
 Январь — Февраль

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии	3
М. В. Муратов. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры	6
А. В. Пейве. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности	30
Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин. Типы структур молодых платформ Евразии	38
Ю. А. Косыгин, Ю. А. Воронин. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии	51
А. С. Новикова. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое	61
Ю. М. Пушаровский. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца	74
Э. Н. Эрлих. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки	93
М. А. Камалетдинов. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных	106
П. Я. Авров, З. Е. Булекбаев, Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальян, В. С. Журавлев, Г. Г. Мулдакулов, К. Е. Фоменко, А. Е. Шлезингер. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсоловым отложениям	118

Краткие сообщения

В. Е. Бураковский, Б. Л. Гуревич. Гипсометрия поверхности складчатого основания равнинного Крыма, Присивашья и Азовского моря	126
В. Г. Гладков. Линейно-ориентированные структурные элементы в зоне оловянного надвига (Восточное Забайкалье)	129

Хроника

Заседание тектонического комитета	132
Вулканизм и тектоника	134

CONTENTS

From the Editors	3
M. V. Mouratov. Main periods of folding and megastages in the development of the Earth's crust	6
A. V. Peive. Horizontal crustal movements and principles of inheritance	30
P. G. Garetzky, A. E. Shlezinger, A. L. Yanshin. Types of the structures in young platforms of Eurasia	38
Yu. A. Kosigin, Yu. A. Voronin. Some fundamental concepts on structural geology	51
A. S. Novikova. Structures of the East — European platform during the Proterozoic	61
Yu. M. Puscharovsky. Problems of tectonics and oil and gas presence of the Pacific-tectonic Cenozoic belt	74
E. M. Erlikh. On the structural association of Quaternary volcanicity of Kamchatka	93
M. A. Kamaletdinov. Nappe tectonics in the Ural on the basis of new data	106
P. Ya. Avrov, Z. E. Bulekbaev, P. G. Garetzky, I. B. Daljan, V. S. Zhuravlev, G. G. Muldakulov, K. E. Fomenko, A. E. Shlezinger. Main features in the structure of the eastern and south-eastern margins of Precaspian basin according to subsaline deposits	118

Short notes

V. E. Burakovsky, B. L. Gurevich. Main hypsometric features of the folded basement surface in the steppe Crimea, Syvash area and the Sea of Azov	126
V. G. Gladkov. Linear-oriented structural elements in the zone of Olovianinsk overthrust (Eastern Transbaikal region)	129

Chronicle

Meeting of the Tectonic Committee	132
Volcanism and tectonics	134

Технический редактор *Е. А. Карпова*

Т-03174	Подписано к печати 22/II-1965 г.	Тираж 1400 экз.	Зак. 5492
Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆	Печ. л. 11,9+3 вкл.	Бум. л. 4 ¹ / ₄	Уч.-пзд. листов 13,7

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Развитие науки — одна из задач, поставленных Коммунистической партией и Советским правительством с первых дней создания Советского государства. В наше время неизмеримо возросла роль научных исследований в деле создания материально-технической базы коммунизма.

Рост научных исследований в нашей стране коснулся и геологии, играющей важнейшую роль в создании материально-технической базы коммунизма, в увеличении минерально-сырьевых ресурсов нашей Родины. Неизмеримо выросла государственная геологическая служба в стране, в которой заняты многочисленные кадры высококвалифицированных геологов. В геологической науке появилось много самостоятельных ветвей, как возникших на стыке со смежными с геологией науками, так и развившихся из отдельных традиционных ее разделов. Советские геологи ставят теперь большие научные проблемы, связанные с познанием не только геологии нашей страны и других материков, но и геологии дна морей и океанов.

Одной из ветвей геологии, получившей широкое развитие, является тектоника, современный этап развития которой характеризуется очень быстрым поступлением новых фактических материалов о строении различных частей нашей страны. Все более увеличиваются объемы глубокого бурения, что позволяет понять геологическое строение ранее слабо изученных закрытых частей платформ и складчатых областей. В связи с намечаемым глубинным бурением реальной становится проблема исследований глубинных зон земной коры и верхней мантии.

Исследования в области региональной тектоники, а также изучение различных типов структурных форм земной коры, разломов, складкообразования, движений земной коры, связи тектонических структур с магматизмом и полезными ископаемыми получили очень широкое развитие. Много ведется исследований по выяснению общих закономерностей строения земной коры и истории ее развития, в частности стадий формирования геосинклинальных складчатых поясов и платформенных областей, строения и развития областей интенсивных новейших движений земной коры и происхождения океанических впадин.

Все это делает вполне современной организацию специального периодического органа, посвященного вопросам тектоники. Эту задачу

и будет выполнять новый журнал Отделения наук о Земле АН СССР «Геотектоника», являющийся печатным органом Тектонического комитета этого Отделения.

Задачей журнала является содействие развитию тектоники, как одной из ветвей геологической науки. В журнале будут публиковаться результаты научно-исследовательских работ по различным вопросам тектоники, выполненные в разных научных учреждениях, производственных организациях и высших учебных заведениях.

На страницах журнала найдут отражение различные проблемы тектоники, начиная с наиболее общих закономерностей строения и развития Земли и земной коры и вопросов структурной геологии (включая полевые методы изучения тектонических структур, моделирование и экспериментальную тектонику) и кончая вопросами деформации горных пород и кристаллических решеток минералов.

Существенное внимание должно быть уделено тектонической терминологии, разработка которой должна содействовать созданию правильной классификации тектонических структур платформенных, геосинклинальных и океанических областей. Геологическая практика давно уже нуждается в создании такого рода классификаций, при этом большой интерес и значение могут представить работы по математическим методам изучения и классификации тектонических структур.

Проблема соотношения вертикальных и горизонтальных движений и их роли в создании главнейших структурных элементов земной коры составляет сейчас одну из важнейших проблем теоретической тектоники. Несомненно, что в журнале должны найти отражение результаты изучения движений земной коры, в том числе и новейших движений.

Особое значение в последнее время приобрели вопросы истории тектонического развития отдельных частей земной коры, хронологические закономерности этого развития, этапы и стадии развития тектонических структур, а также результаты изучения геологических формаций, их связей с тектоническими структурами и историей их развития, а также анализ формационных рядов. Изучение тектонических структур отдельных областей и истории их развития не может быть успешным без выяснения роли и места магматических формаций, вулканизма и процессов метаморфизма. Несомненно этим проблемам в их связи с тектоникой должно быть уделено значительное место в журнале. Точно также в журнале должны найти отражение результаты работ по выявлению связей тектонических структур различных по истории своего развития и генетическому типу с особенностями их металлогении и закономерностями размещения полезных ископаемых эндогенного и экзогенного происхождения, а также проблемы размещения нефтяных и газовых месторождений и условий их формирования в связи с развитием тектонических структур.

Вместе с тем, конечно, значительное место в журнале будет представлено работам, связанным с региональными тектоническими исследованиями, количество которых наиболее велико и которые будут освещать строение и историю развития как отдельных частей Советского Союза, так и зарубежных стран, а также океанических впадин и внутренних морей.

Краткие сообщения, которые будут публиковаться на страницах журнала, должны заключать новые интересные данные и описание отдельных новых фактов.

Особое место предполагается уделить в журнале обзорам советской и зарубежной литературы по тектонике, которые должны служить информационным материалом для широкого круга геологов.

В разделе «Критические статьи и заметки» найдут место рецензии и критические замечания на книги, тектонические карты, учебники, сборники, отдельные статьи.

В хронике предполагается публиковать данные о работе Тектонического комитета, его решения и рекомендации, а также данные о работе совещаний, сессий и ученых советов различных Институты и Комиссий, посвященных вопросам тектоники.

УДК 551.240

М. В. МУРАТОВ**ГЛАВНЕЙШИЕ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ И МЕГАСТАДИИ
РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В статье рассмотрены главные эпохи складчатости, которые привели к формированию платформ на больших или меньших участках поверхности земной коры. Главнейшие эпохи складчатости позволяют разделить всю историю развития земной коры на ряд крупнейших этапов — мегастадий. Всего выделяется шесть мегастадий, начиная со времени формирования первичной коры, и приводится их краткая характеристика.

**ЗНАЧЕНИЕ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ИСТОРИИ
И ВЫДЕЛЕНИЯ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ**

За последние десятилетия в результате успехов физических наук геология получила эффективные и быстро развивающиеся методы определения возраста минералов по радиоактивным изотопам — свинцовый метод, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, радиоуглеродный и др. Применяемые в массовом масштабе эти методы дали возможность реально оценить возраст различных частей земной коры и выяснить последовательность осадочных, метаморфических и изверженных пород докембрия. Было установлено, что наиболее древние пока известные породы земной коры имеют возраст около 3500—3600 млн. лет и относятся, видимо, к весьма ранним стадиям ее развития. Появилась возможность установить основные вехи докембрийской истории Земли, подойти к объективной оценке их длительности и роли разделяющих их эпох складчатости. При наличии сравнительного материала по истории земной коры в различных ее частях появилась возможность попытаться обосновать некоторые общие этапы для значительных ее пространств, причем не только для последокембрийского времени (фанерозоя), но и для докембрия (криптозоя).

Оценивая последовательную смену этих отдельных этапов, в общем направленном ходе развития земной коры, можно далее сделать попытку наметить известные крупные ступени этого процесса, которые могут быть названы мегастадиями.

Решение такого рода задач теперь сильно облегчается наличием ряда сводок по абсолютному возрасту пород докембрия различных частей территории Советского Союза и других стран мира. Достаточно указать на работы Г. Д. Афанасьева (1959), А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1962), Н. П. Семененко (1964), А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова (1961), А. И. Тугаринова (1956), переводной сборник «Вопросы геохронологии» под редакцией Н. И. Полевой, выпуски трудов сессий Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (труды от I до XI сессии), сборник докладов советских геологов к XXII сессии международного геологического конгресса «Абсолютный возраст геологических формаций» (1964), в котором, в частности, дана геохронологическая шкала в абсолютном исчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. и ее обоснование, и ряд других работ.

Вместе с тем за последние годы сделаны большие успехи в геологическом и стратиграфическом изучении докембрийских образований как в пределах древних платформ, так и складчатых поясов. Итогом этой работы у нас в стране явились две выдающиеся по своему значению коллективные монографии: «Стратиграфия СССР», том I, нижний докембрий, изданный под редакцией С. В. Обручева, и «Стратиграфия СССР», том II, верхний докембрий, под редакцией Б. М. Келлера.

В результате геохронологическая шкала докембрия получила к настоящему времени достаточное обоснование. Б. М. Келлером (1964) и М. А. Семихатовым (1964) было недавно обращено внимание на неправильность проведения границы архея и протерозоя на прежних шкалах и на необходимость понимать объем протерозоя в целом, в соответствии с тем прототипом, который был установлен в свое время в Канаде и США, и которым является гуронская система. По определениям абсолютного возраста гуронская система имеет нижнюю границу более 2000 млн лет, а заключительная киноренская эпоха складчатости и внедрения альгоманских гранитоидов в подстилающем ее основании Канадского щита определена в 2400—2600 млн лет. В соответствии с этим граница между археем и протерозоем должна проводиться на рубеже около 2500 млн лет. Это и нашло свое выражение в новой геохронологической шкале 1964 г. (Г. Д. Афанасьева и др., 1964). Рифейская система или группа (по Н. С. Шатскому), таким образом, целиком входит в протерозой как его верхняя часть. Вместе с тем уточнились границы рифея и его подразделение на серии. Согласно сводке Б. М. Келлера (1964) рифей расчленяется по комплексам строматолитов и по данным определений абсолютного возраста на три части: 1. Нижний рифей с Kusiella 1600—1350 млн лет. 2. Средний рифей с Baicalia 1350—950 млн лет. 3. Верхний рифей с Gumpsohlen и Minjarja 950—650 млн лет.

