1951 и 1959 гг. с соответственно $M=6,5$ и $5,0$) приурочены к среднему течению р. Адычи. Оба сильных адычанских землетрясения характеризуются взбросовым типом смещения в очагах [13], что указывает на то, что в настоящее время Адыча-Тарынский разлом «работает» как взброс.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ ЗОНЫ

Характерные сурьмяные месторождения и рудопроявления Адыча-Тарынской зоны моложе отмеченных выше гранитных плутонов и даек [8] и имеют, по-видимому, позднемеловой возраст. По времени своего формирования они примерно соответствуют образованию правых сдвигов северо-западного простиранья и сопряженных с ними субширотных левых сдвигов. Связь рудопоявлений со сдвигами была подмечена уже давно. Многие месторождения представлены круто залегающими плитообразными телами, прослеженными по простиранью и падению на сотни метров, или цепочками жил, которые приурочены к зонам разломов северо-западного простиранья с признаками правосторонних сдвиговых смещений в предрудный и рудный этапы (месторождения Сарылах, Сентачан, Кимовское и др.) [2, 3, 8, 17]. Подмечено существенное значение разнородности литологического состава толщ: многие крупные рудные тела располагаются вдоль разломов, приуроченных к границам песчаных и алевролитовых пачек. В качестве главных рудоподводящих структур Адыча-Тарынской зоны следует рассматривать присдвиговые зоны растяжений, которые при наличии структурных и (или) литологических ловушек могут оказаться одновременно и рудолокализующими. Таковыми являются места сочленения кулисообразно расположенных сдвигов и трещины отрыва на их крыльях. Проницаемые участки возникают также в острых углах, образованных пересечением северо-западных и субширотных сдвигов. Большинство известных месторождений и рудопоявлений Адыча-Тарынской зоны располагается в пределах этих углов.

Сдвиги, являющиеся одними из наиболее поздних отчетливо выраженных дислокаций, накладываются на уже сформированные структуры, представленные тектоническими пластинами и неоднократно подвергнутыми складчатости толщами преимущественно крутого моноклиального северо-восточного залегания. При этом возникли конические складки с крутыми шарнирами, закономерно ориентированные относительно линий разрывных нарушений. Такие складки прослеживаются вдоль всей Адыча-Тарынской зоны. Наиболее крупные из них, устанавливаемые при геологическом картировании, достигают ширины в 10 км. В замках относительно небольших конических складок, сложенных как алевролитами, так и песчаниками, происходит отслоение пластов. В результате возникают седловидные жилы с крутыми (вплоть до вертикальных) шарнирами. Примером их являются рудные тела месторождения Жданного, описанные В. И. Соловьевым [17]. Размеры, форма и ориентировка таких структур могут варьировать в зависимости от многих причин — амплитуды смещения по сдвигам, соотношения мощностей компетентных и некомпетентных пластов, угла наклона деформируемой моноклинали и др.

Движения по разломам в районе Адыча-Тарынской зоны продолжались и после формирования месторождений. По данным В. И. Шура (личное сообщение), послерудные смещения местами достигают нескольких сотен метров.

Наложенный характер рудоконтролирующих структур и их связь со сдвигами следует учитывать при геологопоисковых и геологоразведочных работах на месторождениях Адыча-Тарынской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Адыча-Тарынская зона разломов включает системы разрывных нарушений различного типа и возраста. Она разделяет Ниткан-Тобычанскую и Дербеке-Эльгинскую структурно-формационные зоны, которые отличаются не только полнотой и составом разрезов мезозойских отложений, но и характеризуются существенно различными складчатыми и разрывными дислокациями. В Ниткан-Тобычанской зоне устанавливаются две генерации ранних складок и намечаются сопряженные с ними надвиги, отсутствующие в пределах Дербеке-Эльгинской зоны. Складчатости в Дербеке-Эльгинской зоне соответствует формирование линейных складок новой третьей генерации Ниткан-Тобычанской зоны, наиболее отчетливо устанавливаемых по деформации ранее возникшего сланцевого кливажа. Складки второй и третьей генераций характеризуются сходной ориентировкой, так как в процессе складчатости третьей генерации происходило усложнение, «дожимание» складок второй генерации, устанавливаемых по изгибам слоистости, а также образование новых систем надвигов чешуйчатого типа. Наиболее поздними являются конические складки четвертой генерации с крутыми шарнирами и пологими осями, сопряженные с правыми сдвигами северо-западного простирания и субширотными левыми сдвигами, которые распространены преимущественно в пределах Ниткан-Тобычанской зоны.

Формирование складчатых и разрывных дислокаций в районе Адыча-Тарынской зоны происходило в течение длительного времени, возможно, от средней юры (не исключено, что и еще ранее) и вплоть до конца мелового периода. Сложная и длительная история устанавливаемых деформационных структур обусловлена коллизией (столкновением) крупных литосферных блоков, ныне сопряженных по Адыча-Тарынской зоне разломов, но различно развивавшихся в предшествующее время. Движения по разломам в районе Адыча-Тарынской зоны продолжались и в послемеловое время. К зоне тяготеют эпицентры землетрясений, и, судя по смещениям в их очагах, в настоящее время здесь происходят взбросовые смещения.

Рудные объекты Адыча-Тарынской зоны имеют молодой возраст. Они формировались преимущественно на фоне сдвиговых перемещений. Их наложенный характер и связь со сдвигами следует учитывать при геологопоисковых и геологоразведочных работах.

Литература

1. *Архипов Ю. В., Климаш В. П., Попов Л. Н. и др.* Геологическое строение Быльинского блока в центральной части Адыча-Тарынского разлома (верхнее течение р. Адычи)//Геотектоника. 1981. № 4. С. 78—89.
2. Атлас структур рудных полей Якутии. М.: Недра, 1985. 154 с.
3. *Бергер В. И.* Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 296 с.
4. *Бычок Б. Г.* Закономерности размещения и особенности вещественно-минералогического состава сурьмяных проявлений Верхнеиндигирского района//Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1969. С. 271—272.
5. *Владимиров В. Г.* Геолого-структурная позиция золото-сурьмяных проявлений Адыча-Тарынской зоны//Новости геологии Якутии. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1973. С. 123—124.
6. *Гребенников Г. А., Дубовиков Л. К.* О стратиграфическом несогласии между отложениями мезозоя и палеозоя в хребте Тас-Хаяхта и Селенняхском кряже//Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1962. Вып. 12. С. 51—57.

7. *Дегис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 243 с.
8. *Индолев Л. Н., Жданов Ю. А., Суплецов В. М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
9. *Казаков А. Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
10. *Казаков А. Н.* Геометрический анализ цилиндрических и конических структур метаморфических толщ//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 124—129.
11. *Козьмин Б. М.* Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 127 с.
12. *Комзин В. Б.* Реконструкция сдвигов Адыча-Тарынского района//Исследование Земли из космоса. 1983. № 4. С. 70—77.
13. *Мишарина Л. А.* Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 136 с.
14. *Ненашев Н. И., Зайцев А. И.* Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
15. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
16. *Парфенов Л. М., Трущелев А. М.* Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклиория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область)//Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 7—20.
17. *Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин Г. Н. и др.* Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхнеиндигирского района. М.: Наука, 1971. 237 с.
18. *Степанов В. В., Смирнов Л. А., Владимиров В. Г. и др.* Определение направлений и величина «разрывных» палеотектонических деформаций//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 72—77.
19. *Ramsay J. G.* Folding and fracturing of rocks. N. Y.: McGraw-Hill Book Company, 1967. 568 p.

Институт геологии ЯФ СО АН СССР

Поступила в редакцию
12.V.1986

УДК 551.242.2(246)

РЯБУХИН А. Г., ЗОНЕНШАЙН Л. П., ХАИН В. Е.

ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНО-АНТИЛЬСКОГО РЕГИОНА В КОНТЕКСТЕ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Рассмотрена эволюция Южно-Антильского региона в мезозое и кайнозое с позиции тектоники литосферных плит. Эволюция региона рассматривается как результат взаимодействия литосферных плит Южной Америки, Антарктиды и Африки. Выделяются основные этапы развития региона. Дается оригинальный вариант реконструкции на палинспастической основе. Анализируются вопросы становления плиты Скотия, изменение ее границ во времени и пространстве.

ВВЕДЕНИЕ

Южно-Антильский регион расположен в южной части восточного сектора Тихоокеанского складчатого пояса между Южной Америкой и Антарктидой. Это огромный блок с резко расчлененным тектоническим рельефом, имеющий неоднородное строение. В целом он имеет субширотное простирание, дискордантное к ориентировке Тихоокеанского пояса. Здесь, как и в Карибском регионе, зона субдукции перемещена далеко на восток по сравнению с общей конвергентной границей Южной Америки с океанскими структурами юго-восточной части Тихого океана.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по стратиграфии, магматизму и тектонике Южно-Антильского региона. Этот материал включает обобщения по континентальному обрамлению, строению островных дуг, геофизическим характеристикам и данные глубоководного бурения, что нашло отражение в специальных бюллетенях Британской Антарктической службы и многочисленных публикациях П. Баркера, И. Диеля, М. Де Вита, Дж. Смелъе, Р. Панкхаста, М. Томсона, Р. Девиса и др. Среди советских исследователей необходимо отметить работы Г. Э. Грикурова, Л. П. Зоненшайна, В. А. Крашенинникова, И. А. Басова, М. Г. Ломизе, Ю. М. Пушаровского, В. Е. Хаина, Т. И. Фроловой, Г. В. Рудника, А. И. Шеменды и др. Подробное описание структуры и характеристика геологического разреза региона рассмотрены в недавно изданной работе А. Г. Рябухина [2], там же читатель может познакомиться с достаточно полной библиографией по геологии Южно-Антильского региона.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В качестве опорных материалов для количественных расчетов перемещения литосферных плит были использованы полосовые магнитные аномалии Южной Атлантики, моря Уэдделла и моря Скотия. Восстановление палеотектонической обстановки осуществлялось по литодинамическим комплексам, известным в геологических разрезах изучаемого региона.

Работы проводились по методике палеотектонических реконструкций, разработанной в Институте океанологии АН СССР [1]. Параметры перемещения литосферных плит Южной Америки и Африки вычислялись относительно Антарктиды. В качестве отправных были взяты параметры вращения плит на рубежи 160, 153, 115, 80, 39 млн. лет назад, рассчитанные И. Нортоном и Дж. Склэйтером [19] (табл. 1, 2). Первый рубеж отвечает существованию единого континента Гондваны, остальные соответственно времени становления магнитных аномалий,

Конечные перемещения Южно-Американской и Антарктической плит
(по И. Нортону и Дж. Склэйтеру [19])

Магнитная аномалия, время (в скобках— млн. лет)	Южная Америка относительно Антарктиды		
	φ	λ	ω
A16 (39)	—84,41	—154,44	—12,06
A22 (53)	—76,77	—174,38	—15,35
A28 (65)	—74,82	—148,24	—18,14
A34 (80)	—74,56	—112,09	—23,91
M1 (115)	—67,23	— 76,36	—46,95
Конечное совмещение (160)	—57,87	— 89,85	—45,87

Примечание. φ — широта, λ — долгота полюса вращения, ω — угол [поворота \leftarrow — по часовой стрелке.

Таблица 2

Дифференциальные движения между Южно-Американской и Антарктической плитами

Магнитная аномалия, время (в скобках — млн. лет)	Южная Америка относительно Антарктиды			Антарктида относительно Южной Америки		
	φ	λ	ω	φ	λ	φ
Конечное смещение M1 (160—115)	33,82	—95,63	—9,1	21,33	—145,95	9,1
M1 — A34 (115—80)	—59,35	—52,22	—24,34	—54,42	—69,23	24,34
A34—A28 (80—65)	—58,29	—55,7	—6,7	—53,58	—72,50	6,7
A28—A22 (65—53)	—50,88	—97,31	—3,39	—47,58	—110,88	3,39
A22—A16 (53—39)	—50,11	—178,44	—3,82	—50,68	—170,79	3,82
A16—A0	—84,41	—154,44	—12,06	—84,41	—154,44	12,06

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 1.

идентифицированных по палеомагнитной шкале, как M29, M1, A34, A16. Построения проводились в прямой азимутальной равнопромежуточной проекции Южного полушария. Использовались магнитные аномалии моря Скотия A8, A6, A5 для 28, 20 и 10 млн. лет назад. Вследствие сильного искажения, вызванного высокими широтами региона, расчеты параметров движения плит проводили на косо́й меркаторской проекции с полюсами 0° , 30° . В дальнейшем осуществлялось совмещение одновозрастных магнитных аномалий и реконструировались перемещения плит по трансформным разломам.