Кроме того, выделяется вендский комплекс (Б. С. Соколова) или эокембрий (Бреггера), варяжская серия (Асклунда) с возрастом 650—560 млн лет, обособляемый в составе верхнего протерозоя между рифеем и кембрием.

В указанных объемах и границах ниже и принимается подразделение докембрия.

Помимо геохронологического и стратиграфического изучения докембрия, многие исследователи стали специально работать над вопросами выяснения истории древнейших этапов развития земной коры. Н. М. Страхов (1962) сделал выводы об особенностях и условиях осадконакопления в докембрии. А. П. Виноградов (1959) сделал интересный анализ эволюции земной атмосферы, начиная с ее возникновения. Особенности строения древнейшей земной коры были посвящены работы Н. В. Фроловой (1962), продолженные и развитые Е. В. Павловским (1962) и М. С. Марковым (1962) и др. В частности, Е. В. Павловский установил ряд стадий развития земной коры древних платформ, ввел понятие о протоплатформах и протогеосинклиналях и дал их четкую характеристику.

ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ И ИХ РОЛЬ В ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Э. Зюсс выделил в свое время в Европе складчатые системы, различающиеся по возрасту складчатости: каледонскую, варисскую, армориканскую и альпийскую. Вскоре после этого М. Бертран объединил варисскую и армориканскую системы в герцинскую. Г. Штилле дал анализ истории их тектонического развития, выделив многочисленные фазы складчатости, которые он объединил в три «орогенические эры» — каледонскую, варисскую (герцинскую) и альпийскую.

Впоследствии эти орогенические эры стали именовать тектоническими этапами, циклами тектогенеза, циклами складчатости, эпохами диастрофизма и иногда эпохами складчатости. Под последним термином, нашедшим широкое распространение, чаще понимают и, мы будем дальше обозначать, не три упомянутые тектонические эры, а более мелкие эпохи проявления процессов складчатости, активизации тектонических движений всех типов, которые приводят к крупным деформациям земной коры, с формированием крупных и мелких складок и надвигов, сопровождаемых поднятиями земной коры — горообразованием и часто внедрением интрузий.

Эпохи складчатости сопровождаются структурными несогласиями общего плана складчатых систем, сменяющих друг друга во времени.

Эпохи складчатости разделяют историю развития складчатых систем в пределах докембрийских платформ и геосинклинальных складчатых поясов на определенные отрезки — этапы развития и стадии.

По-видимому, эпохи складчатости являются в таком широком понимании прежде всего эпохами коренной перестройки структурного плана и эпохами значительных переломов в развитии этих систем и областей.

В Альпийско-Гималайской складчатой системе, имеющей очень длительную и сложную историю, начало которой намечается в докембрии, а конец в неогене, можно выделить многочисленные эпохи складчатости. Все они выражены крупными несогласиями с перестройкой плана структуры. Таковы эпохи складчатости перед ордовиком и силуром, перед средним карбоном, перед мезозоем, перед верхней юрой, перед верхним мелом и, наконец, перед средним миоценом.

Они позволяют разделить тектоническую историю любого крупного отрезка Альпийского пояса на три больших периода, часто именуемых циклами, — 1) до ордовикский, 2) герцинский и 3) собственно альпийский. Герцинский в свою очередь может быть разделен эпохой предсреднекаменноугольной складчатости на два этапа: до среднекаменноугольный — геосинклинальный, и со среднего карбона до начала триаса — заключительный или орогенный.

Альпийский период также может быть расчленен на два этапа: собственно геосинклинальный, который делится на три стадии, раннюю, зрелую и конечную, и заключительный или орогенный.

Эпохи складчатости выражены прежде всего крупными региональными несогласиями между осадочными комплексами и, следовательно, достаточно крупными поднятиями. Часто они сопровождаются внедрением гранитных интрузий — на разных стадиях развития. Например, на Кавказе монцонитовые интрузии Келасури внедрены после байоса и перед келловеем, т. е. связаны с эпохой складчатости, разделяющей раннюю и зрелую геосинклинальные стадии альпийского этапа. Гранитоиды Сомхето-Карбахского антиклинория являются предмеловыми или раннемеловыми, связаны со зрелой стадией, а неинтрузии Главного хребта имеют преднеогеновый возраст и связаны с эпохой складчатости, разделяющей собственно геосинклинальный и заключительный этапы. Несогласия, соответствующие эпохам складчатости, являются естественными границами структурных этажей складчатой области.

Разобранный пример показывает, что роль отдельных эпох складчатости в развитии данной области весьма различна, так как они разделяют разные по своему значению отрезки ее истории.

Более важные из них разделяют отдельные крупные этапы, менее важные разделяют стадии развития. Несогласия, обусловленные наиболее важными эпохами складчатости, разделяют различные в формационном отношении осадочные комплексы, отличающиеся характером и степенью метаморфизма. Они сопровождаются внедрением характерных для каждой из эпох складчатости в данной области магмати-

ческих комплексов. Последнее очень важно, так как для докембрийских эпох складчатости оценка их абсолютного возраста обычно производится по определениям минералов, взятых из изверженных пород, мигматитов, пегматитов или жильной серии, сопровождающей интрузии. Часто именно абсолютный возраст минералов из рудных жил или интрузий принимается за возраст эпох складчатости.

Название «эпоха складчатости» является в значительной степени условным, включая понятие о гораздо более широком комплексе явлений, чем собственно складкообразование. Все эти явления сопровождают наиболее важные рубежи, переломы, скачки в ходе процесса развития складчатых геосинклинальных систем или целых подвижных поясов.

Возможно, что этот термин, как не вполне выражающий суть явления, пора заменить более соответствующим содержанием, о котором можно было бы договориться, но для этого требуется коллективное обсуждение и специальное обоснование. Пока мы принимаем этот термин с теми оговорками о его широком смысле, которые были сделаны выше.

Среди эпох складчатости наиболее важными являются те, которые соответствуют резким изменениям структурного плана складчатых систем и делают наиболее важные этапы их развития.

Вместе с тем среди эпох складчатости необходимо отдельно рассмотреть одну их категорию, которая по своим результатам резко отличается от других и требует особого выделения и обозначения. Я имею в виду те важнейшие эпохи складчатости, в результате проявления которых на значительных участках складчатых поясов прекращался режим подвижных геосинклинальных областей и начинался платформенный. Эти эпохи складчатости являются заключительными в геосинклинальном развитии данной области. В разрезе эти эпохи складчатости зафиксированы крупным несогласием между складчатым и метаморфизованным в той или иной степени основанием платформ и их осадочным чехлом.

В сущности эти эпохи складчатости являются главнейшими, так как если в истории любой складчатой области эпохи, вызывавшие перестройку, повторялись иногда по многу раз, то складчатость, после которой возникала платформа и начиналось образование платформенного чехла, в каждой области происходила только один раз, разделяя две важнейших стадии существования земной коры — геосинклинальную и платформенную. Эти эпохи складчатости имеют, таким образом, первостепенное значение. В дальнейшем мы их и будем именовать главнейшими эпохами складчатости, предлагая в то же время в качестве синонима и для того, чтобы их выделить и дать, когда нужно, им четкое и недвусмысленное определение «платформобразующих» эпох складчатости.

РОЛЬ ГЛАВНЕЙШИХ ЭПОХ СКЛАДЧАТОСТИ В РАЗВИТИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Платформы, как структурные элементы земной коры, связанные с определенной ступенью ее развития, создаются, конечно, не в результате одной платформобразующей эпохи складчатости. Весь геосинклинальный процесс, иначе говоря, весь ход развития геосинклинального складчатого пояса направлен, в конечном счете, к образованию мощного и более или менее однородного по толщине «гранитного» слоя земной коры, типичного для платформенных областей. Однако заключительной (платформобразующей) эпохе складчатости в этом процессе принадлежит все же существенная роль, так как эта эпоха сопровождается крупными поднятиями земной коры, орогенезом, вне-

дрением гранитоидных интрузий, магматогенным рудообразованием, финальным (по Г. Шилле) вулканизмом и многими другими явлениями. Земная кора при этом теряет свою подвижность и переходит в другое состояние, наиболее отчетливо выраженное формированием платформенного чехла, хотя на ранних стадиях существования платформ процесс образования чехла может еще не начаться. Таким образом, действительно платформообразующая эпоха складчатости, хотя и яв-

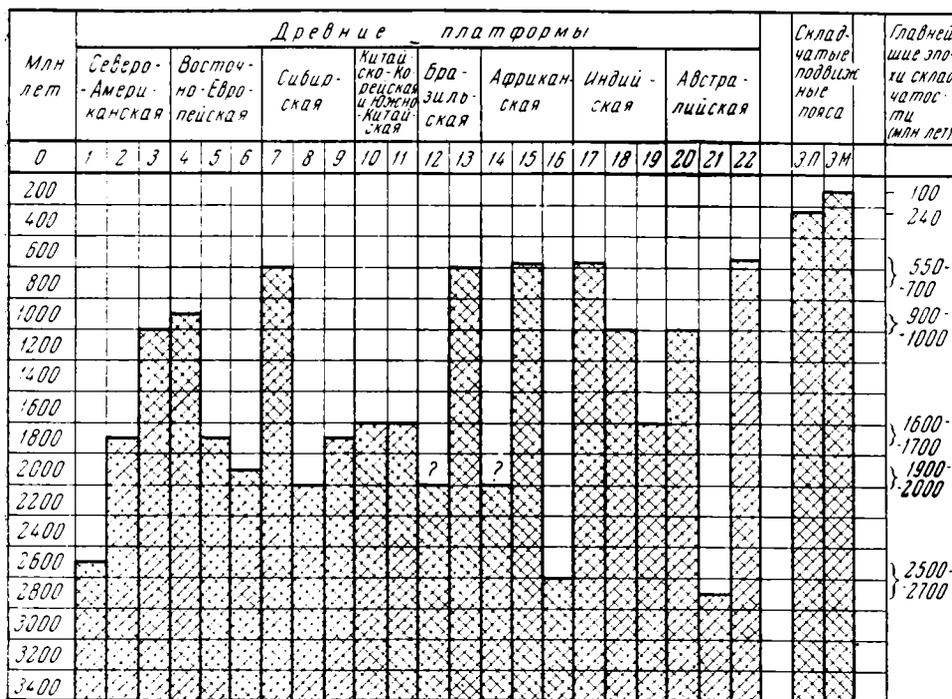


Рис. 1. Главнейшие эпохи складчатости в развитии древних платформ и складчатых подвижных поясов:

1 — протоплатформы провинции Верхнего Озера; 2 — область складчатого Гурона; 3 — пояс Гренвилл; 4 — Готский пояс; 5 — карелиды и свекофенныды; 6 — Украинско-Воронежский щит; 7 — байкалиды; 8 — протоплатформа области развития Удоканского комплекса; 9 — Алданский и Анабарский массивы; 10 — Китайско-Корейская платформа; 11 — Южно-Китайская платформа; 12 — древние массивы Бразильской платформы (?); 13 — бразилиды; 14 — Северо- и Центрально-Африканский массив (?); 15 — Красноморско-Катангский пояс; 16 — протоплатформа Южной Африки; 17 — пояс Дели; 18 — Сатпурский пояс; 19 — пояс Восточных Гат; 20 — пояс Западной Австралии; 21 — древние массивы Австралии (?); 22 — пояс Аделаиды
Э. П. — эпипалеозойские платформы; Э. М. — эпимезозойские платформы

ляется лишь последней в целом ряде такого рода эпох, проявляющихся в развитии подвижного пояса, но роль ее как крупного рубежа в развитии земной коры очень значительна.

Сопоставление имеющихся данных по развитию всех десяти древних платформ: Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Африканской, Индийской, Бразильской, Австралийской и Антарктической показывает, что в течение докембрия на их площади проявилось только пять главнейших (платформообразующих) эпох складчатости. Эти эпохи очень хорошо сопоставляются между собой и оказываются более или менее близкими по возрасту на большинстве платформ.

Наиболее древние платформы, которые возникли на весьма ранней стадии развития, получили от Е. В. Павловского (1962) наименование протоплатформ. Пока известны только две наиболее древних протоплатформ. Одна из них расположена на значительной площади Канадского щита, где в пределах провинции Верхнего Озера платфор-

менный режим установился после формирования узких прогибов, заполненных серией тимискаминг около 2500 млн лет назад (Марков, 1962). Отложения чехла представлены платформенным гуроном, нижние горизонты которого оцениваются возрастом более 2000 млн лет.

Вторая протоплатформа возникла в Южной Африке, где складчатое основание сложено себавийской, булавайской и свазилендской системами, представленными древнейшими метаморфическими породами с возрастом 2600—3500 млн лет (Колотухина, 1964). На это древнее основание ложится мощный платформенный комплекс осадков серий: Доминион-Риф, Витватерсранд, Вантерсдорп и Трансвааль. Для серии Витватерсранд сейчас получены надежные определения возраста в 1913—2020 млн лет. Таким образом, начало платформенного режима здесь, примерно, одновременно с областью Верхнего Озера Канадского щита.

Вероятно, сходный возраст (около 2700 млн лет) имеют платформенные массивы Калгурли в Юго-Западной Австралии и Пильбара на северо-западе, где, однако, не сохранился платформенный чехол (Вильсон и др., 1963).

Несколько более молодой возраст имеет начало образования протоплатформы Алданского щита. Слагающий его метаморфический алданский комплекс имеет возраст 2000—2300 млн лет. Он перекрыт на юге щита удоканской серией, изученной в последние годы А. М. Лейтесом и др. исследователями. Этот комплекс залегает очень спокойно и образует чехол протоплатформы. Возраст его, по А. М. Лейтесу, около 1700—2000 млн лет. Таким образом, начало становления платформы здесь приходится на рубеже около 2000 млн лет.

Возможно, что эта платформообразующая эпоха складчатости проявилась более широко и многие массивы древних платформ образовались в это время. Однако не сохранился соответствующий древний чехол и поэтому нет надежного критерия для их выделения. В частности, можно полагать, что значительная площадь Украинского щита связана своим образованием с эпохой после складчатости, Криворожского — 1900—2000 млн лет (Семененко, 1964; Тугаринов, Зыков, Бибилова, 1962) и Ореховского — 2100—2300 млн лет синклиналиев. Значительная роль этой эпохи для Украинского щита подтверждается не только близким возрастом кировоградско-житомирского интрузивного комплекса, но также возрастом метасоматического, по Ю. И. Половинкиной и Э. Б. Наливкиной (1964), образования чарнокитов Буга — 1900—2000 млн лет, что указывает на широкое проявление гранитизации на Украинском щите в эту эпоху.

Судя по очень ограниченному данным определения абсолютного возраста складчатого основания платформы Северной и Центральной Африки (Колотухина, 1964), здесь породы отдельных массивов имеют возраст более 2700 млн лет. Даже метаморфические толщи, заполняющие прогибы среди этих древнейших образований (фарузий, биримий), имеют возраст более 2000 млн лет. Ясно, что фундамент здесь имеет дорифейский возраст (рифей слагает нижние части чехла), и поэтому с вопросом его можно предположительно отнести к образованиям этого же возраста — около 2000 млн лет.

Точно также древние массивы, слагающие фундамент Бразильской платформы и разделенные поясом более молодой системы бразилид, можно с вопросом отнести к массивам этого же возраста.

Третья эпоха прекращения подвижности складчатого основания и возникновения платформенного режима началась после Карельской эпохи складчатости на Восточно-Европейской платформе и после Гудзонской (Семихатов, 1964) — на Северо-Американской и проявилась около 1700 млн лет назад.

После этой эпохи складчатости окончательно сложились складчатые системы карелид. На многих участках Восточно-Европейской платформы началось образование древнего платформенного чехла, представленного иотнийской серией (1300—1500 млн лет), овручевской серией (1300—1500 млн лет, по Н. П. Семененко, 1964). На Северо-Американской платформе закончилась складчатость в прогибах Гурона и Лабрадорском (Гестил и др., 1963) и началось формирование осадочного чехла, представленного нижними горизонтами серии Киуинаун.

Описываемая эпоха складчатости играла очень важную роль в образовании Восточно-Европейской платформы.

В начале карельского времени образовалась система геосинклинальных прогибов карелид и свекофеннид (Полканов и Герлинг, 1962), превратившихся к концу своего развития в складчатые системы, которые соединили, спаяли, более древние докарельские массивы. Возникла очень обширная и сложная по своему строению платформа, состоявшая из отдельных древних глыб и протоплатформ, соединенных складчатыми поясами (Гафаров, 1963). В это время образовалась большая по площади часть Восточно-Европейской платформы, которая позднее, в конце докембрия, была увеличена лишь незначительно. В развитии карелид, следуя данным К. О. Кратца (1963) и др. исследователей, можно, по-видимому, наметить два этапа: ранний и соответствующий комплексам лопия и сумия (сортавальская, ладожская и др. серии), и поздний, соответствующий комплексам сариолия, ятулия, суисария (онежская, сегозерская серии). Последний может рассматриваться как заключительный (орогенный) этап карелид, на что обращал уже внимание К. О. Кратц (1963), а также И. Н. Лобанов (1962). В этом убеждает характер структурных форм, образуемых соответствующими отложениями, и их формационный состав (кварциты, аркозы, конгломераты и пр.).

Насколько это известно, значительная часть Сибирской платформы также образовалась после формирования алданского, а в южной части после станового комплекса (1700—2000 млн лет).

В складчатом основании Анабарского массива граниты имеют возраст 1870—2070 млн лет, а в пределах Учуро-Майского района — 1700—1800 млн лет (Гаррис и др., 1964). В то же время чехол Сибирской платформы начинается с нижнего рифея с возрастом — 1540—1615 млн лет. Таким образом, хотя основание Сибирской платформы сложилось в значительной части в предыдущую эпоху (2000 млн лет), но, видимо, закончило свое образование в эпоху, соответствующую карельской складчатости.

Ближний возраст складчатого основания, может быть немного более поздний, имеет Китайско-Корейская платформа, прикрытая осадочным чехлом, в основании которого залегают синийские отложения с возрастом 1040 млн лет (Ли Пу и др. 1960). Имеющиеся определения возраста пегматитов из основания платформы в провинции Ляонин дают величины 1600—1400 млн лет. Возраст седиментации самой молодой свиты основания во Внутренней Монголии определяется (Виноградов и Тугаринов, 1964) по свинцу в 1500—1800 млн лет. Таким образом, возраст образования складчатого основания платформы, примерно, можно оценить в 1500—1600 млн лет. Возраст складчатого основания Южно-Китайской платформы остается неизвестным. Лишь предположительно его можно считать одинаковым с Китайско-Корейской.

На Индийской платформе карелидам, примерно, соответствует Восточно-Гатская складчатая система, возраст которой по многочисленным определениям абсолютного возраста минералов из пегматитовых жил определяется в 1600—1700 млн лет (Виноградов, Тугаринов, 1964).

На других южных платформах — обломках Гондваны, кроме Индийской, складчатость, соответствующая карельской и гудзонской, не

проявлялась, как это уже отмечал Н. А. Штрейс (1964), или проявлялась очень слабо и не выявлена пока.

Наоборот, для платформ Северного полушария эта эпоха складчатости играла очень важную роль, так как именно ею были созданы основные части древних платформ — остовы северных материков.

Следующей, четвертой, является эпоха складчатости, проявившаяся около 900—1000 млн лет назад. В эту эпоху образовался пояс готид, причленившийся к послекарельской части Восточно-Европейской платформы, и пояс Гренвилл, причленившийся к послегудзонской части Северо-Американской платформы. Эти два пояса соответственно увеличили площади двух северных платформ.

На Африканской платформе, между двумя древними массивами — Южной Африки, с одной стороны, и Северной и Центральной, с другой, — протягивается пояс более молодой складчатости, недавно охарактеризованный в нашей литературе С. Е. Колотухиной (1964) и Н. А. Штрейсом (1964), которые рассматривают его несколько по-разному.

Пояс этот протягивается от берегов Красного моря в Сомали, охватывает так называемый Мозамбикский пояс Холмса и идет далее в виде зоны Кибара — Урунди — Карагве — Анколе. Продолжением его, по С. Е. Колотухиной и Н. А. Штрейсу, являются структуры дуги в Юго-Западной Африке, сложенной складчатыми отложениями групп Отави — Дамара. Для большей части пояса, как указывают Л. Каэн (1963), упомянутые авторы сводок и другие исследователи, характерно образование складчатых структур и проявление магматизма после кибарской складчатости — 850—1115 млн лет назад (Каэн, 1963; Штрейс, 1964). Приблизительно в середине рифейского времени, как пишет Н. А. Штрейс (1964), в результате кибарской складчатости произошло замыкание геосинклинальных систем и разделявшие их древние массивы были соединены. Однако замкнулась и закончила геосинклинальное развитие только средняя часть этого пояса, собственно кибарская, а юго-западная (Отави — Демара — Катанга) и северная (в районе Красного моря) еще сохраняли свою подвижность до конца протерозоя.

На Индийской платформе с этой же эпохой складчатости связано образование Сатпурского пояса с возрастом складчатости, гранитоидов и пегматитов в 900—980 млн лет. Более древними являются, видимо, банделькандские гранитогнейсы, примыкающие к нему севернее.

Не совсем ясна роль рассматриваемой эпохи складчатости в Австралии. Однако, по данным А. Ф. Вильсона, В. Компстона и П. М. Джеффри (1963), в западной части материка пояс позднекембрийской системы, с возрастом складчатости в 900—1050 млн лет, разделяет древние массивы Пильбара (на севере) и Калгурли (на юге).

Последней, пятой, платформообразующей эпохой складчатости является эпоха на грани протерозоя и кембрия, получившая название байкальской, катангской, ассинтской, кадомской и т. п. и проявившаяся 700—550 млн лет назад. С нею связано замыкание складчатых поясов, разделяющих отдельные части древних платформ Гондваны (Штрейс, 1964). В это время закончил свое существование подвижный пояс, вытянутый от берегов Красного моря через Катангу до дуги Отави — Дамара. Его северная часть, расположенная на побережье Красного моря, а также Мозамбикский пояс и юго-западная часть — Катангская система имеют возраст складчатости в 450—650 млн лет. Древние массивы Северо- и Центрально-Африканский и Южно-Африканский были окончательно спаяны этой складчатостью в единую платформу (Штрейс, 1964). Точно также, согласно выводам Н. А. Штрейса (1964), в Южно-Американской платформе пояс бразилид спаял около 450—600 млн лет назад более древние массивы в единую платформу.

В Австралии образовался пояс Аделаиды, точное протяжение и конфигурация которого пока не выяснены. Возраст эпохи складчатости здесь 660—540 млн лет. На платформах северных материков роль байкальской эпохи складчатости была совсем иная. Здесь складчатые системы этого времени только опоясывают по краю более древние части платформ — Сибирской и Восточно-Европейской (тиманиды).

Для развития складчатых систем, закончивших свое развитие в байкальскую и соответствующие ей эпохи складчатости (байкалид), видимо, удастся в дальнейшем выделить два главных этапа — геосинклинальный и заключительный (орогенный). Формации заключительного этапа мы имеем на окраине Сибирской платформы и во внутренней зоне в межгорных впадинах в системе Катанги.

Подводя итог, следует отметить, что пять охарактеризованных платформообразующих эпох складчатости в пределах древних платформ намечают известные грани или рубежи в развитии последних. Первая (2500—2700 млн лет) заканчивает образование ограниченных по площади протоплатформ. Точно также и вторая (2000 млн лет) — беломорская по А. П. Виноградову и А. И. Тугаринову (1961) — должна рассматриваться как эпоха окончания формирования более крупных, вероятно, протоплатформ второй генерации. Третья (карельская, гудзонская — 1700 млн лет) играет главную роль в образовании значительных по площади и сложных платформ северных материков. Четвертая (900—1000 млн лет), так же как и пятая (байкальская 550—700 млн лет), лишь наращивают платформы северных материков, но играют существенную роль в образовании южных (Гондваны), спаивая отдельные более древние массивы в моноклитные платформы (Штрейс, 1964).