Анализ движения литосферных плит указывает на неравномерность и сложность этого процесса. 153 млн. лет назад начался раскол Гондваны, что зафиксировано в магнитных аномалиях моря Уэдделла (M29). Западная Гондвана, включавшая Южную Америку и Африку, отодвигалась от восточной Гондваны, состоявшей из Антарктиды и Австралии. 127 млн. лет назад произошел раскол Африки и Южной Америки с образованием Южной Атлантики (рис. 1).

На протяжении всего мезо-кайнозоя Африканская плита двигалась на север — северо-восток относительно Антарктиды с переменной скоростью спрединга, в среднем 2,3 см/год.

Движение Южно-Американской плиты относительно Антарктиды было более сложным. На рубеже 153—127 млн. лет назад Южная Америка совместно с Африкой отодвигалась от Антарктиды на северо-восток со скоростью 2 см/год. Начиная со 127 млн. лет назад Южная Америка отделилась от Африки. На отрезке времени 115—65 млн. лет назад, т. е. практически в течение всего мела, происходило перемещение Южной Америки относительно Антарктиды в меридиональном направлении со скоростью около 2 см/год. С палеоцена по настоящее время наблюдается левостороннее смещение Южной Америки на запад относительно Антарктиды. За последние 39 млн. лет Южная Америка пе-

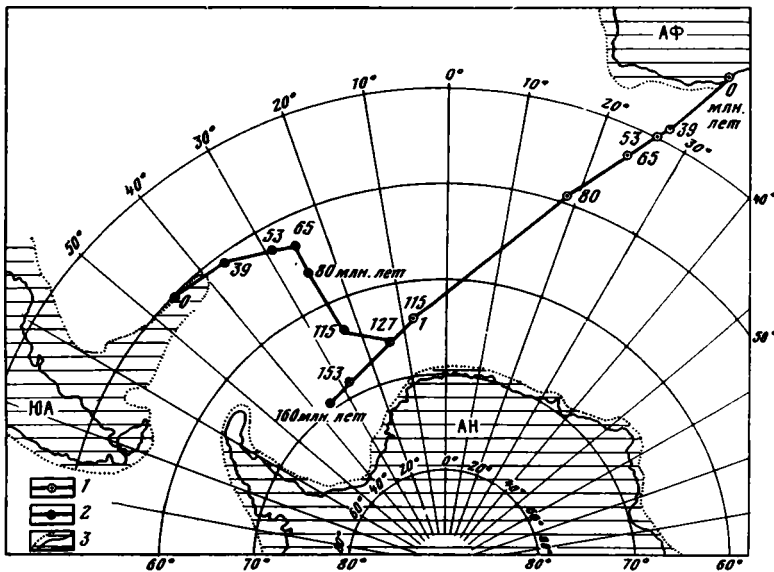


Рис. 1. Направление и величины относительного перемещения литосферных плит Южной Америки (ЮА), Африки (АФ) относительно Антарктиды (АН). Показаны перемещения одной точки на рубеже 160, 153, 127, 115, 80, 65, 53, 39 и 0 млн. лет. Исходные параметры для определения координат опорной точки взяты из табл. 1 (полярная проекция)

1 — положение опорной точки Африканской плиты, 2 — то же Южно-Американской плиты, 3 — современные контуры континентальной коры

ремещалась на запад относительно Антарктиды со скоростью 2,3 см/год. Она прошла путь около 900 км. Результатом этого движения явилось раскрытие пролива Дрейка.

Поздняя юра (153 млн. лет назад) (M29). При глобальной увязке движения литосферных плит на позднеюрский рубеж (160 млн. лет назад) мы получаем удовлетворительное совмещение континентальных блоков юго-западной части Гондваны.

Между фолклендским плато, Антарктидой и Африкой существовал узкий бассейн с корой океанского типа, документированный магнитными аномалиями моря Уэдделла (M29) с возрастом в 153 млн. лет (рис. 2, а). Это наиболее древняя часть зоны спрединга Южной Атлантики, протянувшаяся между Западной и Восточной Гондваной, в частности между Африкой и Антарктидой. Раскол континентов и существование зоны растяжения здесь подтверждаются мощными излияниями щелочных базальтов на юго-востоке Африки и в Антарктиде (на побережье моря Уэдделла [12]. На Фолклендском плато и юге Африканской плиты (подводное плато Агульянс) скважинами глубоководного бурения вскрыты сравнительно мелководные глинистые и песчано-глинистые осадки оксфорда, которые указывают на начавшееся опускание пассивной окраины. Очевидно, к этому же времени относится начало раскрытия глубоководного бассейна в тылу Патагонских Анд. Признаками существования этого бассейна являются офиолиты Патагонских Анд, серии Ларсен Харбор на островах Южной Георгии и Гибс Южно-Шетландского архипелага. Их абсолютный возраст оценивается минимум в 140 млн. лет [20, 21].

Если Фолклендское плато при реконструкции оставить в том же положении по отношению к Южной Америке, в каком оно находится сейчас, то восточная окраина этого плато (Банка Мориса Юинга) перекроет полосу океанской коры, отмеченной аномалией M29. Однако проведенные сейсмические исследования [18] показали, что между Фолклендскими островами и Банкой Мориса Юинга находится поперечный прогиб меридионального простирания шириной около 350 км с утоненной до 12 км земной корой. Здесь непосредственно на базальтовом слое за-

легают 4—5-километровая толща осадочных пород со скоростями прохождения продольных волн от 1,8 до 5,4 км/с. Данные сейсмостратиграфии позволяют предположить, что прогиб образовался только в раннем мелу (до альба?) [18]. Таким образом, по-видимому, в позднеюрскую эпоху континентальный блок Банки Мориса Юинга был смещен на расстояние порядка 300 км и причленен к Фолклендским отровам. Так удается избежать вышеупомянутого перекрытия.

Основная проблема палеотектонической реконструкции для данного интервала времени, как указывалось выше, состоит в определении положения палеозойских и раннемезозойских блоков Антарктического полуострова и структурной позиции известково-щелочных позднеюрских серий региона. Мы приняли точку зрения И. Диела [2] и расположили вулканогенные толщи Патагонских Анд, о-ва Южная Георгия и Антарктического полуострова вдоль юго-западной окраины Гондваны. Здесь же, по-видимому, находились и более древние блоки. Их точную позицию установить не удалось, но палеомагнитные данные показывают [17], что в позднеюрскую эпоху Антарктический полуостров был смещен на юго-запад от Восточной Антарктиды. Ориентировка северной части полуострова была близкой к современной. Южная часть (Земля Пальмера) была повернута относительно Антарктического полуострова приблизительно на 90° против часовой стрелки. В данной работе мы не рассматриваем вопрос — было ли это перемещение блоков в зоне сочленения крупных плит автономным или же оно могло осуществляться совместно с перемещением Западной Антарктиды. Данные Д. Ватса и его соавторов [24] показывают, что Антарктический полуостров южнее Берега Орвилла уже с 100 млн. лет назад являлся частью Антарктической плиты, что накладывает определенные ограничения на возможность его перемещения.

В предлагаемом нами варианте реконструкции Антарктический полуостров и прилегающие к нему раннемезозойские и палеозойские метаморфические комплексы в поздней юре находились юго-западнее своего современного положения и располагались вдоль юго-западной окраины Гондваны, где развивалась островная дуга. В тылу островной дуги формировался задуговой бассейн. Со стороны Тихого океана шел подвиг и субдукция плиты Феникс в зоне Патагонского и Антарктического желобов. Л. Лауер предложил недавно [16] поместить Антарктический полуостров на продолжении Патагонских Анд, вдоль южного склона Фолклендского плато. Но в этом случае произошло бы перекрытие древних магнитных аномалий моря Уэдделла известково-щелочными сериями Антарктического полуострова и, кроме этого, направление трансформных разломов не соответствовало бы вектору общего смещения литосферных плит, рассчитанного нами.

Ранний мел (115 млн. лет назад). К этому времени активно начала развиваться зона спрединга Южной Атлантики (со 127 млн. лет назад). От точки тройного сочленения одна ветвь оси спрединга простиралась в меридиональном направлении, между Южной Америкой и Африкой, другая — в субширотном направлении между Африкой и Антарктидой. Эти зоны отражаются в полосовых магнитных аномалиях Южной Атлантики и подчеркнуты пелагическими, часто карбонатными глинистыми осадками, вскрытыми, скважинами глубоководного бурения (рис. 2, б).

Третья ветвь оси спрединга протягивалась в море Уэдделла. Мы предполагаем, что между Антарктидой и Южной Америкой границы была представлена трансформным разломом, смещавшим ось спрединга на юго-запад.

В тылу Патагонских Анд продолжал развиваться задуговой бассейн. Терригенные сильно дислоцированные породы серии Санденбургтен и серии Кемберленд Бэй на о-ве Южная Георгия, а также вулканомиктовые флишевые толщи серии Яхган в Патагонских Андах можно рассматривать как отложения континентального склона этого бассейна. Их возраст оценивается в 123—130 млн. лет [22].

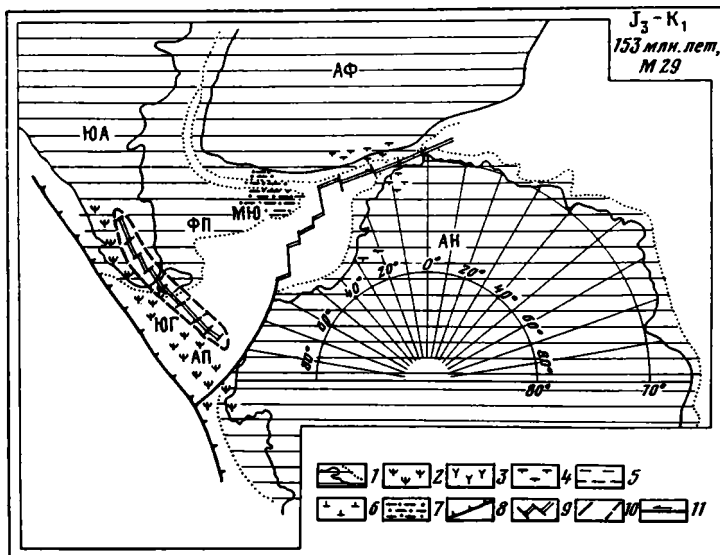


Рис. 2«а»

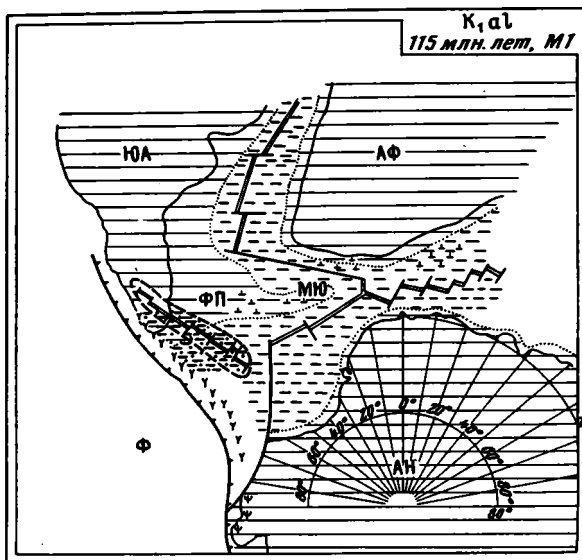


Рис. 2«б»

Вдоль юго-западной окраины Южной Америки и Западной Антарктиды развивалась энсиалическая островная дуга. Островодужные формации Южной Георгии (андезиты, андезитовые туфы, базальты и в верхней части дациты серии о-ва Анненкова) имеют безусловное сходство с известково-щелочными сериями Патагонских Анд (андезиты, туфы андезитового состава, дациты серии Харди и их комагматические комплексы), а также с вулканитами Антарктического полуострова. Субдукция шла со стороны Тихого океана (плита Феникс [4]). Подтверждением этого служит зональность в распределении метаморфических комплексов. Например, на Южных Оркнейских островах южную часть занимают метаморфические комплексы эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, северную — фация голубых сланцев, переходящая в зеленосланцевую фацию. При этом низкотемпературная ступень расположена со стороны Тихого океана, что позволяет связывать образования этих отложений с зоной субдукции на активной