ПЛАТФОРМООБРАЗУЮЩИЕ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ В ПРЕДЕЛАХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

В послерифейское время (фанерозое) происходило развитие больших геосинклинальных складчатых поясов, разделяющих древние платформы. Наиболее обширным поясом является Европейско-Азиатский, который с его ветвями (Урало-Монгольской и Средиземноморской) разделяет друг от друга древние Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую и Южно-Китайскую платформы, Широкой полосой он отделяет вместе с тем все перечисленные платформы от южных платформ — обломков Гондваны: Африканской, Индийской и Австралийской.

Тихоокеанский пояс, окаймляя одноименную впадину, отделяет ее от Австралийской, Южно-Китайской, Китайско-Корейской, Сибирской, Северо-Американской, Бразильской и Антарктической платформ.

Атлантический пояс, сливающийся с Европейско-Азиатским в западной части Европы и с Тихоокеанским в Центральной Америке, сохранился фрагментарно. Он представлен Аппалачской системой восточного побережья Соединенных Штатов, Канады и Ньюфаундленда, Восточно-Гренландской системой и системой каледонид Англии, Шотландии, Норвегии и Шпицбергена.

Арктический пояс плохо представлен, он выражен только Иннуитской системой на севере Канады вдоль окраины Северо-Американской платформы (рис. 2).

Последним является пояс Южной Африки, представляющий остаток несомненно более обширной Капской системы, не сохранившейся сейчас из-за образования океанических впадин. Связи его с другими поясами остаются неясными.

В пределах этих поясов мы имеем площади, превратившиеся в молодые платформы, и площади, сохранившие свою геосинклинальную подвижность до настоящего времени. Последние представлены Альпий-

ско-Гималайской складчатой системой, Индонезийской системой и кайнозойскими складчатыми системами внутренней части Тихоокеанского пояса, не закончившими геосинклинальное развитие.

Среди молодых платформ в пределах всех перечисленных поясов мы имеем только две категории, различные по времени прекращения

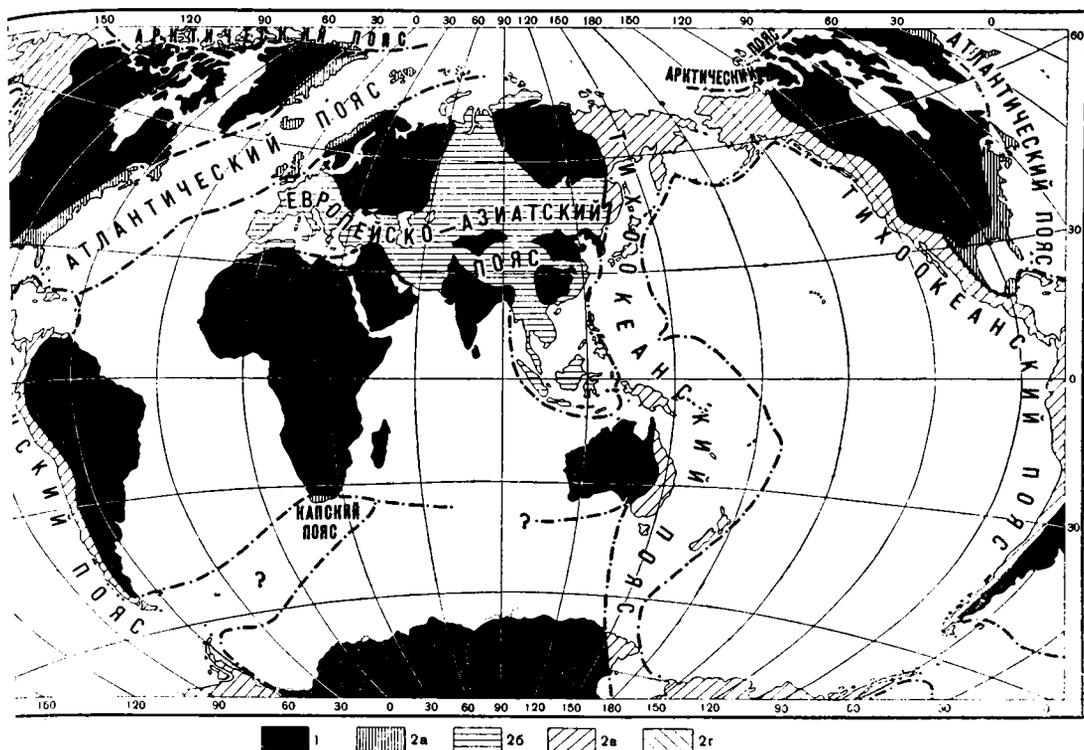


Рис. 2. Схема расположения геосинклинальных складчатых поясов и древних платформ: 1 — платформы; 2 — складчатые пояса: а — Атлантический; б — Европейско-Азиатский; в — Тихоокеанский; г — Арктический

геосинклинального режима и возникновения платформенного на достаточно обширных площадях.

1. Молодые платформы, образовавшиеся в самом конце палеозоя (или в самом начале мезозоя), — собственно **эпипалеозойские**.

2. Молодые платформы, возникшие в середине мезозоя, перед поздним мелом. Для них еще нет общепринятого названия. Мы будем называть их **эпимезозойскими**¹.

Таким образом, имеются только две послерифейские платформообразующие эпохи складчатости, из которых одна проявилась в самом конце палеозоя или начале триаса — герцинская, а другая в середине мела — верховьянская.

РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМ

Значительные, даже преобладающие по площади части Атлантического и Европейско-Азиатского пояса представляют собой эпипалеозойские платформы: Западной Европы, восточного побережья Северной

¹ Это наименование не вполне точно соответствует смыслу — платформы начали существовать после раннего мела, а не после мезозоя. Однако поскольку большая часть мезозойских отложений участвует в строении основания платформы и другого более удачного названия нет, условно можно именовать их эпимезозойскими платформами.

Америки и Восточной Гренландии, Урала, Западной Сибири, Казахстана, Туранской плиты Средней Азии, Монголии, Северо-Восточного Китая. Площади эпипалеозойских платформ в пределах Тихоокеанского пояса незначительны. Здесь к ним относится лишь складчатая система Восточной Австралии и Катазия, элементами этих платформ, вероятно, являются срединные массивы, окаймленные более молодыми складчатыми системами: Индосинийский, Колымский, Чукотский и др.

Эпипалеозойские платформы обладают складчатым основанием, возникшим из палеозойских геосинклинальных складчатых систем. Последние имели различную историю развития. Среди них по признаку различия истории выделяют салаириды, ранние и поздние каледониды, ранние и поздние герциниды.

Наиболее резко отличаются эти системы по этапам развития со свойственными последним особенностями структурных форм, комплексами осадочных и вулканических формаций и интрузий. Если в основу разделения положить только различия возраста главных этапов — собственно геосинклинального и заключительного, то для салаирид характерна длительность первого из них — с середины рифея до конца кембрия, для каледонид — иногда с начала рифея, иногда с начала кембрия до начала или конца силура, для герцинид — с кембрия до конца нижнего карбона. Заключительный этап (орогенный) у них имеет различное начало — у салаирид — с позднего кембрия, у каледонид — с начала силура или начала девона, у герцинид — со среднего карбона. Конец же заключительного этапа у всех этих систем одинаковый и заканчивается в интервале от середины перми (перед поздней пермью) до конца раннего триаса (перед средним триасом). После этого времени повсюду в пределах этих складчатых систем установился платформенный режим с формированием осадочного чехла, который покрывал их без всяких различий.

Конечно, история развития салаирид, каледонид и герцинид была очень различной и необходимо строго разграничивать их при составлении любых тектонических схем и карт. Однако все они являются лишь различными по своей истории системами, составляющими разные элементы или части фундамента эпипалеозойских молодых платформ, прикрытых общим платформенным чехлом, который начал формироваться с начала мезозоя.

Платформобразующей является лишь конечная — герцинская эпоха складчатости, что касается каледонской, салаирской и др. они делят лишь отдельные этапы развития в складчатом основании и по ним в пределах последнего легко выделить различающиеся по истории части.

С заключительной каледонской складчатостью на грани силура и девона не связано образование каких-либо платформенных структур. Она лишь разделяет собственно геосинклинальный и заключительный этапы каледонид. Последний здесь очень растянут по сравнению с герцинидами.

В итоге развития всех палеозойских складчатых систем — салаирид, каледонид и герцинид в конце палеозоя огромные площади подвижных поясов прекратили свое геосинклинальное развитие и были превращены в молодые эпипалеозойские платформы. Можно думать, что площади, занятые этими платформами, были раньше значительно больше, чем теперь, так как они распространялись с материков на пространства соседних океанических впадин и внутренних морей. Об этом свидетельствуют многие факты тектонических связей различных участков систем и их геологической истории.

На месте западного Средиземноморья и Тирренского моря, вероятно, располагалась исчезнувшая ныне часть эпипалеозойской платформы, включавшая Сардинию и Корсику. То же касается дна южной части Черного моря. Наличие по берегам Атлантического океана лишь

обрывков Атлантического пояса каледонид и отчасти герцинид, позволяет предполагать о прежнем протяжении пояса через всю Северную Атлантику. То же касается Арктического бассейна, в пределах площади которого ранее сливались многие складчатые системы Европы, Азии и Америки.

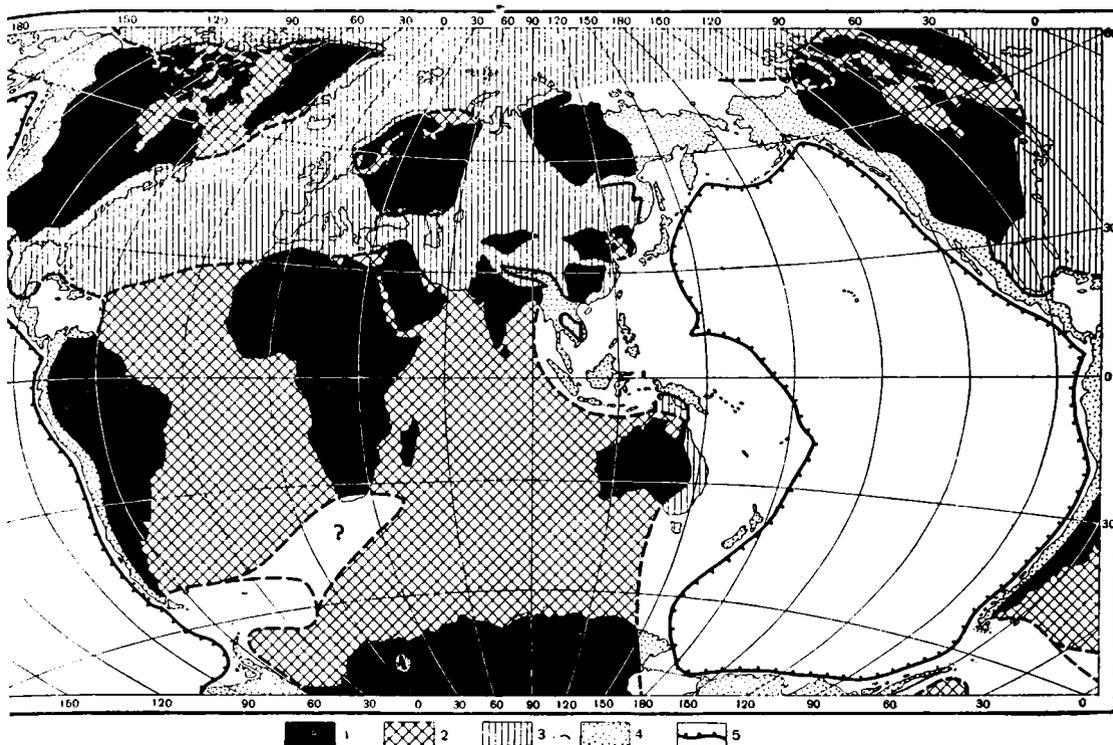


Рис. 3. Платформенные, геосинклинальные и океанические области в начале мезозоя:
 1 — древние платформы; 2 — предполагаемое распространение древних платформ; 3 — предполагаемое распространение эпипалеозойских платформ; 4 — геосинклинальные подвижные области; 5 — контуры впадины Тихого океана.