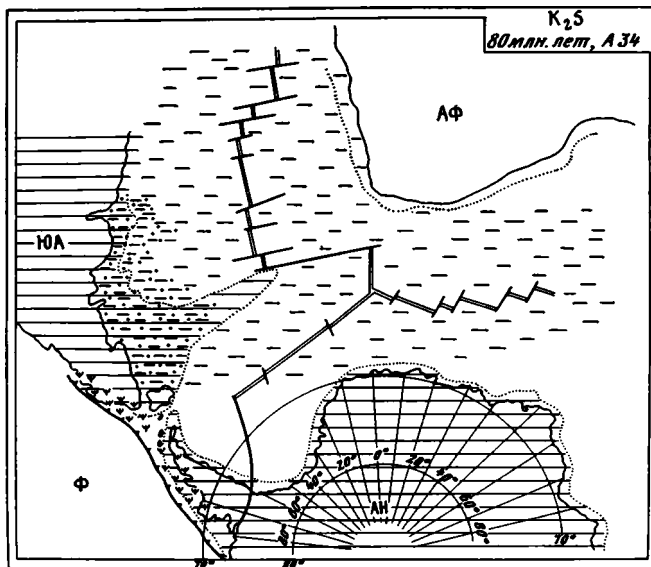


Рис. 2«в»

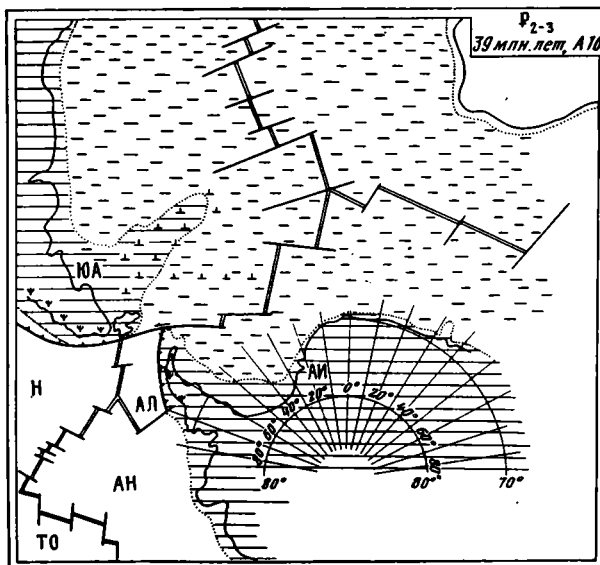


Рис. 2«г»

окраине континента. Подобная же зональность метаморфических комплексов подмечена и для Южных Шетландских островов и Антарктического полуострова [14].

Обращает на себя внимание тот факт, что по сравнению с предыдущим интервалом мы наблюдаем резкое и довольно значительное (650—700 км) перемещение в северо-восточном направлении Южной Америки относительно Антарктиды. По нашим данным, вместе с Южной Америкой перемещалась островная дуга Патагонии и Антарктического полуострова. Благодаря этому закрывалось зияющее океанское пространство между Антарктидой и Южной Америкой, которое, естественно, должно было возникнуть при таком смещении. Движение должно было осуществляться по трансформному разлому или системе разломов северо-восточного простирания. Один из таких разломов, вероятно, проходил в основании Антарктического полуострова в районе современного грабена Земли Пальмера [10]. Движение по этим разломам, с одной стороны, положило начало искривлению конвергентной грани-

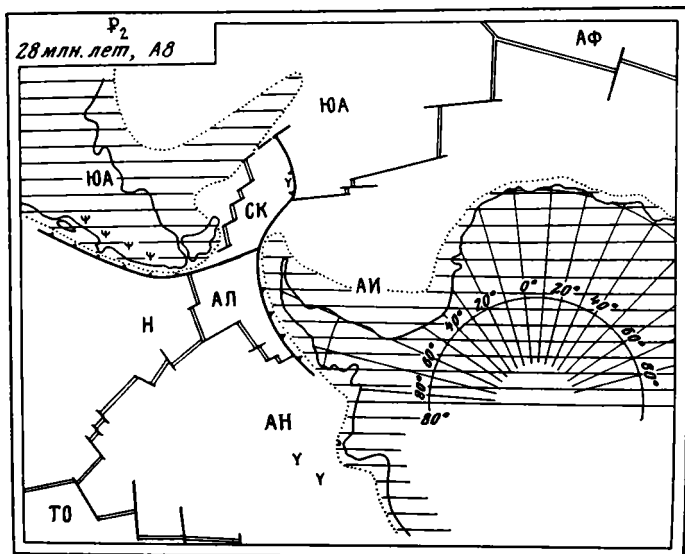


Рис. 2«д»

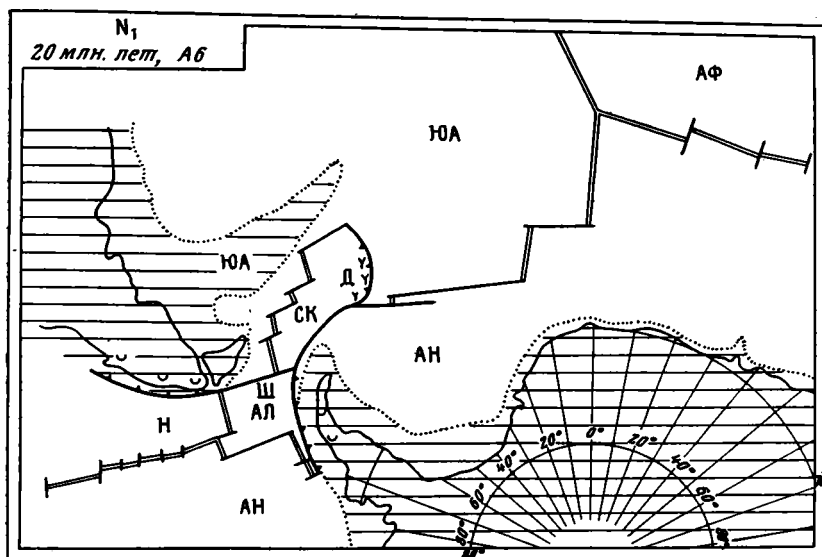


Рис. 2«е»

цы, с другой — способствовало закрытию Патагонского задугового бассейна (рис. 2, б). Движение Южно-Американской плиты на северо-восток должно было увеличить субдукцию плиты Феникс, с чем, очевидно, и было связано широкое распространение эффузивных островодужных комплексов Патагонии, о-ва Южная Георгия и Антарктического полуострова.

Поздний мел (80 млн. лет назад). В это время Африка уже была отделена от Антарктиды широким (до 1700 км) океанским пространством. Южная Америка продолжала, но с меньшей скоростью, удаляться от Антарктиды. Патагонский задуговой бассейн закрылся (рис. 2, в). Юго-западная окраина Южной Америки и Антарктический полуостров, занимавший положение, близкое к современному, продолжали развиваться как активные континентальные окраины. Но интенсивность магматизма уменьшилась, и в настоящее время там известны лишь плутонические комплексы этого возраста.

До конца мела (65 млн. лет назад) тенденция движения Южной

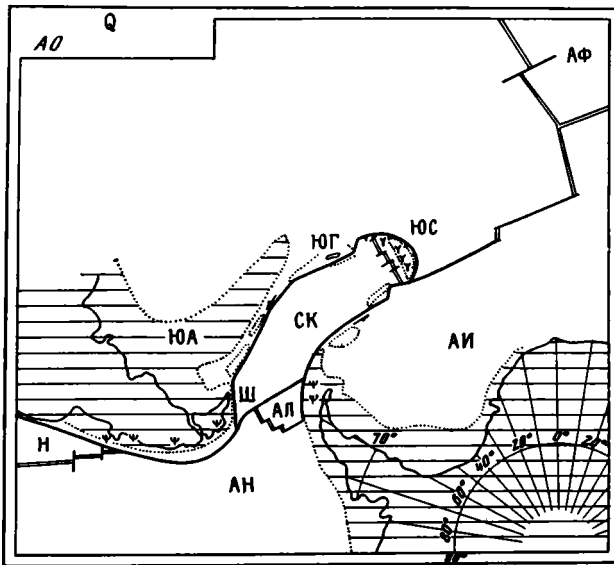


Рис. 2«ж»

Рис. 2, а—ж. Палеотектонические схемы Южно-Антийского региона на палинспастической основе с элементами литологии. Перемещение плит показано относительно Антарктиды

1 — контуры континентальной и субконтинентальной коры, 2 — вулканические серии активных континентальных окраин, 3 — островодужные серии, 4 — щелочные базальты, 5 — глубоководные глинистые формации, 6 — глубоководные карбонатно-глинистые формации, 7 — терригенные формации континентального склона, 8 — зона субдукции, 9 — зона спрединга, 10 — разломы достоверные и предполагаемые, 11 — сдвиги

Плиты и отдельные блоки: ЮА — Южная Америка, АФ — Африка, АН — Антарктида, Ф — Феникс, ФП — Фолклендское плато, МЮ — Банка Мориса Юинга, ЮГ — о-в Южная Георгия, АП — Антарктический полуостров, Н — Наска, АЛ — Алул, СК — Скотия, Д — дуга Дискавери, ЮС — Южно-Сандвичева дуга, Ш — подводный хребет Шеклтон, ТО — Тихоокеанская плита

Америки относительно Антарктиды оставалась прежней — на северо-восток. Начиная с палеоцена, преобладающей становится сдвиговая субширотная компонента перемещения. По нашим расчетам, в палеоцене — раннем эоцене, в интервале от 65 до 53 млн. лет назад, Южная Америка была сдвинута на запад на расстояние порядка 145 км относительно Антарктиды, от 53 до 39 млн. лет назад произошло дополнительное перемещение на 375—400 км. Таким образом, к началу олигоцена амплитуда смещения Южной Америки относительно Антарктиды на запад составила около 500—550 км (рис. 2, з). Это безусловно привело к утонению континентальной коры на перешейке Патагония — Антарктический полуостров и к раскрытию пролива Дрейка. П. Баркер и Дж. Баррел [6] писали о вероятности наличия узкого пролива между Антарктическим полуостровом и Южной Америкой в олигоцене и на более ранних этапах развития региона, что обеспечивало свободный обмен фауны Южного и Тихого океанов.

Раскол и движение крупных литосферных плит сопровождалось эффектом торошения, в результате чего многие блоки, в том числе палеозойские и раннемезозойские метаморфические комплексы Южных Оркнейских и Южных Шетландских островов, островодужные серии о-ва Южная Георгия и Банки Бердвуд, были оторваны от основных массивов, что облегчило их дальнейшее передвижение.

Значительные изменения к концу мела — началу палеогена произошли в юго-восточной части Тихого океана, непосредственно примыкающей к району исследования. Плита Феникс была полностью субдуцирована. Субширотная ось спрединга разделила плиту Фараллон на две плиты — Наска и Алул. Ось спрединга документирована линейными

магнитными аномалиями северо-восточного простирания (начиная с А28—63 млн. лет назад), которые сохранились на Антарктической плите в восточной части моря Беллинсгаузена. По-видимому, далее на восток ось спрединга протягивалась в Южную Атлантику.

Магнитные аномалии дают основание полагать, что омоложение океанской коры и миграция зоны спрединга проходили в северо-восточном направлении, параллельно простиранию современной береговой линии Антарктического полуострова.

Олигоцен (28 млн. лет назад). На недавно изданной Тектонической карте района дуги Скотия [23], а также в более ранних публикациях П. Баркера и др. [5, 6] сконцентрированы данные по полосовым магнитным аномалиям моря Скотия и прилегающей акватории. Эти данные наряду с другими геолого-геофизическими параметрами по суше позволяют восстановить историю развития региона на кайнозойском этапе.

По характеру магнитных аномалий, а также по морфологии рельефа дна можно выделить три крупных участка моря Скотия, расположенных восточнее разлома Шеклтон: Западный бассейн, Центральный бассейн и Восточный бассейн. Наиболее полная серия магнитных аномалий обнаружена в Западном бассейне. Они идентифицированы от А8 (28 млн. лет) до А5 [6]. На тектонической карте [23] южнее о-ва Стэйтен Айленд, в северо-западной зоне бассейна, показаны аномалии А9 и А10, что несколько смещает начало раскрытия до 29—30 млн. лет назад.

В центральной части Западного бассейна прослеживается палеоось спрединга. Симметричные аномалии А5, прослеживаемые по обе стороны от оси спрединга, показывают, что она активно развивалась до позднего миоцена (около 8 млн. лет назад). Трансформные разломы, разделяющие магнитные аномалии, имеют северо-западное простирание и параллельны разлому Шеклтон.

По мнению большинства исследователей, наиболее значительные события в Южно-Антверпском регионе происходили начиная с конца эоцена — начала олигоцена. Система магнитных аномалий Западного бассейна моря Скотия расположена между Южной Америкой и Антарктидой, и, можно было думать, отражает движение Южно-Американской плиты относительно Антарктической. Однако расчетное положение Южной Америки относительно Антарктиды на время 28 млн. лет назад, полученное путем замыкания движения через Африку (Южная Америка относительно Африки и Африка относительно Антарктиды), отличается на 200 км от положения Южной Америки по непосредственному совмещению магнитных аномалий А8. Это позволяет предполагать существование самостоятельной микроплиты Скотия, расположенной между Антарктидой и Южной Америкой. В этом случае система магнитных аномалий моря Скотия фиксирует зону спрединга между Южно-Американской плитой и плитой Скотия.

Путем совмещения разновозрастных аномалий, расположенных по разные стороны от ископаемой оси спрединга, мы рассчитали параметры движения плиты Скотия относительно Южной Америки (табл. 3).

Начиная с олигоцена, плита Скотия отходила на юго-восток от Южно-Американской плиты со скоростью от 4,5 (с 28 до 20 млн. лет) до 1,5—2,5 см/год (с 20 до 5 млн. лет). Западная граница плиты Скотия с плитой Алул проходила по трансформному разлому Шеклтон. На границе плиты Скотия и Антарктической плиты образовалась зона субдукции. Вероятное положение этой зоны — подводное поднятие Пирие, ограничивающее с востока Западный бассейн. Драгированием с соседних Банок Джейн и Дискавери были подняты андезиты и андезитобазальты [7]. Азимут движения плиты Скотия относительно Антарктиды, рассчитанный на время 28 млн. лет назад для двух произвольных точек с координатами 60° ю. ш., 40° з.д. и 60° ю. ш., 50° з. д., составляет соответственно ЮВ 110° и ЮВ 125° и указывает на косую субдукцию (рис. 2, д).

Конечные перемещения Южно-Американской плиты и плиты Скотия

Магнитная аномалия, время (в скобках — млн. лет)	Плита Скотия относительно Южной Америки		
	φ	λ	ω
0—A5(10)	29,35	—26,98	0,66
0—A6(20)	29,35	—26,98	2,88
0—A8(28)	29,35	—26,98	6,1

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 1.

Линейные магнитные аномалии моря Скотия показывают, что раздвиг Западного бассейна шел с 28 до 8 млн. лет (аномалии A8 и A4? менее A5). Полюс движения плиты Скотия относительно Антарктиды для времени от 28 до 8 млн. лет имеет координаты $\varphi=35,37^\circ$ ю. ш., $\lambda=29,44^\circ$ з. д., угол поворота $\omega=6,06^\circ$, т. е. скорость субдукции была равной 1,5 см/год, и было «поглощено» 200 км океанской коры.

Миоцен (20—10 млн. лет назад). В Центральном бассейне моря Скотия, который раньше рассматривался как наиболее древний блок земной коры, обнаружены магнитные аномалии A6 [15]. Северо-западнее Банки Дискавери они имеют субширотную ориентировку и отвечают образованию задугового бассейна, возникшего в тылу новой вулканической дуги Дискавери в восточной части Центрального бассейна моря Скотия. Островная дуга Дискавери в современной структуре представлена системой подводных блоков, разделенных между собой разломами. Драгирование, проведенное на Банках Дискавери и Джейн, показало, что они сложены андезитами и андезито-базальтами с абсолютным возрастом 20—12 млн. лет [15] (рис. 2, e).

В конце миоцена, 10—8 млн. лет назад, островная дуга Дискавери раскололась. Образовался задуговой Восточный бассейн моря Скотия, на восточной периферии которого сформировалась Южно-Сандвичева островная дуга.

Современная структура Южно-Антильского региона. Для современного этапа характерна значительная перестройка региона. Изменились северная и восточная границы плиты Скотия. Образовался Восточный бассейн, расположенный между Банкой Дискавери и дугой Южно-Сандвичевых островов. Глубины моря здесь составляют около 4000 м, мощность осадочного чехла небольшая. Базальты, поднятые драгированием в восточной его части, отвечают по химизму базальтам задугового моря [7]. В бассейне выявлена современная ось спрединга. Полосовые магнитные аномалии имеют субмеридиональное простирание. Возраст аномалии A4 указывает, что бассейн образовался 7—8 млн. лет назад. Восточнее современной оси спрединга выделяется микроплита, включающая Южно-Сандвичеву островную дугу и часть акватории Восточного бассейна. Плита движется на восток со скоростью 5,75 см/год.

Южно-Сандвичева дуга объединяет цепочку островов протяженностью около 600 км. В основании вскрытого разреза дуги залегают базальты, туфы андезито-базальтового состава, пепловые горизонты; базальты толенового типа, имеющие несколько повышенное содержание Fe и Ti. Обнаруженные в южной части дуги андезито-базальты и высокоглиноземистые кварцевые толенты рассматриваются как результат первичной дифференциации примитивных океанских толентов [3]. Соотношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ указывает также на примитивный характер коры, на которой образовалась дуга. Наиболее древние вулканы имеют возраст 4 млн. лет [13]. Южно-Сандвичевый желоб имеет дугообразную форму. Его самая глубокая впадина расположена в северо-восточной части и составляет 8240 м. В целом на всем протяжении желоба глубина оценивается в 7000 м, уменьшаясь до 4000 м на севере и на юге в

зонах широтных разломов, ограничивающих желоб. Вдоль островного склона желоба протягивается узкая полоса концентрации эпицентров землетрясений. Строение зоны Заварицкого — Беньофа пока не ясно. Есть данные, что самые глубокие гипоцентры землетрясений достигают 260 км и расположены у о-ва Завадовского, на севере дуги. Решение механизмов очагов землетрясений указывает на обстановку сжатия в этом районе [8, 11].

Западная граница плиты Скотия представляет собой цепочку подводных гор хребта Шеклтон с минимальной глубиной воды около 1300 м. Подводный хребет имеет типично океанскую кору, выходящую на поверхность на островах Диего Рамирес. Хребет представляет собой зону трансформного разлома, разделяющую плиту Скотия и плиту Алуку. Западнее хребта прослеживается зона современного спрединга. Разлом сейсмически активен, вдоль него концентрируются очаги мелкофокусных землетрясений. Решение механизмов очагов подтверждает сдвиговую природу смещения [11]. На северо-западе и юго-востоке хребет срезает структуры Патагонского и Антарктического желобов.

Южная и северная границы проводятся по системе трансформных разломов, проходящих по окраинам моря Скотия (рис. 2, ж). Движение по этим разломам происходит на фоне относительного левостороннего перемещения Антарктиды и Южной Америки.

Проведенные расчеты мгновенной кинематики движения литосферных плит показывают, что Южно-Американская плита движется относительно Антарктиды в субширотном направлении (ЮЗ 250°) со скоростью порядка 260 см/год. Вероятно, реализация этого движения в Южно-Антверпском регионе происходит в основном по южной границе плиты Скотия, где прослеживается система кулисообразных глубоководных впадин, возникших в результате сдвига. Механизмы очагов землетрясений подтверждают сдвиговую природу смещения [11]. Движения по северному разлому незначительны. Разлом малоактивный, редкие очаги землетрясений, расположенные на северном ограничении моря Скотия, не дают однозначного решения относительно характера смещения [23].

ВЫВОДЫ

В данной работе мы проанализировали историю геологического развития Южно-Антверпского региона, опираясь на новейшие данные по геологии и геофизике акватории и прилегающей суши. Логика наших рассуждений была следующей. Плита Скотия в ее современных границах относится к малым плитам. Она расположена среди крупных литосферных плит, поэтому ее образование и эволюцию необходимо рассматривать в тесной взаимосвязи с эволюцией литосферных плит юго-западной Гондваны и юго-восточной части Тихого океана. Формирование литодинамических комплексов и перемещения отдельных блоков региона начиная со среднего мезозоя в целом подчинены движению крупных литосферных плит. Нами выделяются следующие основные этапы развития Южно-Антверпского региона.

1. В среднем мезозое на месте моря Скотия существовала континентальная кора юго-западной части Гондваны. Начиная со 153 млн. лет произошел раскол Гондваны. Восточная Гондвана отодвинулась от Западной. Между Африкой, Фолклендским плато и Антарктидой образовался бассейн с корой океанского типа (аномалия M29). Условия растяжения и связанная с ними деструкция гондванских континентов документируются мощными излияниями щелочных базальтов на юге Африки и на побережье моря Уэдделла.

2. В позднеюрскую эпоху Антарктический полуостров не был связан с Антарктической плитой. Вулканогенные комплексы Антарктического полуострова, о-ва Южная Георгия и Патагонских Анд располагались вдоль юго-западной окраины Гондваны, где развивалась островная дуга. В тылу островной дуги формировался задуговой бассейн с корой океанского типа. Со стороны Тихого океана шел подвиг и

субдукция плиты Феникс в зоне Патагонского и Антарктического желобов.

3. В раннемеловую эпоху начала активно развиваться зона спрединга Южной Атлантики. Одна из ветвей спрединга продолжалась в море Уэдделла и затем резко смещалась на юго-запад по трансформному разлому, разделявшему Антарктиду и Южную Америку. Значительное перемещение Южной Америки по этому трансформному разлому относительно Антарктиды происходило совместно с островодужными комплексами Патагонии и Антарктического полуострова, которые закрывали океанское пространство между плитами, естественно возникшее при этом движении.

4. В позднем мелу Африка была отделена от Антарктиды широким океанским пространством. Патагонский задуговой бассейн закрылся. Юго-западная окраина Южной Америки и Антарктический полуостров, занявший положение, близкое к современному, продолжили развиваться как активные континентальные окраины. Южная Америка продолжала, но с меньшей скоростью, удаляться от Антарктиды.

5. Начиная с палеоцена Южная Америка перемещается относительно Антарктиды с преобладанием сдвиговой компоненты смещения. К началу олигоцена амплитуда горизонтального перемещения составила 500—550 км. Это привело к утонению континентальной коры и раскрытию пролива Дрейка. Раскол и сдвиговый характер перемещения крупных литосферных плит сопровождался эффектом торошения, в результате которого палеозойские и раннемезозойские метаморфические комплексы Южных Оркнейских и Южных Шетландских островов, островодужные серии Южной Георгии и Банки Бердвуд были оторваны от основных массивов плит, что облегчило их дальнейшее передвижение.

6. В олигоцене между Антарктидой и Южной Америкой образовалась микроплита Скотия. Западная граница плиты проходила по трансформному разлому Шеклтон. На границе плиты Скотия и Антарктиды образовалась зона субдукции. Вероятное положение этой зоны — подводное поднятие Пирие, ограничивающее с востока Западный бассейн. Плита Скотия отходила на юго-восток от Южной Америки со скоростью от 4,5 см/год с 28 по 20 млн. лет, до 1,5—2,0 см/год с 20 до 5 млн. лет.

7. В миоцене сформировался задуговой бассейн центральной части моря Скотия в тылу новой островной дуги Дискавери. Островная дуга Дискавери в современной структуре представлена подводными блоками, разделенными между собой разломами. В конце миоцена (10—8 млн. лет назад) островная дуга Дискавери раскололась. Образовался задуговой Восточный бассейн моря Скотия, на восточной границе которого сформировалась Южно-Сандвичева островная дуга.

8. Для современного этапа развития характерна значительная перестройка региона. Восточнее современной оси спрединга Восточного бассейна выделяется микроплита, включающая часть акватории Восточного бассейна и Южно-Сандвичеву островную дугу. Плита движется на восток со скоростью 5,75 см/год. Южная и северная границы плиты Скотия проводятся по системе трансформных разломов, трассируемой по окраинам моря Скотия. Западная граница плиты Скотия проходит по зоне трансформного разлома Шеклтон, западнее которого прослеживается современная ось спрединга. Южно-Американская плита движется относительно Антарктиды в субширотном направлении (ЮЗ 250°) со скоростью 2,60 см/год. Реализация этого движения в Южно-Антверпском регионе происходит в основном по южной границе плиты Скотия. Смещение вдоль северной границы плиты Скотия незначительное.

Литература

1. Зоненшайн Л. П., Кузмин М. И., Кононов М. И. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое//Геотектоника. 1987. № 3. С. 16—87.
2. Рябухин А. Г. Особенности современной структуры Южно-Антверпского региона (Южная Атлантика)//Бюл. МОИП. Сер. геол. 1986. № 5. С. 37—46.

3. Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Об аортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги)//Вестн. МГУ. 1974. № 4. С. 20—28.
4. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Т. 5. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
5. Barker P. F., Burrell J. The opening of Drake passage//Marine Geol. 1977. V. 25. P. 15—34.
6. Barker P. F., Barker P. L., King E. C. An early Miocene ridge near 36° W//Tectonophysics. 1984. V. 102. № 1—4. P. 315—332.
7. Barker P. F., Hill I. A. Back-arc extension in the Scotia Sea//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1981. A300. № 1454. P. 249—262.
8. Brett C. P. Seismicity of the South Sandwich Island region//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1977. V. 51. P. 463—464.
9. Dalziel W. D. The Scotia Arc: an International geological Laboratory//Episodis. 1984. V. 7. № 3. P. 8—9.
10. Davies T. G. The geology of part of northern Palmer Land//Brit. Antarct. Surv. Sci. Repts. 1984. № 103. 46 p.
11. Forsyth D. W. Fault plate solution and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea//J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 11. P. 1429—1443.
12. Jahn R. A. A preliminary interpretation of Weddell Sea Magnetic anomalies//Abstr. UKGA2., Geophys. Roy. Astron. Soc. 1978. V. 53. P. 164.
13. Journal Geological Society. 1982. V. 139. № 6. P. 667—923.
14. Herve F., Parquharson G. W. The Scotia metamorphic complex at Cape Bowles, Clarence Island, South Shetland Island, Western Antarctica//Brit. Antarct. Surv. Bull. 1984. № 62. P. 15—25.
15. Hill I. A., Barker P. F. Evicence for Miocene back-arc spreading in the central Scotia Sea//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. V. 63. № 2. P. 427—440.
16. Lawver L. A. Problems with reconstruction of Gondwana//US Antarctic J. 1984. V. 19. № 5. P. 1—2.
17. Longshaw S. K., Griffiths D. H. A palaeomagnetic study of Jurassic rocks from the Antarctic Peninsula and its implications//J. Geol. Soc. 1983. V. 140. № 6. P. 945—954.
18. Ludwig W. J. Geologic Framework of the Falkland Plateau//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. LXXI. Pt A. P. 281—293.
19. Norton I. O., Sclater J. G. A model for the evolution of the Indian and break up of Gondwanaland//J. Geophys. Res. 1979. № 12. Я. 6863.
20. Smellie J. L., Pankhurst R., Thomson M., Davies R. The geology of the South Shetland islands: VI stratigraphy, geochemistry and evolution//Brit. Antarctic Surv. Sci. Rep. 1984. № 87. 85 p.
21. Storey B. C. The geology of South Georgia: V. Drygalski Fjord complex//Brit. Antarct. Surv. Sci. Repts. 1983. № 107. 88 p.
22. Tanner P. W., Macdonald D. I. Models for the depositi and simple shear deformation of a turbidite sequence in the South Georgia portion of the southern Andes back-arc basin//J. Geol. Soc. 1982. V. 139. P. 739—754.
23. Tectonic map of the Scotia arc, 1:3 000 000, BAS (MISC) 3. Cambridge: British Antarctic Survey, 1985.
24. Watts D. R., Watts G. C., Bramall A. M. Cretaceous and Eraly Tertiary paleomagnetics results from the Antarctic Peninsula//Tectonics. 1984. V. 3. № 3. P. 333—346.

Геологический факультет МГУ;
Институт океанологии АН СССР

Поступила в редакцию
3.III 1986

**РЕКОМЕНДАЦИИ
ПО ПРОВЕДЕНИЮ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В СВЯЗИ СО СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫМ
ГЕОЛОГИЧЕСКИМ КАРТИРОВАНИЕМ, РАЗРАБОТАННЫЕ
КОМИССИЕЙ, СОЗДАННОЙ XXI ВСЕСОЮЗНЫМ
ТЕКТОНИЧЕСКИМ СОВЕЩАНИЕМ
(ФЕВРАЛЬ, 1988 г.)**

XXI Всесоюзное тектоническое совещание отметило важность и своевременность организации Междуведомственным тектоническим комитетом обмена мнениями по проблемам регионально-тектонических исследований и принципам и методике составления тектонических карт в связи с проходящим в стране Государственным геологическим картированием масштаба 1 : 50 000 и проведением других средне- и крупномасштабных съемочных работ.

Особенно важны научные и методические разработки, касающиеся тектоники складчатых поясов, поскольку их происхождение и строение оказались существенно иными, чем считалось прежде. Тектонические исследования платформенных областей не менее актуальны, в особенности в связи с прогнозом поисков полезных ископаемых. Нарастает необходимость в тектоническом изучении и картировании морского дна. Обсуждение соответствующих проблем участниками совещания позволило выработать следующие рекомендации для проведения тектонических исследований в целях совершенствования средне- и крупномасштабного геокартирования.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ

Важнейшая задача тектонических исследований в пределах складчатых поясов — расшифровка их структуры, выявление естественной тектонической зональности, установление геодинамической природы геологических комплексов, создание общей модели строения, развития и происхождения складчатых поясов в целом или их сегментов.

В настоящее время выяснено покровно-складчатое строение практически всех линейных поясов. Крупные тектонические покровы установлены в мозаичных областях, таких, как Центральный Казахстан, Алтай, Саяны и др.

Характерной особенностью складчатых поясов является их тектоническая расслоенность, т. е. расчлененность на обособленные, смещенные один относительно другого тектонические покровы и пластины. В процессе перемещения или в результате последующего смятия шарьированные покровы и пластины более или менее сложно деформируются, образуя анти- и синформы. Выявление и картирование таких структур составляет важнейшую задачу полевых исследований.

Особенно важным обстоятельством является то, что в складчатых поясах оказываются тектонически совмещенными блоки или вещественно-структурные комплексы, ранее разобренные значительными пространствами. Выявление и картирование швов, возникших при их столкновении, обязательная задача тектонических исследований. Обычно подобного рода швы маркируются поясами зонального метаморфизма, выходами офиолитов, зонами распространения хаотических комплексов, мощными разломами, разграничивающими участки с резко различными разрезами.

Внутреннее строение зон (сутур) характеризуется повышенной сложностью, структурной изменчивостью вдоль простирания и, как правило, многократностью деформаций. Картирование сутур должно сопровождаться специальным макро- и микроструктурным анализом деформаций. Крупномасштабное геологическое картирование ряда шовных зон, проведенное без специальных исследований, не смогло в ряде случаев расшифровать их строение, картина оказывалась упрощенной либо неверной.

Признание факта покровно-складчатого строения большинства горных областей территории СССР требует дальнейшего совершенствования методических руководств и инструкций по геологическому картированию, в том числе крупномасштабному. При доработке этих документов следует обратить особое внимание на необходимость тщательного картирования образований, возникших в самых разнообразных геодинамических обстановках: поясов известково-щелочного вулканизма, меланжей, олистостромовых или вообще микститовых комплексов, офиолитов, образований континентального рифтогенеза.

Изучение офиолитов показало, что они практически повсеместно находятся в аллахтонном залегании, образуя тектонические покровы. Породы офиолитовых серий идентичны породам, слагающим дно океанов и окраинных морей, и представляют собой реликты коры океанического типа. При картировании пород офиолитовых комплексов для восстановления истории развития регионов, помимо выделения и прослеживания ультрабазитов и габброидов необходимо изучать их контакты с вмещающими породами, полосчатость во всех сериях и ориентировку деформационных структур, положение в разрезе офиолитовых брекчий, типы и возраст дайковых образований. В сериях параллельных даек необходимо в каждом случае оценивать кинематику и направление спрединга, используя метод полярности эндоконтактов. С помощью палеомагнитного метода важно провести исследование их первичного положения. Петроструктурное картирование гипербазитовых массивов позволяет восстанавливать их кинематическую и динамическую историю и выявлять условия локализации связанных с ними месторождений.

Изучение верхних частей офиолитовой ассоциации должно сопровождаться петрохимическими исследованиями вулканических пород, их палеовулканических особенностей и времени образования. Среди осадочных пород, ассоциирующих с вулканитами, следует обращать особое внимание на присутствие железомарганцевых осадков, гиалокластитов, тефротурбидитов и других пород как показателей геодинамических условий формирования верхних частей офиолитовой ассоциации.

Важное значение при исследовании как нижней, так и верхней частей офиолитовой ассоциации имеет комплекс геохимических методов. Поэтому для проведения качественной геологической съемки масштаба 1:50 000 необходимо резко усилить геохимические исследования, а также интенсивно развивать изучение микрофауны в кремнистых породах (радиолярий, конодонтов), позволяющих датировать возраст становления вулканогенных и кремнистых серий.

При изучении поясов известково-щелочного вулканизма (островодужных или отвечающих былым активным окраинам континентов) следует уделять внимание их латеральной петрохимической зональности и соотношениям с осадочными комплексами, формировавшимися в условиях преддуговых и задуговых бассейнов. Важно выявлять характер, количество и последовательность деформаций в вулканических и связанных с ними осадочных толщах. Особенно важно картировать вулканотектонические структуры, разломы, контролирующие размещение вулканических аппаратов, и т. д.

Важным элементом структуры покровно-складчатых областей являются тектонические меланжи, которые, маркируя зоны интенсивных тектонических деформаций, по составу цемента и обломочной части разделяются на серпентинитовые, эвапоритовые, терригенные, моно- и

полимиктовые. Их выделение и картирование должно быть обязательным при проведении крупномасштабного геологического картирования.

До последнего времени на государственных геологических картах слабо отображаются олистостромовые образования. Олистостромы представляют собой осадочные толщи, состоящие из тонкой (пелитовой или псаммитовой) основной массы, в которую погружены разнообразные по размерам глыбы (олистоциты) и пластины (олистоплаки) горных пород. Существующие морфологические и генетические классификации олистостромов показывают, что часть из них формировалась вдоль подножия континентальных склонов в результате гравитационного оползания блоков в бассейн седиментации. Картирование гравитационных олистостромов позволяет восстановить палеогеографию и геодинамику бассейна седиментации. Мощные и протяженные олистостромовые толщи иного строения формируются перед фронтом крупных тектонических покровов. Изучая строение и возраст таких олистостромов, можно восстановить последовательность перемещения аллохтонных пластин, время становления покровных пакетов, а также разрез денудированного аллохтона или его корневой области.

Хаотические комплексы, меланжи, олистостромы яркий показатель столкновения блоков земной коры. Важным является отображение на картах и других показателей коллизионных обстановок: анатектических гранитоидов, моласс, зон интенсивного скучивания масс горных пород.

В строении покровно-складчатых сооружений широко участвуют комплексы бывших пассивных окраин континентов. Ныне это интенсивно дислоцированные осадочные толщи шельфов, континентальных склонов и подножий. На картах должны выделяться структурные особенности, подчеркивающие историю их формирования. Это такие свидетели растяжения, как сбросы и полосы распространения щелочных базальтоидов; кроме того, следует показывать рифтовые барьеры, проксимальные и дистальные турбидиты, обвальные отложения склонов и т. д.

Большие сложности и неоднозначность решений возникают при глубинном тектоническом изучении внутренних зон краевых прогибов и их сочленения со складчато-надвиговыми областями. Широкое распространение слепых надвигов; надвиги как причина возникновения складок; резкая дисгармония структур; наличие бескорневых складок, — все это заставляет подходить к расшифровке подобных структур не с традиционных позиций, и мощным методом в этом деле является МОВ ОГТ, а также математическое моделирование надвиговых и складчатых структур.

Опыт структурных исследований в СССР и за рубежом показывает, что крупномасштабные геологические съемки в складчатых поясах должны сопровождаться специальными структурными наблюдениями с использованием специальных методик. В этом отношении большую роль приобретают такие новые методики структурного анализа, как тектонофацальный анализ, стрейн-анализ, парагенетический, параметрических коэффициентов и др. Работа без этих методик приводит к упрощенному пониманию структуры складчато-покровных сооружений и в конечном счете к тому, что крупномасштабная геологическая съемка лишь детализирует ранее составленные среднемасштабные карты, а не дает принципиально новых результатов. Необходимо наладить в вузах обучение специалистов-съемщиков этим методам.

Вместе с тем следует указать, что перечисленные методы трудоемки, и поэтому в соответствующих нормативных положениях необходимо увеличить время для производства специальных структурных исследований при производстве геолого-съемочных работ. То же относится и к нормам времени для съемки особо сложных структурных зон и узлов: сутур, зон смятия, швов, тройных сочленений и т. д. Целесообразно проведение опережающих съемку тематических исследований силами специалистов научных учреждений с включением сотрудников производственных объединений, которым предстоит проведение съемочных работ.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И КАРТИРОВАНИЕ НА ПЛАТФОРМАХ

Одной из сложных задач является отображение на крупномасштабных картах деталей строения фундамента древних платформ, образованного глубокометаморфизованными комплексами. Обычными методами, основанными на расчленении объектов по возрастному признаку, выполнять эту задачу в большинстве случаев невозможно. Строение метаморфических комплексов определяется не поверхностными, а внутрикорвыми процессами. В этих условиях к средне- и крупномасштабному картированию применимы методы структурной геологии, которые дают данные о важной роли твердопластичного течения в нижних горизонтах коры. Особую проблему представляет изучение гранито-гнейсовых куполов.