Площадь эпипалеозойских платформ, таким образом, достигала в начале мезозоя большей величины, чем сейчас. Если учесть, что в это время, по-видимому, больше была и площадь древних южных платформ Гондваны, впоследствии сильно сокращенных при образовании океанических впадин Атлантического и Арктического океанов, а также может быть частично и Индийского (Муратов, 1957), можно допустить, что начало мезозоя было временем наиболее широкого распространения платформ на земной поверхности (рис. 3).

РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ЭПИМЕЗОЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМ

В пределах Тихоокеанского пояса эпипалеозойские платформы развиты очень слабо и их роль здесь переходит к эпимезозойским платформам, в чем выражается, как говорил Н. С. Шатский, одна из особенностей Тихоокеанского сегмента Земли.

Эпимезозойская платформа в наиболее типичном виде выражена в Верхоянской складчатой системе мезозоя Северо-Востока СССР и достигает здесь значительной площади. Развита она в пределах Аляски, Скалистых гор Канады, Соединенных Штатах и Мексике, а также в

Северном Вьетнаме, в Тибето-Малайской складчатой системе и Монголо-Охотской.

В пределах Верхоянской системы наиболее отчетливо выражены два этапа развития: собственно геосинклинальный, длившийся с конца палеозоя (верхнего карбона и перми) до конца средней юры, и заключительный (орогенный), охватывающий позднюю юру и ранний мел. Особенностью рассматриваемых платформенных областей является отсутствие в их пределах настоящего платформенного чехла, за исключением срединных массивов. После окончания складчатости, орогенеза, превращения в конце мела в горную страну эти области продолжали сохранять свой приподнятый характер и далее, а в неогене, и четвертичном периоде были захвачены новейшими поднятиями. Таким образом, эпимезозойские платформы, являясь наиболее молодыми образованиями этого рода, имеют известные отличия от более древних платформ. Вероятно, в их пределах еще не успел развиваться осадочный платформенный чехол, что конечно является следствием крайней молодости этих платформ в геологическом смысле. Их возраст около 100 млн лет.

Та часть Европейско-Азиатского пояса, которая сохранила более длительное время свою подвижность, известна как Альпийско-Гималайская складчатая система, имеет более сложную историю геосинклинального развития, чем другие части этого пояса. Как выше уже упомянуто, в ее пределах мы имеем два геосинклинальных периода развития — палеозойский и альпийский. Как в первом, так и во втором было по два обособленных этапа: собственно геосинклинальный и заключительный. Заключительный (орогенный) альпийский этап здесь, видимо, находится в последней стадии, близок к окончанию, однако платформенный режим здесь еще не начался.

Кайнозойская часть Тихоокеанского пояса находится в значительно более ранней стадии геосинклинального развития, чем Альпийско-Гималайская система. Таким образом, кайнозойских (по времени возникновения) платформ мы пока на поверхности Земли не имеем.

МЕГАСТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Приведенные данные о распространении и возрасте главнейших эпох складчатости в пределах докембрийских платформ и более молодых складчатых поясов позволяют разделить историю развития платформ и этих поясов на отдельные этапы, являющиеся вместе с тем определенными крупными стадиями (мегастадиями) общего направленного развития земной коры.

Последнее идет, как мы считаем, по пути превращения тонкой коры океанического типа в сторону образования толстой коры материков, в наиболее типичном виде представленной однородной по своему строению земной корой древних и молодых платформ. Геосинклинальное развитие приходится рассматривать как процесс, в результате которого происходит образование толстой платформенной коры.

По этому вопросу уже давно высказывались многие геологи (Белюсов, 1962; Богданов и др., 1963; Васильковский, 1962; Кропоткин, 1956; Магницкий, 1953; Муратов, 1957; Павловский, 1953; Потапов, 1962; Хаин, 1964; Шатский, 1946, Штрейс, 1964 и др.), а в последнее время А. Л. Яншин. Однако прочно разработанной и хорошо обоснованной теории этого процесса еще не существует.

Образование толстой земной коры платформенного типа на первых этапах шло в сторону формирования и затем расширения древних платформ. Когда последние сложились и достигли значительной величины, процесс образования континентальной коры перешел в пределы разделявших платформы относительно узких полос земной коры, ко-

торые сделались подвижными поясами. Последние состояли из многих геосинклинальных систем разного возраста, превращавшихся в процессе развития в складчатые системы и затем в молодые платформы. Основными рубежами в течении этих процессов, по-видимому, приходится считать главнейшие эпохи складчатости, когда более или менее значительные по площади части подвижной земной коры теряли эту подвижность и превращались в платформы.

Как видно из приведенного выше разбора главнейших эпох складчатости, мы за всю историю земной коры можем сейчас наметить лишь семь платформообразующих эпох складчатости. Восьмой является последняя эпоха складчатости альпийского заключительного этапа, которая еще не закончилась и не привела еще к образованию новейших платформ, но, видимо, близка к окончанию. Учитывая особенности общего хода развития земной коры и то, что некоторые главнейшие эпохи складчатости не играли роли крупных поворотных пунктов, рубежей в этом процессе, а являлись лишь разделами промежуточных этапов; можно выделить только шесть крупнейших этапов или мегастадий развития земной коры:

I — образования и развития первичной земной коры;

II — образования протоплатформ;

III — формирования остовов древних платформ северных материков;

IV — образования древних платформ Гондваны и начального этапа развития разделявших платформы подвижных поясов;

V — развития Атлантического и Европейско-Азиатского подвижных поясов с образованием к концу больших площадей молодых платформ; развития Тихоокеанского пояса с более поздним возникновением молодых эпимезозойских платформ;

VI — возникновения и развития вторичной Альпийской геосинклинальной области в Европейско-Азиатском поясе, вторичных впадин океанов (Атлантического, Арктического, Индийского), а также развития наиболее молодых кайнозойских геосинклинальных систем в пределах Тихоокеанского пояса.

Ниже приведена краткая характеристика этих важнейших ступеней развития земной коры и их разграничений.

Мегастадии различаются по типам крупнейших элементов структуры земной коры, которые складывались и развивались в каждой из них и были сформированы к их окончанию. Эти различия касаются внутреннего строения структурных элементов, их масштаба, формы, исторической роли и особенностей их развития.

I. Образование и развитие первичной земной коры

За последние годы в пределах древних платформ выявлены участки пород, являющихся остатками древнейшей земной коры.

На Украинском щите, в районе Днепропетровска, на р. Суре и у села Ямбург среди мигматитов имеются ксенолиты, состоящие из метабазитов и амфиболитов. Возраст этих метаморфизованных основных пород составляет для разных пунктов от 3100 до 3630 млн лет (Комлев и др., 1962; Ивантишин и др., 1964). Они являются остатками древнейших вулканических толщ, подвергшихся мигматизации.

На Балтийском щите, на Кольском полуострове А. А. Полканов и Э. К. Герлинг (1962) в районе р. Вороньей и д. Ловозера указывают наличие среди гранитоидов отдельных включений крупных глыб и полос древнейших пород. Они представлены здесь гранит-мигматитами, гнейсо-гранитами и пегматитами. А. А. Полканов и Э. К. Герлинг

(1962) разделяют древние породы здесь на две возрастные группы с возрастом в 3250—3590 млн лет и 2700—3100 млн лет.

На Сибирской платформе такие древние породы не обнаружены, но алданская серия кристаллических сланцев и гнейсов, по Н. В. Фроловой (1962), образовалась за счет размыва и переотложения материала древнейших основных пород первичной коры.

Наиболее широко выявлены породы древнейшей коры на Канадском щите. Здесь основные эффузивы кизэтинской серии (базальты и туфы) и основные метаморфизованные породы, образовавшиеся за счет размыва вулканических пород, хорошо обнажены, образуют широкие площади и слагают своеобразные системы петельчатых изоморфных складок и куполов с плогими сводами и крутыми крыльями. Строение их и условия формирования подробно освещены М. С. Марковым (1962). Возраст определяется до 3500 млн лет.

Подобные породы указываются также в Центральной Африке, где, по данным Л. Каэна (1963), распространены слюдяные сланцы и амфиболиты с возрастом в 3200—3400 млн лет и чарнокиты с возрастом около 3500 млн лет.

В Южной Африке, как уже упомянуто выше, в основании протоплатформы распространены древнейшие породы с возрастом 3200—3500 млн лет.

Таким образом, древнейшие горные породы, относящиеся к ранним стадиям земной коры, датируются возрастом около 3500—3600 млн лет, свидетельствуя, что в это время кора уже существовала. Есть указания на существование пород с возрастом около 4000 млн лет, пока еще не проверенные.

По астрономическим данным возраст Солнца, Земли и других планет солнечной системы составляет 5000—5500 млн лет. В. Г. Фесенков (1964) приводит новейшие данные о возрасте солнечной системы, полученные в результате определения возраста метеоритов, в 5000 млн лет.

Возникновение первичной коры, следовательно, происходило скорее всего в интервале 4000—4500 млн лет.

В самом начале образование первичной коры было связано, вероятно, с кристаллизацией поверхностных магматических масс, подобных застывшим коркам лавы на поверхности лавового озера Килауэа (Гавайи). Долгое время кора была очень тонкая, легко растрескивалась и через трещины проникали гигантские по объему массы лавового материала, покрывая ее поверхность.

Вулканические процессы достигали таких масштабов, что практически вся поверхность Земли была покрыта продуктами вулканической деятельности, имевшими основной состав. Кора состояла из базальтов, базальтовых туфов, брекчий и других близких образований. Поверхность Земли была покрыта первичной атмосферой, состоящей из газообразных продуктов вулканической деятельности (Виноградов, 1959).

Вероятно, можно различить два этапа существования первичной коры (Н. М. Страхов, 1962). Первый, — когда кора была горячая и покрывавшая ее атмосфера имела температуру выше $+100^{\circ}\text{C}$; второй, — когда температура упала ниже $+100^{\circ}\text{C}$ и водяные пары конденсировались, образовав водную оболочку — первичный океан.

Поверхность Земли до образования гидросферы была полностью во власти эндогенных сил. Формирование рельефа и структур земной коры подчинялось исключительно явлениям вулканизма и деформациям эндогенного характера. Если бы эти структуры и формы поверхности сохранились, они имели бы облик, сходный с поверхностью Луны. Из-за отсутствия атмосферы и воды на Луне экзогенные процессы не нарушили, не уничтожили этого типа форм и они законсер-

вировались, если не считать бомбардировки метеоритами, в своем первоначальном виде, в то время как на Земле трудно различить следы этого этапа.

Еще А. П. Павлов (1922) обрисовал условия формирования земной коры в начальных стадиях ее развития. Он впервые высказал мысль, что земная поверхность проходила стадию, аналогичную той, которую имеет видимый нам лик Луны. Он назвал эту стадию лунной.

С возникновением гидросферы и появлением первых водных бассейнов, наряду с процессами вулканизма, большую роль стали играть процессы размыва, переноса и отложения осадков. Следовательно, появились начальные осадочные породы. Движения земной коры во взаимодействии с вулканизмом привели к образованию куполовидных структур земной коры, характерных для ранних стадий развития. Эти куполовидные формы — очаги последующей гранитизации, мигматизации и метаморфизма пород охарактеризованы М. С. Марковым (1962) для Канадского щита и Е. В. Павловским (1962) для ряда древних платформ. Образование этого рода структурных форм происходит, как считают Е. В. Павловский и М. С. Марков (1964), лишь в совершенно особых условиях подвижности земной коры, которые отличались как от геосинклинальных, так и от платформенных. Эта древнейшая стадия развития земной коры в основном базальтового состава была названа Е. В. Павловским (1962) нуклеарной.