Значительную роль при картировании метаморфических комплексов играет радиологическое датирование пород и процессов. Однако эти методы развиты у нас в стране еще очень слабо. Кроме того, для восстановления первичного состава пород большое значение имеют спектры распределения РЗЭ. Для картирования метаморфических комплексов нужна специальная методика и специальная легенда, разработанная на основе выделения структурно-вещественных ассоциаций.

Ведущим принципом тектонического синтеза структур чехла платформ является показ их современного строения стратоизогипсами маркирующих поверхностей. Структурная эволюция может быть отражена изопакитами доминирующих по мощности или залегающих на избранной поверхности тектоно-формационных подразделений чехла. Формационные (литодинамические) подразделения, изображаемые соответствующими знаками, являются индикаторами вероятных геодинамических обстановок их образования. Последние должны дополняться кинематической характеристикой разновозрастных разломов и геофизическими параметрами.

При средне- и крупномасштабном тектоническом картировании платформенных областей необходимо особое внимание привлечь к широкому использованию сейсмостратиграфического (точнее, сейсмогеологического) метода для получения с помощью сейсморазведки МОВ ОГТ наиболее полного фактического материала о строении, мощностях, условиях залегания структурных подразделений чехла, их взаимоотношениях и т. д.

На тектонических картах платформенных областей желателен показ индикаторов геодинамических обстановок, для чего важно отображение разнообразных литодинамических комплексов, формирующихся в разных условиях. Не менее важно для восстановления геодинамических условий деталей изучение разломов (сбросов как показателей растяжения, взбросов и надвигов как структур сжатия) и в целом разломной сети, рифтовых и палеорифтовых зон, особых протяженных линейных структур — тектонических шрамов напряжений, выявление рифтовых зон как показателей бортовых участков возможных некомпенсированных прогибов и т. д. Карты должны содержать информацию по связанному с рифтогенезом щелочному или бимодальному вулканизму и другим проявлениям внутриплитного магматизма (щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа, кимберлиты и т. п.) и разломам, которые контролируют их пространственное размещение. Необходимо тщательный анализ взаимосвязи структур не только фундамента и чехла, но и неоднородностей литосферы и даже астеносферы, при этом основную роль в получении этих данных имеют различные геофизические методы, которые необходимо широко привлекать при составлении средне- и крупномасштабных тектонических карт платформенных областей. Не меньшее значение имеет показ различных данных, полученных с помощью дистанционных методов (особенно космических снимков), различных линеаментов, кольцевых и концентрических структур и т. п. В дальнейшем при составлении тектонических карт необходимо шире разрабатывать не только качественные, но и многие количественные показатели.

Картирование дна проводится на отдельных полигонах обычно в масштабах от 1:100 000 до 1:12 500 с применением подводных, в том числе обитаемых, аппаратов и геофизическими методами. Такие работы позволяют наметить на дне главные тектонические структуры: рифтовые долины, разломы, осадочные бассейны, выявить магнитные аномалии, оконтурить вулканические постройки, закартировать зияющие трещины-гьяры, молодые центры вулканической и гидротермальной деятельности. Подводное картирование имеет большое практическое значение для обнаружения рудных и горючих полезных ископаемых и, учитывая все возрастающие темпы морских исследований, уже сейчас следует разрабатывать методы изучения подводных структур.

О ПОДГОТОВКЕ КАДРОВ

Решение перечисленных задач требует подготовки высококвалифицированных специалистов, владеющих современными методами тектонических исследований. Следует констатировать, что таких специалистов в настоящее время практически ни один вуз не готовит. Лишь на геологическом факультете МГУ читаются спецкурсы по специальной структурной геологии и проводятся практические занятия. Учебный курс «Структурной геологии и геологического картирования», существующий в учебных планах для младших курсов, является элементарным курсом и в нем присутствуют лишь самые общие начала структурной геологии.

Комиссия считает необходимым организовать подготовку таких специалистов в ведущих университетах и вузах страны, которую следует начинать с 3-го курса и продолжать в 11-м и 12-м семестрах (6-й год обучения). Геологическому факультету МГУ следует поручить разработку учебных программ по различным курсам, которые включали бы в себя новые методики тектонических и, в частности, структурных исследований. Желательна организация краткосрочных (двухнедельных) семинаров-школ, возможно, на базе геологического факультета МГУ в каникулярное зимнее время, руководить которыми будут ведущие ученые и специалисты АН СССР, Мингео СССР, МГУ и других ведомств и организаций.

СОСТАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ СРЕДНЕГО И КРУПНОГО МАСШТАБА

Основой для составления тектонических карт являются прежде всего геологические карты, а также геофизические, космогеологические и другие материалы. При этом на первый план выступает вопрос о повышении качества стратиграфического обеспечения геологических съемок. Назрела задача создания специальных укрупненных региональных стратиграфических центров, укомплектованных квалифицированными кадрами палеонтологов-стратиграфов.

Другим важным направлением исследований, необходимых для составления тектонических карт, является палеомагнитный анализ. Палеомагнитный метод для задач геологического картирования применяется в двух направлениях: магнитостратиграфическом и магнитотектоническом. Палеомагнитные исследования позволяют вести магнитотектоническое картирование района и определять в ряде случаев геодинамические условия тех или иных зон. Они позволяют определять перемещения блоков коры по земной сфере, величины которого могут составлять тысячи километров. Однако возможности метода ограничены, поскольку он достаточно трудоемок и требует работы на высоком профессиональном уровне. Для проведения палеомагнитных исследований при крупномасштабных съемочных работах требуется создание хорошо оснащенных лабораторий, укомплектованных специалистами палеомагнитоло-

гами и геологами. Следует особенно подчеркнуть, что палеомагнитные исследования в тектонических целях оправдывают себя лишь в случае достоверно известного возраста исследуемых пород.

На тектонических картах среднего масштаба: 1 : 500 000, 1 : 200 000—рекомендуется показывать вещественно-структурные комплексы, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Наиболее крупными подразделениями являются комплексы, сформировавшиеся в обстановках океанических бассейнов, пассивных и активных окраин континентов (шельфы, островные дуги, желоба, задуговые бассейны и т. д.) и внутренних частей континентов во всем их разнообразии. На картах данного масштаба целесообразно выделять конкретные тектонические или палеотектонические элементы с соответствующими географическими названиями (например, пассивная окраина Евразийского континента, океан Палеотетис, Магнитогорская островная дуга, Вильямский авлакоген и т. д.).

Тектонические карты масштаба крупнее 1 : 500 000 составляются редко. Увеличение масштаба карты и соответствующее уменьшение изображенной на ней территории требует изменений изобразительных способов тектонических особенностей того или иного участка земной коры. Прежде всего это касается цвета, который в этом случае используется не для показа геодинамических обстановок или областей определенного возраста деформаций или времени формирования континентальной коры, а для изображения конкретных структурных подразделений: структурно-фациальных зон, блоков, главных покровных единиц (оттенки цвета могут быть использованы для отдельных пластин). Такое использование цвета позволяет придать средне- и крупномасштабным картам необходимую выразительность.

Историко-тектонические подразделения при таком подходе могут найти преимущественное отражение в легенде карт. При необходимости легенда может быть дополнена историко-тектонической схемой.

На цветные поля отдельных структурных подразделений черными или цветными значками наносятся осадочные, магматические и метаморфические формации. Специальные структурные знаки должны использоваться для показа таких элементов, как оси складок, включая антиформы и синформы; разрывы разного возраста, типа и масштаба, включая особенности их морфологии, кинематики и величины смещения; различного типа геологические границы, элементы залегания слоистости или сланцеватости, палеомагнитные векторы со значениями палеоширот и т. д. Специальными знаками должны также быть изображены меланжи и олистостромы. Полезным элементом карты являются буквенные названия или числовые символы основных структурно-формационных или структурных зон, разломов, покровов, складок. В зависимости от специфики изображаемого на карте района, например, нефтеносного или рудного, могут быть особо выделены важные с точки зрения локализации месторождений структуры, например структурные ловушки, зоны смятия, тектонически экранирующие рудные залежи, покровы и т. д.

Тектонические карты должны сопровождаться палинспастическими реконструкциями. На крупномасштабных реконструкциях главное внимание следует уделять развертке складчатой структуры и восстановлению первоначального положения толщ, вовлеченных в покровообразование. На мелкомасштабных реконструкциях следует восстанавливать границы плит, ограничения континентов и океанов, вулканические пояса и дуги, швы столкновений, рифтовые зоны и т. д. Даже для платформенных областей палинспастические реконструкции могут показывать, как перемещались по земной сфере континенты и в каких климатических зонах находился изучаемый район в разное время.

Большое значение тектонических карт как основы для металлогенического анализа и прогнозирования поисков полезных ископаемых общепризнано. Вместе с тем ясно, что тектонические идеи, отраженные на картах, могут по-разному влиять на решение тех или иных практи-

ческих вопросов. Представляется, что весьма прогрессивным научным мировоззрением в области тектоники является мобилистское, и на такой основе следует в основном решать прогнозные задачи. Дальнейшее совершенствование тектонического картирования среднего и крупного масштабов на этой основе с использованием материалов тщательно выполненных геологических съемок и геофизических данных является залогом успешного проведения металлогенических и прогнозных работ, направленных на открытие новых месторождений минерального сырья.

Комиссия считает своевременной постановку вопроса перед Мингео СССР об организации в содружестве с АН СССР специальной программы Глубинного прогнозного геодинамического картирования (ГПГК) с целью разработки методик и принципов геодинамического изучения складчатых районов, а также выработки способов изображения картируемых геодинамических объектов на разномасштабных картах. Имеющийся уже опыт работы на территориях геодинамических полигонов показал, что на основе точного геологического картирования и выделения комплексов-показателей геодинамических режимов могут быть составлены качественно новые тектонические и геодинамические карты. На них отображаются такие индикаторы геодинамических обстановок, как офиолитовая ассоциация и отдельные ее элементы, меланжи, олистостромы, разноглубинные гранитоиды, пояса известково-щелочного вулканизма, пояса метаморфизма, молассы, шельфовые мелководные карбонатные и абиссальные кремнистые глубоководные осадки, осадки континентальных подножий, зон апвеллинга и т. д. Анализ таких карт позволяет расшифровать условия формирования земной коры на разных стадиях и в конечном итоге направлять поисковые работы в соответствии с требованиями современной геологии.

Комиссия считает, что к числу безотлагательных мероприятий, направленных на ускорение решения региональных задач, стоящих перед геологической практикой (программа «Госгеолкарта-50», прогнозы поисков месторождений полезных ископаемых), относится подготовка и публикация научно-методических пособий, основанных на новых фундаментальных разработках и прогрессивных идеях в области строения, образования и развития тектонических структур континентов, океанов и переходных зон, а также земной коры в целом.

*Ю. М. Пуцаровский, В. Е. Хаин, Н. В. Межеловский,
Л. М. Натапов, Р. Г. Гарецкий, А. А. Белов, И. И. Поспелов,
А. Д. Казимиров, М. С. Марков, Н. В. Короновский*

ХРОНИКА

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СВЯЗИ
СО СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫМ ГЕОКАРТИРОВАНИЕМ

1—3 февраля 1988 г. в Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова состоялось XXI Всесоюзное тектоническое совещание «Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием», организованное Междуведомственным тектоническим комитетом совместно с Отделением геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР и геологическим факультетом МГУ. На совещании присутствовало более 700 геологов и геофизиков из различных научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений и геологических производственных объединений Советского Союза. Было заслушано 26 докладов, 19 докладов демонстрировалось на стендах. В прениях по докладам выступило 39 человек.

Председатель Междуведомственного тектонического комитета Ю. М. Пушаровский в своем вступительном слове, излагая основные задачи и цели совещания, отметил, что создание тектонических карт и разработка методики их составления должны базироваться на новейших фундаментальных исследованиях структур континентов и океанов. Было обращено внимание участников совещания на то, что в свете проводимой в стране комплексной геологической съемки по программе «Госгеолкарта-50» огромное значение приобретает учение об исключительной роли горизонтальных движений в формировании структур земной коры, о сложном покровно-складчатом строении многих подвижных поясов.