Самая начальная — лунная стадия существования земной коры (по А. П. Павлову) и следующая за ней нуклеарная разграничиваются временем возникновения воды в жидкой фазе на поверхности Земли. Вместе эти две стадии формирования и развития первичной коры надо считать древнейшей мегастадией ее развития. Во времени она соответствует интервалу от возникновения первичной коры базальтового состава до начала интенсивных процессов гранитизации. Последние начали проявляться на отдельных участках первичной коры, видимо, около 3000 млн лет назад, так как гранитоиды более древние чрезвычайно редки. А. И. Тугаринов считает, что гранитов древнее 3000 млн лет вообще нет.

II. Образование протоплатформ

Начало формирования платформенных участков земной коры связано, по-видимому, с процессами гранитизации и мигматизации, которые шли в широком масштабе. Процессы эти стали возможны лишь после появления осадочных пород — песков, глин и др. на дне первичных морей. Последующая метаморфизация этих пород, процессы гранитизации и ультраметаморфизма привели к образованию не только метасоматических гранитоидов, но и гранитной магмы. Возможно, что значительную роль в локализации этих процессов играли системы разломов.

В результате возникает неоднородность коры по площади, так как, видимо, не вся поверхность первичной коры стала подвергаться этим процессам. Та часть ее, где они не проявлялись, сохранила в течение дальнейшей истории свой базальтовый состав.

Вместе с тем на площади коры, подвергшейся гранитизации, стали возникать узкие шовные прогибы типа Тимискамингских на Канадском щите и Криворожских — на Украинском (Павловский, Марков, 1964).

Среди протоплатформ намечаются две генерации. Более древние из них (Южно-Африканская, Канадская) возникли около 2500 млн лет назад. Платформенный чехол покрыл здесь нуклеарный фундамент

вместе с шовными впадинами. Более поздняя генерация протоплатформ образовалась около 2000 млн лет назад. В основании этого рода протоплатформ участвуют структуры, возникшие в своеобразных обширных мало дифференцированных прогибах — протогеосинклиналях (Павловский, 1962).

Протоплатформы, вероятно, охватывали значительные площади древних платформ, но сохранились только в виде отдельных массивов, разделенных полосами более молодых складчатых систем. Наиболее крупными массивами, помимо упомянутых выше участков, покрытых осадочным чехлом, являются Украинско-Воронежский массив на юге Восточно-Европейской платформы, массивы Северо- и Центрально-Африканской, Австралийской и Бразильской платформ.

Как показали Е. В. Павловский (1964), Е. В. Павловский и М. С. Марков (1964), протоплатформы, создавшиеся в ранние этапы развития земной коры, обладали рядом особенностей, отличавших их от известных нам сейчас древних платформ. Покрывающий их осадочный чехол иногда подвергался региональному метаморфизму (фашия зеленых сланцев), был местами смят в складки и деформирован огромными гнейсо-гранитными куполами, а также прорван интрузиями гранитоидов.

В дальнейшем в протерозое протоплатформы распадались на фрагменты, разделенные наложенными геосинклинальными трогами, и затем, как отдельные массивы, вошли в состав гетерогенного фундамента древних платформ (Павловский и Марков, 1964).

Остается неизвестным, насколько широко распространение имели протоплатформы. Однако можно предполагать, что они охватывали очень большие площади, и не исключена возможность, что значительно больше, чем нынешние древние платформы. Их можно рассматривать как определенную стадию состояния широких площадей земной коры, подвергшейся гранитизации, но обладавшей еще значительной подвижностью. На их месте в дальнейшем могли развиваться как геосинклинальные трогии раннего протерозоя, обладавшие сравнительно коротким временем существования, так и длительно развивавшиеся геосинклинальные складчатые пояса рифея, палеозоя и мезозоя. Сохранившиеся до нашего времени протоплатформы являются лишь обломками, остатками участков этих образований, частью покрытых протоплатформенным чехлом, частью лишенных его.

III. Образование остовов древних платформ северных материков

Остовы древних платформ северных материков состоят, в соответствии с изложенным выше, из обломков протоплатформ, спаянных нижнепротерозойскими складчатыми системами.

Для Восточно-Европейской платформы остов фундамента слагают, как было впервые показано еще Н. С. Шатским (1946₁) и сейчас на основе новых материалов подтверждено Р. А. Гафаровым (1963), из карельских и свекофеннических складчатых полос, соединяющих реликты протоплатформ. Наиболее значительной по размерам протоплатформой является здесь Украинско-Воронежский массив¹. Р. А. Гафаров (1963) изображает на своей схеме целый ряд меньших обломков различного масштаба. Система геосинклинальных прогибов карелид и свекофеннид наложилась на протоплатформенное основание и разделила его на блоки. После карельской и свекофеннической складчатости и формирования соответствующих интрузий, возникшие складчатые системы карелид и свекофеннид соединили более древние глыбы и образовали сложный по своему строению остов древней платформы.

¹ Не выделяемый Р. А. Гафаровым на схеме, но, вероятно, требующий обособления.

По-видимому, сходным и примерно одновременным было образование остова Северо-Американской платформы, хотя здесь остатки протоплатформ имеют более значительные размеры (провинция Верхнего Озера канадских геологов). В соответствии с выводами Ю. А. Косыгина (1962), остов Сибирской платформы имеет более древний возраст.

Что касается древних платформ Южного полушария, то для них Н. А. Штрейс (1964) предполагает более широкое распространение древних «раннедокембрийских» платформенных массивов с возрастом 2000—2500 млн лет («протоплатформ»), к которым прямо примыкают складчатые сооружения рифейских поясов. Н. А. Штрейс считает, что здесь отсутствуют образования, соответствующие карелидам и геосинклинальному складчатому гурону северных платформ. Если так, то справедливы его выводы о различиях в развитии южных и северных древних платформ, которые мы принимаем.

Однако надо сказать, что докембрий Африки и Южной Америки еще недостаточно изучен и на больших площадях фундамент платформ покрыт осадочным чехлом. Не исключено, что в будущем могут быть и там открыты аналоги карелид, может быть только не в таком широком развитии, как на северных платформах.

Так или иначе, во всяком случае для северных платформ достаточно четко обособляется крупный этап формирования их остова. Он выражен в раздроблении протоплатформ, развитии образовавшихся геосинклинальных систем, их складчатости и сложении гетерогенного основания.

На южных платформах этому этапу соответствует, если принять выводы Н. А. Штрейса, эпоха раздробления протоплатформ, поднятия крупных глыб, образование разделяющих их трогов, но без их замыкания и складчатости.

IV. Образование древних платформ Гондваны и начальный этап развития подвижных поясов в рифее

Как было недавно показано Н. А. Штрейсом (1964), образование платформ — обломков Гондваны закончилось после того как древние платформенные массивы, составляющие их, были соединены складчатыми системами, возникшими на месте разделявших их геосинклинальных прогибов.

Этот процесс протекал в два этапа. В первом, соответствующем кибарской эпохе складчатости в Африке и сатпурской в Индии, складчатые пояса замкнулись только отчасти. Во втором, соответствующем катангской эпохе складчатости в Африке, Дели в Индии, произошло окончательное замыкание прогибов.

В результате геосинклинальные системы бразилид в Южной Америке, Красноморско-Катангской системы в Африке, сатпурид и Дели в Индии, а также система Западной Австралии и Аделанды прекратили свое существование и спаяли более древние платформенные глыбы. Образовалась огромная южная платформа Гондваны. По времени этот процесс происходил в основном в верхнем протерозое (рифее). В это же время северные древние платформы уже почти целиком сложились и покрывались платформенным чехлом. Лишь наращивая их по краям, возникли позднедокембрийские системы Гренвилл в Северной Америке, Готская и Тиманская — на Восточно-Европейской платформе и Байкальская — на Сибирской.

Вместе с тем это время (рифей) соответствует начальному этапу развития геосинклинальных складчатых поясов — Европейско-Азиатского, Атлантического, Тихоокеанского и др. С рифея они представляли подвижные системы, в которых происходило накопление мощных гео-

синклинальных формаций, в частности вулканических, процессы складчатости, внедрения интрузий. Однако замыкания складчатых систем, за исключением перечисленных участков по краям северных древних платформ не произошло.

В результате начального этапа развития этих поясов возникло складчатое основание палеозойских геосинклинальных систем, сохранившее в палеозое свою высокую подвижность.

Таким образом, выделяемая рифейская мегастадия является весьма своеобразной. К началу ее уже сложились крупные остовы древних платформ и в промежутках между ними сохранились подвижные пояса. Более узкие из них, разделявшие массивы — участки Гондваны, развиваясь в течение рифея, замкнулись и вошли в состав платформ. Более широкие геосинклинальные пояса, развиваясь в течение рифея, не замкнулись в его конце. Только узкие окраинные зоны этих поясов причленились к древним платформам и соединились с ними. На всей остальной же их площади происходил процесс возникновения метаморфических толщ — метаморфид, слагающих ядра антиклинорий и срединные массивы внутри палеозойских складчатых систем и составляющих основание последних.

V. Развитие подвижных поясов и образование молодых платформ

С начала палеозоя существовали уже все древние платформы, которые развивались далее как платформенные области земной коры. Геосинклинальное развитие в рассматриваемую мегастадию происходило только в пределах разделявших их подвижных поясов, а также в окраинном Тихоокеанском поясе.

Различные геосинклинальные системы в Европейском, Азиатском, Атлантическом, Арктическом и Капском поясах проходили основные этапы развития не одновременно, в результате возникали разные по своей истории системы: салаирид, каледонид, капид, ранних и поздних герцинид и др. (Херасков, 1963; Муратов, 1963). На значительной площади этих поясов в конце палеозоя (перми) и начале мезозоя (триасе) возникли платформенные условия. Это была эпоха апогея платформенного развития на земной поверхности.

Условия, не отличимые от платформенных, возникли и на большей части площади Альпийско-Гималайской системы. Она потеряла свою подвижность, за исключением отдельных геосинклинальных прогибов, в которых можно предполагать почти непрерывное прогибание, между концом палеозоя и началом мезозоя (Крымско-Кавказская геосинклиналь Крыма и южного склона Кавказа, Южно-Памирская и некоторые др.).

С некоторым опозданием процесс развития и замыкания геосинклинальных систем произошел и в Тихоокеанском поясе. Здесь формирование комплекса основания закончилось в начале карбона, а развитие главных геосинклинальных систем происходило в верхнем палеозое — нижнем мезозое. Образование молодых (эпимезозойских) платформ произошло перед поздним мелом. В более позднем возникновении молодых платформ по сравнению с Европейско-Азиатским поясом и заключается специфика Тихоокеанского пояса, требующая дальнейшего изучения.

VI. Развитие вторичных геосинклинальных поясов, образование вторичных океанических впадин и впадин внутренних морей

Наиболее характерным для последней мегастадии развития земной коры, охватывающей мезозой и кайнозой, является возникновение вторичных геосинклинальных областей и вторичных океанических впадин.

В пределах Европейско-Азиатского пояса возникла Альпийско-Гималайская система, для которой характерно, что она развивалась на палеозойском складчатом основании, временно потерявшем на большей части площади свою подвижность. В начале мезозоя только отдельные геосинклинальные прогибы сохраняли здесь свою подвижность, в середине мела высокая подвижность возобновилась на значительной площади описываемой системы (Муратов, 1962). Таким образом, в этой системе второй раз после палеозоя происходило геосинклинальное развитие, которое возобновилось не сразу, а постепенно захватывало все большую площадь.

По-видимому, еще позже, в середине мела, возобновилось геосинклинальное развитие в Индонезийской системе Средиземноморского пояса и в кайнозойской части Тихоокеанского пояса.