В докладах были рассмотрены важнейшие принципы составления структурных, тектонических, структурно-формационных карт платформенных и складчатых областей. Ряд докладов касался методов исследования тектонических структур при геологическом картировании, роли структурного и палеотектонического анализа при прогнозировании поисков полезных ископаемых. В некоторых пленарных и большей части стендовых докладов демонстрировались средне- и крупномасштабные тектонические карты отдельных регионов СССР.

Р. Г. Гарецкий в докладе «Средне- и крупномасштабные тектонические карты платформенных областей: методика и принципы составления» отметил, что для платформ желательнее составление двух тектонических карт: фундамента и чехла, причем для фундамента могут быть использованы принципы составления карт складчатых областей. Для показа структуры чехла по-прежнему используются стратонизогипсы и изопахиты, а выделение на картах формационных (литодинамических) комплексов позволяет судить о геодинамике развития осадочного чехла в отдельные промежутки времени. В связи с этим целесообразно создание целой серии поэтажных карт, в основу которых должно быть положено отображение пространственного размещения структурно-вещественных признаков минеральных масс. С. В. Руженцев в своем докладе рассмотрел различные типы покровно-складчатых структур, основными из которых являются нарушения продольного изгиба и течения. Он отметил, что не существует специальной методики картирования тектонических покровов, их полевое изучение включает установление факта совмещения ранее разобщенных пород, исследование тектонического контакта и прослеживание его на площади. Большое значение при съемке придается стратиграфическому обоснованию возраста толщ, изучению различного рода микститов. А. Л. Кинипер остановился на общей характеристике офиолитовых комплексов, их положении и деформациях в покровно-складчатых структурах, отметив, что расчлененный офиолитовый комплекс всегда имеет тектонический контакт. Он указал, что на тектонической карте необходимо отражать, какой геодинамической обстановке принадлежит офиолитовый комплекс и в каких условиях проходила его тектоническая переработка. Оценке древних глубинных условий формирования магматических комплексов, имеющей важное значение при составлении тектонических карт, был посвящен доклад Г. С. Закаридзе, Н. В. Короновского, М. И. Кузьмина, М. Г. Ломизе, М. Б. Лордкипандзе. На примере Закавказья они показали, что анализ древних вулканитов с учетом их пространственного взаимоотношения со смежными формациями может служить достаточным основанием для детальных палеогеодинамических реконструкций. Л. П. Зоненшайн и Л. М. Натапов рассмотрели вопросы использования приемов и методов тектоники плит при крупномасштабном геокартировании, отметив, насколько важно знать особенности перемещения континентов в течение геологической истории, которое отражается в литологических особенностях осадков. Авторы указали, что восстановление процесса взаимодействия литосферных плит позволяет изучать покровно-складчатые структуры.

Часть докладов была посвящена специальным методам изучения земной коры при геологическом картировании. Ю. В. Зайченко, Ю. К. Шукин и Б. Г. Рыбаков отметили, что сейсморазведка дает качественную характеристику горных пород, а гравитационно-магнитосъемка — преимущественно объемную, поэтому комплексное применение геофизических методов с анализом данных на ЭВМ может быть использовано для разработки среднemasштабной глубинной тектонической модели картируемой площади. Использо-

ванию комплексных геофизических работ на Украине при тектоническом картировании и прогнозировании полезных ископаемых в свете глубинного строения был посвящен доклад А. В. Чекунова, Л. С. Галецкого и В. Б. Соллогуба. Проблемы применения палеомагнитного метода при средне- и крупномасштабном геокартировании были освещены в докладе М. Л. Баженова и Д. М. Печерского, а тектонофациального анализа — в докладе Е. И. Паталахи. Палеомагнитные исследования должны идти по двум направлениям: магнитостратиграфическому — корреляции геологических событий, и магнитотектоническому — определению деформаций, перемещений блоков, установлению палеоширот. Построение тектонофациальных карт позволяет отразить практически все типы деформаций и дать им количественную оценку.

Отдельные доклады затрагивали вопросы изучения и отражения на геологических картах сложных в структурном отношении районов. Б. А. Натальин и Л. М. Парфенов на примере некоторых шовных зон мезозойского востока СССР (Южно-Анжуйской, Монго-Охотской, Адыча-Тарынской) рассмотрели особенности складчатых покровных деформаций, характер их изменения по простиранию и отметили, что картирование шовных зон лишь на основе инструктивных указаний может привести к упрощенному и даже неверному представлению о структурах. Доклад В. С. Федоровского затронул важную проблему крупномасштабного картирования гранито-гнейсовых куполов как компонента структуры гранитизированных метаморфических комплексов. В докладе большого коллектива сотрудников Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ, прочитанном В. И. Борисенком, были рассмотрены достижения геолого-съёмочных работ, которые позволили по-новому трактовать историю развития каледонской складчатой системы. Этому способствовало выявление раннепалеозойских покровно-складчатых структурных комплексов с олистостромами, содержащими фрагменты офиолитов, вулканогенных серий островодужного типа, а также среднепалеозойских рифтогенных структур, на месте которых сформировались позднегерцинские зоны смятия.

Некоторые доклады были посвящены проблеме составления и издания тектонических карт после окончания геолого-съёмочных работ. Г. И. Бурла, В. Д. Вознесенский, В. Л. Курмилев, В. Ф. Никонов предложили методы составления тектонических карт масштаба 1 : 50 000, на которых изобразительные средства направлены на точную передачу геометрии тектонической структуры в целом и отдельных ее элементов. Г. Н. Шапошников сделал обзор геологических карт СССР масштаба 1 : 1 000 000, отметив при этом, что только три листа таких карт отвечают современному состоянию геологической науки и могут быть использованы для составления тектонических карт. В докладе было замечено, что настало время инструктивно узаконить составление тектонических карт при подготовке комплекта карт к изданию.

В основной части докладов демонстрировались тектонические карты конкретных регионов, приводилось обоснование принципов составления и варианты легенд. Ю. М. Пущаровский, А. А. Моссаковский, Г. Е. Некрасов и С. Д. Соколов представили тектоническую карту Кубы масштаба 1 : 500 000, являющуюся первой полной сводкой по строению региона. В основу карты и легенды положены историко-геологический, структурно-формационный и геодинамический принцип. На их основе выделено несколько суперзон, различающихся в палеотектоническом отношении и характеризующихся различными геодинамическими режимами. В докладе отмечено, что представленная карта является не только научным обобщением, а может служить основой для металлогенических и прогнозных работ на различные виды полезных ископаемых. В докладе Ш. А. Адамия, Г. И. Баранова, А. А. Белова, В. А. Буша, И. П. Гамкрелидзе, С. И. Дотдугева, С. И. Кулошвили, М. Б. Лордкипанидзе и В. Е. Хаина речь шла о создании тектонической карты Кавказа, которая будет отражать структурно-формационные подразделения этапов развития Палеотетиса и Гетиса, а также широкое распространение на Кавказе тектонических покровов и чешуй. Еще один материал по Кавказу был представлен А. А. Беловым, В. Л. Омельченко и Ю. В. Карнаухом — тектоническая карта Передового хребта Большого Кавказа масштаба 1 : 50 000, на которой отражены герцинские тектонические покровы и их структурно-формационное содержание, позднегерцинские структуры неоавтохтона и комплексы мезозойского шельфа. На тектонической карте Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000, представленной С. С. Кругловым и В. В. Глушко, помимо изображения структурно-формационных зон, вергентности деформаций, методом отмывки показаны мощность и глубина залегания тектонических чешуй. На проблеме формирования Мармарошской зоны шарьяжей в Восточных Карпатах остановились П. Н. Кропоткин и В. М. Макеев, которые на представленных крупномасштабных картах изобразили покровную структуру изогипсами подошвы шарьяжей. В докладе В. И. Пучкова, В. И. Ленных с коллегами демонстрировалась серия макетов тектонических карт Урала и отдельных его частей с учетом новых достижений по геологическому исследованию региона после создания последней (1976 г.) тектонической карты Урала. За последние годы на Урале получен большой объем информации по метаморфическим комплексам, петроструктурному анализу ультрабазитов, петрологин рифтогенных и островодужных магматических формаций, стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ, строению олистостромов, структуре отдельных сутур. Все это будет использовано для совершенствования методики крупномасштабного тектонического картирования и подготовки к переизданию Тектонической карты Урала. Анализу тектонической карты Башкирского антиклинория и Уфимского амфитеатра был посвящен доклад М. А. Камалетдинова, Ю. В. Казанцева и Т. А. Казанцевой, которые отметили широкое развитие надвиговых и чешуйчатых дислокаций в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте уральского края Восточно-Европейской платформы; все эти дислокации подтверждены многочисленными скважинами. И. И. Поспелов в своем докладе остановился на обзоре картируемых структурных признаков, нашедших отражение на геоло-

гических и тектонической картах и использованных для реконструкции процесса формирования покровно-складчатых структур поздних варисцид Северного Памира. Л. Л. Зоненшайн, Ю. А. Богданов, М. И. Кузьмин, А. П. Лисицын рассмотрели проблемы составления крупномасштабных структурных и тектонических карт океанского дна, прежде всего зон спрединга, отдельных вулканических поднятий. На картах может быть отражена последовательность тектонических событий в виде смен фаз вулканизма, разрывообразования, формирования сбросовых ступеней.

На совещании была продемонстрирована Геодинамическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000, представленная большим коллективом авторов во главе с Н. В. Межеловским и Л. М. Натаповым. На карте показаны вещественные комплексы и структуры, связанные с древними границами литосферных плит и отражающие следующие геодинамические обстановки: растяжения (океанический и континентальный рифтогенез), сближения (коллизонные шовные зоны, сутуры с покровно-складчатыми структурами), скольжения (трансформные разломы океанического бассейна Арктики), внутриплитные движения (авлакогены и магматизм горячих точек). Показанная на карте территория является крупным составным континентом, возникшим в результате соединения двух главных континентов (Восточно-Европейского и Сибирского), большого числа микроконтинентов и островных дуг. Примеры использования тектонических карт для прогнозирования полезных ископаемых приведены в докладе Н. В. Межеловского, Д. И. Мусатова и их соавторов, которые рассмотрели связь оруденения с малыми палеорифтами в Норильском районе и проблему поисков месторождений под тектоническими покровами в Средней Азии. Значению среднемасштабных тектонических карт для поисковых задач был посвящен доклад А. Е. Михайлова, М. К. Бахтеева, А. К. Соколовского, отметивших, что тектонические карты нужны прежде всего исследователям полезных ископаемых, поэтому их составление должно входить в комплекс работ по «Госгеолкарте-50».

По докладам было задано большое количество вопросов и прошла оживленная дискуссия. Выступавшие в прениях подчеркивали, что ускоренное геологическое изучение территории СССР является приоритетным направлением в деятельности Министерства геологии СССР, Академии наук СССР, других организаций, причем главный акцент делается на составление качественных геологических карт и прогнозирование месторождений полезных ископаемых. Все большее признание завоевывает представление о значительных горизонтальных перемещениях блоков земной коры и ее латеральной неоднородности. В связи с программой по «Госгеолкарте-50» повышается роль специальных структурных исследований и составления высокоинформативных средне- и крупномасштабных тектонических карт в областях с широким развитием покровно-складчатых и чешуйчато-надвиговых структур. Однако, как отметили многие выступавшие в прениях, до сих пор не выработаны единые принципы по составлению тектонических карт и их легенд. Довольно часто слабое палеонтологическое обоснование приводит к неверной интерпретации сложных покровных структур. При возросшей необходимости реконструкций палеогеодинамических обстановок и количественной оценки перемещения блоков земной коры пока еще крайне недостаточно используются палеомагнитные исследования. В настоящее время остро назрела необходимость тесного сотрудничества научных и производственных организаций при геологическом изучении территории СССР. Большую пользу по обмену опытом тектонических исследований могут дать совместные полевые геологические школы на учебно-экскурсионных полигонах; первые такие школы уже начали проводиться, а создание новых должно найти всестороннюю поддержку.

В заключительном слове председатель Междуведомственного тектонического комитета Ю. М. Пушаровский, сделав общий обзор докладов, отметил, что существует несколько направлений и школ как мобилистского содержания, так и фиксистского. Это отражает нынешнее состояние фундаментальной тектоники, когда остаются нерешенными многие вопросы теории, в том числе генеральная концепция формирования и развития земной коры. Совещание показало, что число сторонников мобилизма неуклонно растет, а в свете новых данных пересматривается тектоническое строение не только отдельных регионов, но и всей территории СССР. Интенсивные плодотворные геологические исследования в сочетании с творческим подходом в геотектонике должны сыграть решающую роль в важной народно-хозяйственной задаче — осуществлении геолого-съемочных работ по программе «Госгеолкарта-50».

И. И. Поспелов

РЕШЕНИЕ

XXI ВСЕСОЮЗНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ «ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СВЯЗИ СО СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫМ ГЕОКАРТИРОВАНИЕМ» (МОСКВА, 1—3 ФЕВРАЛЯ 1988 г.)

1. Совещание отмечает важность и своевременность организации Междуведомственным тектоническим комитетом обмена мнениями по проблемам регионально-тектонических исследований, принципам и методике составления среднемасштабных тектонических карт в связи с проходящей в стране государственной комплексной геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 и проведением других крупно- и среднемасштабных съемочных работ.

2. Проведение съемочных работ требует усиления тектонических исследований, применения ряда специальных методов, которые должны использоваться в зависимости от тектонической природы района картирования. Среди специальных методов исследо-

ваний, которые должны сопровождать разработку тектонических моделей и способствовать повышению их обоснованности, следует обратить особое внимание на палеонтологические, седиментологические, структурные, палеомагнитные, геохимические исследования. При этом результаты этих исследований должны получаться оперативно, в ходе проведения съемочных работ.

3. Заслуживает всемерного развития опыт проведения полевых геологических школ и семинаров для повышения квалификации геологов-съемщиков.

4. Геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 требует обязательного составления сопровождающих карты тектонических схем (обычно для группы листов) и среднemasштабных тектонических карт отдельных регионов, которые должны использоваться при прогнозных и поисковых работах на различные виды полезных ископаемых.

5. Совещание показало, что для разных регионов СССР в настоящее время создано значительное количество среднemasштабных тектонических карт, однако методические пособия для их составления отсутствуют. Совещание обращает внимание институтов АН СССР, организаций Мингео и бывшего Минвуза СССР на необходимость подготовки и публикации соответствующих обобщений.

6. Совещание поручает оргкомитету подготовить рекомендации о проведении тектонических исследований в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием на основе анализа представленных докладов и дискуссии и опубликовать их в журнале «Геотектоника».

7. Совещание считает необходимым организовать в геологических вузах и факультетах целенаправленную подготовку специалистов, владеющих современными методами тектонических исследований.

8. Совещание считает целесообразным опубликовать представленные доклады в трудах Межведомственного тектонического комитета.

СОВЕЩАНИЕ «НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ» (СЕКЦИОННЫЕ ЗАСЕДАНИЯ XXI ВСЕСОЮЗНОГО ТЕКТЕНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ) МОСКВА, 4 ФЕВРАЛЯ 1988 г.

4 февраля 1988 г. состоялась заседания Секции неотектоники и современной геодинамики Межведомственного тектонического комитета, приуроченные к XXI Всесоюзному тектоническому совещанию. Тема заседаний: «Неотектонические исследования при геологическом картировании». Участвовало 60 специалистов из 28 геологических организаций. В докладах К. Г. Леви и С. Б. Кузьмина, В. А. Вигинского и В. И. Громина проанализированы связи новейших деформаций и разломообразования в тектонически расслоенной литосфере, показаны возможности использования тектонофациального анализа верхнекорового слоя для картирования новейших структур. Конкретные вопросы изучения и детального картирования зон новейших, в том числе активных сейчас, разломов, связанных с ними деформаций и микститовых комплексов Якутии, Алтае-Саянской области, Центрального Тянь-Шаня рассмотрены в докладах В. С. Имаева и Л. П. Имаевой, В. Б. Спектора, Н. В. Лукиной, О. К. Чедия. Большой интерес вызвали новые результаты изучения новейших структур центральных районов Русской платформы (Л. И. Соловьева), Украины и Молдавии (В. П. Палиенко, Г. М. Билинкис), западной части Туранской плиты (В. И. Попков). С помощью аэрокосмических, геоморфологических, структурно-геологических и геофизических, в том числе сейсморазведочных, методов в этих районах обнаружены складки сжатия, взбросы и надвиги, выявлена связь новейших структур плитных областей с развитием соседних подвижных поясов и кратонов.

Обсуждение докладов позволило сформулировать актуальные задачи, новые подходы и методы изучения неотектоники при геолого-съемочных работах. Предложено отображать на тектонических картах среднего и крупного масштабов специальными знаками неотектонические элементы, а в активных районах составлять в итоге геолого-съемочных работ отдельные неотектонические карты; проводить в комплексе геолого-съемочных работ геологические и геоморфологические исследования по выявлению и картированию новейших и в их числе активных в позднечетвертичное время структур, обращая внимание на морфологию новейших и активизированных в новейшее время разломов, новейшие тектонофации, структурные и вещественные индикаторы новейших геодинамических обстановок, глубинное строение новейших структур по геофизическим данным. Принято решение посвятить следующее совещание секции теме «Новейшие разломы: методы изучения, морфология, кинематика и геодинамическое значение».

В. Г. Трифонов

Уже 50 лет минуло с той поры, как не стало А. П. Карпинского — геолога с мировым именем, первого и бессменного в течение 20 лет президента АН СССР, а интерес к его трудам и личности не затухает. В 1982 г. первому в стране государственному геологическому учреждению — Всесоюзному научно-исследовательскому институту (ВСЕГЕИ) было присвоено имя А. П. Карпинского. В этом же институте родилась идея ежегодно в январе, в день рождения А. П. Карпинского, проводить чтения его имени. Первые чтения состоялись 29 января 1988 г.

В зале Ученого совета ВСЕГЕИ была развернута музейная экспозиция, демонстрирующая часть петрографических и палеонтологических коллекций А. П. Карпинского, и выставлены практически все научные труды ученого и важнейшие работы о нем. Зал, вмещающий 400 человек, был переполнен. Присутствовали несколько поколений геологов: от старейших, лично общавшихся с А. П. Карпинским, до совсем юных, знающих А. П. Карпинского только по учебникам геологии, палеонтологии, стратиграфии, тектоники и металлогении.

Открывая чтения, директор ВСЕГЕИ А. Д. Шеглов рассказал о важнейших вехах жизненного пути ученого, о его роли в организации государственной геологической службы страны, о его выдающемся вкладе в дело организации советской науки на посту первого выборного президента АН СССР.

Были заслушаны два доклада: С. И. Романовского «Геологические идеи А. П. Карпинского и современная наука» и Л. И. Красного «Тектоника на рубеже XIX—XX и XX—XXI веков».

В первом сообщении С. И. Романовский дал подробный анализ эволюции взглядов А. П. Карпинского на стратиграфические классификации, рассказал о том, как А. П. Карпинский обосновал введение в МСШ артинского яруса, как он пришел к «проблеме пермо-карбона» и от нее — к принципу переходных слоев. Ученый был последовательным сторонником эволюционной теории Ч. Дарвина, он ясно сознавал, что именно из нее следует «принцип непрерывности геологической летописи», а значит, и искусственность подразделений земной коры на системы, отделы и т. д. Переходные слои А. П. Карпинского — это не просто «шов» или «рубец» между двумя соседними подразделениями МСШ. Это прежде всего сигнал к переходу одного подразделения в другое. В этом главное значение «принципа Карпинского» в стратиграфии и в этом смысле он полностью сохраняет свое значение и в наши дни.

Тектонические идеи А. П. Карпинского освещались в докладе Л. И. Красного. С. И. Романовский в своем сообщении остановился только на одной тектонической работе А. П. Карпинского: его статье 1888 г. «О правильности в очертании, распределении и строении континентов», которую без всякой натяжки следует отнести к тем немногим в мировой геологической литературе работам, кои можно считать своеобразной предтечей мобилизма в современном его понимании. В. В. Тихомиров справедливо заметил, что поскольку статья А. П. Карпинского была опубликована и на немецком языке, то она, вероятнее всего, не прошла мимо внимания А. Вегенера, а возможно, и натолкнула его на развитие высказанных в ней идей. Поскольку же в ней содержались главным образом соображения А. П. Карпинского о движении континентов, а не фактическое их обоснование, то к моменту работы над своей знаменитой монографией в 1910—1912 гг. А. Вегенер уже забыл об этой работе А. П. Карпинского и не сослался на нее. Так, из поля зрения ученых на долгие годы выпала эта уникальная работа А. П. Карпинского. Можно, конечно, оправдать это тем фактом, что сам А. П. Карпинский не придавал этой статье «серьезного значения», более он к этим вопросам никогда не возвращался, а в 1919 г. даже написал, что гипотеза Вегенера не может быть принята «без серьезных возражений». Возможно, что он сам решил не вспоминать о своих экстраполяциях. Фактов для их доказательства в те годы действительно было мало. Доклад Л. И. Красного касался эволюции основных тектонических идей за последнее столетие: от 80-х годов XIX в. (т. е. от появления главных тектонических трудов А. П. Карпинского) до 80-х годов XX. По его мнению, в блестящем созвездии геологов-тектонистов на рубеже веков выделялись три имени: М. Бертран, Э. Зюсс и А. П. Карпинский. Докладчик сосредоточил внимание на фундаментальном вкладе А. П. Карпинского в развитие учения о платформах: открытие в 1880 г. двухъярусного строения Восточно-Европейской платформы, введение в русскую геологическую литературу самого термина «платформа», обоснование (по редким обнажениям) широкой кристаллической полосы, пересекающей южную часть России по диагонали с запада на восток (с легкой руки Э. Зюсса она вошла в мировую геологическую литературу под названием «линия Карпинского»).

Остановившись далее на современном этапе развития геотектоники, Л. И. Красный выделил пять основных концепций, в которых, по его мнению, как бы фокусируются важнейшие тектонические идеи конца XX в. К этим концепциям докладчик отнес: а) геосинклинально-платформенную, б) тектонической расслоенности литосферы («тектоника пластин»), в) геоблоковой делимости литосферы, г) кольцевой делимости земной коры и более глубоких оболочек Земли («тектоника ринг-структур») и д) тектоники литосферных плит.

Автор доклада обосновал тот факт, что при оценке научной значимости этих концепций необходимо учитывать их позитивное отображение на каждой из трех глобальных суперструктур: континентах, океанах и зонах их сочленения (транзитали). С этих позиций наибольшее значение имеют две из рассмотренных концепций: тектонической расслоенности литосферы и геоблоковая.

Сотрудница ВСЕГЕИ О. А. Толмачева (правнучка А. П. Карпинского) рассказала о своей поездке на Северный Урал, в города Карпинск и Краснотурьинск, где организуется музей А. П. Карпинского, продемонстрировала часть мемориальных вещей ученого и обещала передать эти реликвии в кабинет-музей А. П. Карпинского во ВСЕГЕИ.

Специально приехавший на чтения В. Е. Хаин дал высокую оценку прослушанным докладам и особо остановился на важнейшей черте А. П. Карпинского-ученого: его беспредельной терпимости к инакомыслию в науке. Он твердо считал, что только новые факты могут генерировать новые идеи, что надо не спорить с идеями, а добывать факты, их опровергающие, а покуда их нет — относиться с пониманием и должным уважением к чужим идеям, хотя они и идут вразрез с собственными воззрениями.

В заключение А. Д. Щеглов сказал, что в дальнейшем на чтения будет выноситься один доклад с тем, чтобы его основные положения можно было обсудить. Материалы чтений будут публиковаться.

А. Д. Щеглов

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

**М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН,
А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пр., 7. Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 05.05.88	Подписано к печати 14.06.88	T-01915	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отг. 18,4 тыс.	Уч.-изд. л. 12,5 Бум. л. 4,0
		Тираж 1614 экз.	Заказ 4568

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

В-437

ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116

БОЛУЕВ А С

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228 М

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

САНЬКОВ В. А. ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ РАЗЛОМОВ. 12 л. 2 р. 40 к.

В монографии впервые дан комплексный анализ геолого-геофизических методов оценки глубины проникновения локальных, региональных и генеральных разломов. Приведены результаты полевого изучения соотношения параметров трещин. Большое внимание уделено экспериментальному исследованию взаимосвязей между глубиной проникновения и длиной разрывов в упругих и упруговязких моделях при изменяющихся способах нагружения. Намечены пути практического использования полученных данных.

Книга предназначена для геологов, тектонистов, геологов-разведчиков, гидрогеологов.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ, ПАЛЕОЗОЕ (САЯНО-БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ). 17 л. 3 р. 40 к.

В монографии впервые для Саяно-Байкальской горной области дается сводное описание по докембрийским и палеозойским образованиям. Установлено, что формирование древней сиалической коры происходило за счет преобразования первично мафит-ультрамафитовой коры гранитизирующим флюидом. Выделены основные этапы формирования земной коры в архее, протерозое и палеозое, показана роль корообразующих тектонических структур в свете гипотезы тектоники плит.

Издание рассчитано на геологов, петрологов, геохимиков, тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.