Таким образом, кайнозойские складчатые системы возникли поверх более древних систем, уже прошедших геосинклинальное развитие, и являются по отношению к ним вторичными.

Параллельно с этим происходило образование новых океанических впадин и впадин внутренних морей, наложенных на различные более древние структурные элементы. Здесь невозможно разбирать в полном объеме всю очень сложную проблему происхождения вторичных океанических впадин. Но необходимо все же вкратце коснуться основных вопросов.

Существует три направления в понимании их генезиса, если не считать четвертого — гипотезы перемещения материков.

Часть исследователей геологов и геофизиков (Кропоткин, 1956; Павловский, 1953; Люстих, 1959; Васильковский, 1962 и др.), а также Н. А. Штрейс придерживается представления о большой древности всех океанических впадин. При этом считается, что океаническая земная кора является первичной, возникшей в глубокой древности, в архее, и отражает догеосинклинальную стадию ее развития. Процесс развития геосинклиналей ведет к образованию более толстой материковой коры платформ. Иначе, говоря, с точки зрения этой гипотезы развитие земной коры проходит ряд стадий от океанических впадин и подводных плато, называемых «талассократонами», к стадии геосинклинальных областей, а от последних — к толстой материковой земной коре платформ.

Гипотеза эта хорошо согласуется с материалом по тектонике побережья Тихого океана. Здесь мы видим последовательное окаймление плоских впадин середины океана системой островных дуг, которые можно считать геосинклинальной областью в ранней стадии развития. Далее тянется тектонический пояс кайнозойской складчатости, признаваемой также за современную геосинклинальную область. Он, в свою очередь, окаймляется более древним поясом мезозоид. Концентрическое расположение вокруг Тихого океана все более древних складчатых систем действительно можно считать отражением последовательных стадий преобразования земной коры вокруг талассократона — древнейшей океанической коры в его центральной части.

Однако эта гипотеза не может объяснить происхождения впадины Атлантического и Ледовитого океанов, берега которых секут часто под прямым углом структуры соседних материков Африки, Европы и Америки. Системы каледонид и герцинид Европы и Америки прямо срезаны этими берегами, оборваны и структуры Альпийского пояса Европы. Здесь нет никакого последовательного обрастания талассократона, а есть явное наложение океанических впадин на элементы более древних материковых структур.

Существует другая гипотеза, которой также придерживается большой круг авторитетных и крупных ученых (Белоусов, 1962; Тихомиров,

1958 и др.), считающих, что все океанические впадины, наоборот, являются крайне молодыми новообразованиями на поверхности Земного шара, возникшими в основном в палеогене и неогене за счет проседания крупных участков материковой земной коры с последовательным превращением ее в океаническую в результате процесса «океанизации». Океаническая кора рассматривается здесь как образование наиболее молодое, возникшее за счет материковой коры, которая разбивалась по общей схеме: геосинклинальные области — платформы — «талассократоны».

Эта гипотеза геологически удовлетворительно объясняет текущий характер берегов Атлантики и пригодна для объяснения образования впадин Атлантического, Ледовитого и отчасти Индийского океанов, но плохо увязывается с материалом, касающимся строения берегов Тихого океана.

Анализ имеющихся данных по геологии берегов Тихого и Атлантического океанов, в частности, по их тектонической структуре и истории развития заставляет склоняться к представлению, что океанические впадины неодинаковы по возрасту и условиям происхождения. Поэтому каждая из охарактеризованных гипотез вряд ли применима для объяснения образования всех океанических впадин. Для дна Тихого океана, окаймленного Тихоокеанским поясом, очень вероятно предположение о большой древности этой впадины и оно хорошо увязывается с геологическими фактами. Впадина Тихого океана, возможно, действительно является остатком первичной догеосинклинальной земной коры базальтового состава. Впадины Индийского, Атлантического и Ледовитого океанов скорее являются новообразованием. Однако они тоже, видимо, не одновозрастны. Впадина Индийского океана скорее всего существует с палеозоя, Атлантического и Ледовитого — с мезозоя и частично с палеогена.

В пользу вторичного происхождения этих впадин, в пределах которых океанического типа кора образовалась на месте ранее существовавшей материковой, указывает ряд фактов, прежде всего строение грабена Красного моря, который является одним из звеньев в цепи грабенов системы великих Африканских разломов. Здесь, несомненно, существовала материковая кора, а сейчас под дном грабена — океаническая кора и больше того — расположен выступ поверхности Мохоровичича, о чем уже приходилось писать (Муратов, 1957).

Любопытным фактом, на который обратил мое внимание А. Л. Яншин, является наличие участка гранитной коры под островом Сокотра в Индийском океане. Этот остров представляет глыбу — обломок Африканской платформы, окруженный почти кругом океанической корой дна океана.

Точно также остатком редуцированной гранитной коры является основание островной гряды Сейшельских и Маскаренских островов.

Самыми молодыми новообразованиями среди впадин океанического типа являются глубоководные впадины внутренних морей — Средиземного, Черного, Японского и др., которые существуют, видимо, с конца палеогена, а частично с неогена.

Наиболее правдоподобным, следовательно, исходя из данных о геологическом строении и истории океанических впадин, является представление об их различном возрасте и разном происхождении.

Г. Штилле (1964) вызывался в пользу такого представления уже давно, в 1946 г., а мной была сделана попытка обосновать эту гипотезу (Муратов, 1957) в несколько ином плане. К такого же рода представлению пришли Ю. М. Шейнманн (1961) и А. Л. Яншин (1964). Вместе с тем надо признать, что, конечно, прав Е. Н. Люстих (1959), выступая с критикой гипотез вторичного происхождения океанических впа-

дин, когда он указывает на слабость физического основания всех этих представлений, в том числе и моих. Это, действительно, так. Сейчас мы не можем еще дать физического объяснения процессов, которые приводят к преобразованию земной коры из материковой в океаническую и должны довольствоваться в этом отношении лишь более или менее правдоподобными предположениями — гипотезой океанизации (Белоусов, 1960, 1962), базификации (Тихомиров, 1958), перетекания материала (Муратов, 1957), миграции вещества в глубину (Шейнманн, 1961). Может быть на более прочной основе стоит А. Л. Яншин, ищущий объяснения этих процессов в уплотнении вещества земной коры под океаническими впадинами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Смена мегастадий развития земной коры отражает последовательность существования определенных типов крупнейших структурных форм, сменяющих друг друга во времени, и рисует как бы основные ступени на длинном пути ее эволюции. Вместе с тем она отражает общую направленность хода развития земной коры, которая на длительном протяжении истории Земли шла в сторону создания мощной сиалической коры материкового типа. Формирование такого типа коры достигло своего максимума в конце палеозойской или начале мезозойской эры. С этого времени начался и вскоре стал играть важную роль процесс преобразования материковой коры в океаническую с созданием вторичных глубоких впадин океанов и с возобновлением жизни новейших подвижных геосинклинальных поясов.

Направленный характер процесса развития земной коры в основных чертах был намечен Н. С. Шатским (1946₂, 1960).

Литература

- Афанасьев Г. Д. Некоторые геологические результаты исследования абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1959.
- Афанасьев Г. Д. и др. Проект уточнения геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на 1963 г. с учетом зарубежных материалов. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Гаррис М. А., Хамрабаев И. Х. Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1963.
- Белоусов В. В. Развитие Земного шара и тектогенез. Сов. геол., № 7, 1960.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Ханн В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1963.
- Васильковский Н. И. О направленности геологических процессов Земли. Геол. и геофиз., № 11, 1962.
- Вильсон А. Ф., Компстон В., Джефри П. М. Возраст докембрийских пород Австралии. Сб. «Вопросы геохронологии». Изд-во иностр. лит., 1963.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли, Чтения им. В. И. Вернадского, Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия. Геохимия, № 9, 1961.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Проблемы геохронологии Восточной Азии. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Абсолютный возраст геологических формаций. Изд-во «Наука», 1964.
- Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Абсолютный возраст геологических формаций, Изд-во «Наука», 1964.
- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1963.
- Гестил Г., Блейз Р., Ноуяс Д., Бержерон Р. Лабрадорская геосинклиналь. Тр. XXI сессии Междунар. геол. конгр. Вып. 1. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Ивантшин М. Н., Ладиева В. Д., Зайдис Б. Б., Ветштейн В. Е. Катархей Украины. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Абсолютный возраст геологических формаций. Изд-во «Наука», 1964.

- Каэн Л. Геохронология Африки. Сб. «Вопросы геохронологии». Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Келлер Б. М. О терминах альгонк и протерозой. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Колотухина С. Е. Основные черты тектонического развития Африки в докембрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1964.
- Комлев Л. В., Кучина Г. Н., Крюкова Н. Ф., Филиппов М. С., Вишневская Ю. Е. Древнейшие породы Днепровской складчатой зоны и проблемы катархея на Украине. Тр. 10 сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
- Косыгин Ю. А. Развитие Сибирской платформы в докембрии. Геол. и геофиз., № 7, 1962.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 16, 1963.
- Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов. Природа, № 4, 1956.
- Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гончжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И. и др. Об абсолютном возрасте горных пород КНР. Геохимия, № 7, 1960.
- Лобанов И. Н. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1962.
- Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1959.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. Голезиздат, М., 1953.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1957.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1963.
- Павлов А. П. Попытка распознать доархейскую эру в истории Земли. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 31, 1922.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Материалы совещ. по проблемам тектоники. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Павловский Е. В. и Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. Докл. сов. геол. на XXII сессии. Междунар. геол. конгр. проблема 4. Деформации пород и тектоника, Изд-во «Наука», М., 1964.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. Лабор. докембрия. АН СССР, вып. 12, 1962.
- Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. Генезис чарнокитов Украины. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 13. Чарнокиты. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Потапов И. И. О геологическом развитии Земли, Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 6, 1962.
- Семеновко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, Киев, 1964.
- Семеновко Н. П. Корреляция истории докембрия по данным абсолютной геохронологии. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 16. Абсолютный возраст геологических формаций, Изд-во «Наука», М., 1964.
- Семихатов М. А. К проблеме протерозоя. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1962.
- Тихомиров В. О. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1958.
- Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1956.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибилова Е. В. О возрасте пород криворожской серии. Тр. 10 сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
- Фесенков В. Г. Метеориты и происхождение Солнечной системы. Природа, № 10, 1964.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации Южной Якутии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», М., 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 91, 1963.

- Ш а т с к и й Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 1, 1946₁.
- Ш а т с к и й Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946₂.
- Ш а т с к и й Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 11, 1960.
- Ш е й м а н н Ю. М. Значение океанов Атлантического типа для развития структур Земли. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1961.
- Ш т и л л е Г. Пра- и неокеаны. Избранные произведения. Перев. с немецкого. Изд-во иностр. лит., М, 1964.
- Ш т р е й с Н. А. О происхождении Гондваны. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. проблема 9, Изд-во «Наука», М., 1964.
- Я н ш и н А. Л. Тектоническая карта Евразии. Геол. ин-т АН СССР, Изд-во АН СССР, М., 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
3 декабря 1964 г.

УДК 551.241

А. В. ПЕЙВЕ

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРИНЦИП УНАСЛЕДОВАННОСТИ

Структурообразование представляет собой поступательно развивающийся процесс, складывающийся из двух противоположных начал: унаследования и новообразования структур. В этом и состоит сущность принципа унаследованности.

В статье показано, что принцип унаследованности полностью соответствует представлениям о ведущей роли горизонтальных движений в формировании структуры земной коры.

Большую роль горизонтальных движений в создании структуры земной коры нельзя отрицать. В настоящее время она находит все новые и новые подтверждения.

Изучение подвижек при современных катастрофических землетрясениях в Японии, Монголии (Лукьянов, 1963), Копет-Даге (Копп, Расцветаев, Трифонов, 1964), Калифорнии позволило установить, что горизонтальная компонента перемещения значительно превышает вертикальную. Это было показано Ч. Ф. Рихтером (1963) и другими авторами. При современных катастрофических землетрясениях омолаживаются ранее существовавшие, реже возникают вновь крупные разломы. Горизонтальное движение по разлому чаще всего осуществляется в виде сдвига. По данным А. В. Лукьянова (1963), при сдвиге по главной трещине образуются мелкие разрывы и складки разного направления и характера смещения. Они связаны с общим движением при землетрясении, характер смещения по разрыву или деформация во вновь образованной складке зависит от их ориентировки относительно горизонтальной составляющей смещения. Поэтому взаимная ориентировка возникших структур вполне закономерна и отражает направление единой горизонтальной составляющей движения. При других землетрясениях горизонтально действующие тектонические силы вызывают образование надвигов или разломов растяжения (сбросов, раздвигов, грабенов и т. д.); в таких случаях первичные горизонтальные движения частично трансформируются в вертикальные, иногда достигающие значительной величины.

Многие крупные структуры геологического прошлого также связаны с горизонтальными движениями. Среди них в первую очередь следует отметить длительно развивающиеся линейные прогибы и поднятия протяженностью в несколько сотен километров и шириной не более 50—80 км. Это Уралтауское поднятие, Зеленокаменный прогиб Урала, Карсакпайский синклинорий и ряд других. Они сопровождаются мелкой продольной складчатостью, по их краям распространены зоны расслаивания и раздавливания пород, иногда надвиги, что с несомненностью указывает на происхождение таких структур под действием сжатия. Рассматривая общие структурные закономерности, Н. П. Херасков (1963) недавно справедливо подчеркнул, что возникновение крупных линейных прогибов и поднятий, образующих крупные линеаменты, невозможно объяснить вертикально действующими силами.

В последние годы накапливается все больше данных о ведущей роли разломов в тектонической жизни земной коры и, возможно, верхней мантии. Установлено, что разломы весьма разнообразны как по глубине заложения и длительности развития, так и по морфологии. Если прежде направление смещения по глубинным разломам в большинстве случаев не учитывалось при тектонических построениях, то теперь выделяются глубинные сдвиги, надвиги, сбросы (Кузнецов, 1963; Пейве 1960; Суворов, 1963). По некоторым сдвигам и надвигам установлены значительные горизонтальные перемещения. Сбросы часто связаны не с вертикальными движениями, а с растяжением, т. е. также с горизонтально действовавшими тектоническими силами. Выявляется связь крупных разломов и горизонтальных движений по ним с осадконакоплением, магматизмом (Пейве, 1961; Трифионов, 1963), складчатостью.

Изучение шарьяжей при помощи бурения (Динариды, Карпаты, Кордильеры) и детального картирования (Альпы) показало, что за один орогенический цикл величина горизонтального перемещения масс может превышать 100 км (Кинг, 1961; Tollman, 1963). Доказательства больших шарьяжных перекрытий получены в последние годы на Памире (Левен, 1964; Пейве и др., 1964) и на Западном Кавказе (Борукаев, 1964). Тектонические покровы шириной до 15 км установлены бурением на западном склоне Южного Урала. Тыловые части шарьяжей, их корни обычно выражены зонами сдвигов, соизмеримых с шарьяжами по величине перемещения.

Некоторые ведущие тектонисты уже давно предполагали большую роль сдвигов и связанных с ними тектонических форм в структуре земной коры (Мушкетов, 1935; Vibnoff, 1932). Сейчас такие представления находят все новые обоснования. Крупные правые и левые сдвиги установлены в Калифорнии, альпийской зоне Европы, Копет-Даге, на Памире, в Казахстане и Тянь-шане. Среди них есть как кратковременные образования, наложенные на ранее существовавшие тектонические формы, так и разломы длительного развития, определившие «структурный рисунок» сопредельных территорий. Перемещения по некоторым сдвигам достигают десятков, а может быть, первых сотен километров (Буртман и др., 1963; Пейве, 1956). Не случайно один из крупнейших современных геофизиков Беньоф (1957) считает разломы, обрамляющие Тихий океан, сдвигами крупного масштаба.

Разные тектонические формы, одновременно развивающиеся под действием горизонтально направленных сил: надвиги, шарьяжи, сдвиги, разломы растяжения, грабенообразные структуры, линейные прогибы и поднятия образуют характерные и повторяющиеся сочетания. Разломы ограничивают крупные, более или менее изометрические блоки земной коры, которые под действием сил, вызывающих движения по разломам, и в результате этих движений также деформируются; возникают нелинейные прогибы и поднятия, осложненные складками и разрывами. Строение той или иной тектонической формы, т. е. способ проявления горизонтально действующих сил зависит от ее ориентировки относительно вектора этих сил (Буртман и др., 1963). Обычно вектор исходной горизонтальной составляющей тектонических напряжений выдержан на большой площади, где ее действие определяет образование и взаимное расположение главнейших тектонических форм. Такого рода закономерности установлены в герцинской структуре ряда районов Центрального Казахстана, Урала, Центральной Европы, в альпийской структуре Балканского полуострова, Копет-Дага и других частей Средиземноморского складчатого пояса.

Таким образом, в земной коре горизонтальные движения широко распространены. Возникает вопрос, являются ли они спецификой земной коры или характерны также для мантии. Наши рассуждения о сверхглубоких («мантийных») разломах и о характере движений по ним более

чем условны. Мы не можем даже уверенно соединить фокальные зоны тихоокеанских землетрясений на разной глубине в единую поверхность глубинного разлома. Известно лишь, что в очагах землетрясений, в том числе глубоких, чаще всего действуют горизонтально или косо направленные сколовые напряжения. Поэтому не исключено, что горизонтальная компонента перемещения вещества коры и мантии может оказаться равной или значительно превышать вертикальную компоненту.

В разных слоях и в разных тектонических зонах деформирующейся земной коры движение масс, запечатленное в структурах, различно. Ясно, что имеется градиент перемещения масс, который и приводит к деформациям. Этот градиент существует не только в направлении, параллельном поверхности Земли, но и в разрезе. В складчатых зонах хорошо видно, что в одно и то же время фундамент дислоцируется не так, как осадочный покров, а разные части покрова перемещаются не одинаково. На границах сред, дислоцируемых по-разному, возникают волочения скольжения, срывы, зоны смятия, расщепления, складки волочения и т. д. В последние десятилетия стало выясняться, что во всей тектоносфере до глубин 700—800 км имеет место дифференциальное «перетекание» вещества не только в вертикальном, но и особенно в горизонтальном направлении, т. е. дисгармония в широком масштабе. Она, в частности, выражается в непараллельности основных сейсмических «слоев».

Следами подкоровых тектонических движений являются пояса ультраосновных пород в зонах глубинных разломов коры. Нельзя сказать, насколько глубоко в мантию эти разломы когда-то проникали, но точно известно, что многие из них давно утратили свою тектоническую активность. Гипербазиты обычно не развивались длительно, а внедрялись в земную кору одноактно. Более полумиллиарда лет назад «умерло» большинство подобных разломов на древних платформах, позднее — на эпипалеозойских платформах. Возможно, отмирание разломов коры связано с тем, что горизонтальные движения материала в земной коре и мантии происходят дифференциально.

В зонах разломов ультраосновные породы залегают по-разному. Различаются ультрабазиты в зонах шарьяжей и в зонах сдвигов и сбросов. Оба типа ультрабазитовых поясов хорошо изучены в альпийской складчатой области Средиземноморья. Примеры первого типа легко найти в Албании, Югославии, Армении (Севан), где ультраосновные породы обычно лежат в основании шарьяжных пластин, причем они сильно развальцованы и попали сюда вероятно, в твердом виде, а не как магматические расплавы. Они не имеют внизу своих корней, т. е. вертикальных глубинных разломов, и проблема их внедрения гораздо сложнее, чем кажется на первый взгляд.

Примеры второго типа многочисленны в палеозойских структурах Урала, Казахстана, Сибири, где ультраосновные породы расположены среди круто наклоненных пакетов слоев и крутолежащих тектонических клиньев в прямолинейных зонах глубинных разломов. Многие из них сейчас рассматриваются как глубинные сдвиги (Кузнецов, 1963; Суворов, 1963), имеющие также вертикальную компоненту перемещения. Примером такого глубинного сдвига в альпийской средиземноморской области является Вардарская зона, ограничивающая с северо-востока область Динарид. Не исключено, что в некоторые зоны сдвигов и сбросов ультраосновные породы проникали непосредственно из мантии.

Изложенные факты и соображения позволяют предполагать, что горизонтальные движения для мантии Земли столь же характерны, как и для ее коры. Возможно, с глубиной поля напряжений, т. е. ориентировка осей наибольшего сжатия и его величина, меняются, что особенно важно для понимания явлений магматизма. С этим же связана

дифференциальность горизонтальных движений физически неоднородных масс, причины которых пока неизвестны, и многие деформации земной коры вплоть до «макродисгармонии» между сейсмическими слоями. Поля тектонических напряжений изменчивы и во времени.

Наличие дифференциальных горизонтальных движений масс в настоящее время можно считать твердо установленным. Его учитывают и теория контракции, и теория дрефта материков, и разные варианты гипотезы подкорковых течений. Даже те геологи, которые в своих построениях исходят из первично вертикальной ориентировки тектонических сил или движений, также признают этот механизм деформации, но считают, что горизонтальные движения являются функцией вертикальных. В свою очередь, сторонники ведущей роли горизонтальных движений вынуждены говорить о трансформации первично горизонтальных движений в вертикальные. Вопрос о том, являются ли горизонтальные движения производными от вертикальных или существуют независимо от них и играют ведущую роль в формировании лика Земли, чрезвычайно важен для понимания генезиса тектонических форм. При современном состоянии тектонических знаний вторая точка зрения представляется более обоснованной. Она подтверждается преобладанием горизонтальной составляющей перемещения над вертикальной в подвижках при большинстве современных катастрофических землетрясений. Огромная величина перемещения в шарьяжах и некоторые особенности внутренней структуры шарьяжных тектонических зон не могут быть объяснены гравитационным соскальзыванием масс с предполагаемых поднятий, которые к тому же не удается обнаружить, и предполагают действие горизонтально направленных сил. Глубинные сдвиги значительной амплитуды не могут возникнуть при трансформации вертикальных движений в горизонтальные. Наконец, упорядоченное расположение разнообразных тектонических форм в складчатых областях позволяет рассматривать их как результат действия горизонтальных сил.

Несмотря на сказанное выше, представления о ведущей роли вертикальных движений в формировании структуры земной коры еще очень распространены среди наших геологов. В недавно опубликованной статье Б. А. Петрушевский (1964) приводит некоторые соображения, указывающие, по его мнению, на несовместимость принципа унаследованности с горизонтальными перемещениями блоков земной коры. А так как «всеобщее или широко региональное значение унаследованности развития... совершенно очевидно, то нет оснований, — заключает Б. А. Петрушевский, — отводить ведущую роль горизонтальным движениям» (стр. 8).

В этих рассуждениях, однако, Б. А. Петрушевский исходит из своих собственных, явно неправильных определений принципа унаследованности, сущность которого он сводит к вертикальным движениям. По Б. А. Петрушевскому, «унаследованность тектонического развития представляет собой длительную, в течение многих геологических периодов, передачу в *вертикальном* направлении особенностей движения нижних горизонтов к верхним. Естественно, что передача в *вертикальном* направлении тектонических *тенденций* (? А. П.) в течение десятков и сотен миллионов лет может иметь место только при наличии *вертикально* же действующих сил, т. е., иными словами, при полнейшем господстве устойчивых *вертикальных* движений» (Петрушевский, 1964, стр. 4.— Курсив мой. А. П.).

Принцип унаследованности введен в науку давно. Он развивался классиками геологии, которые были последовательными сторонниками теорий тангенциального сжатия, видевшими именно в горизонтальных, а не в вертикальных движениях основную причину деформаций земной коры.

Впервые унаследованность была замечена еще в прошлом веке Э. Зюссом. Он говорил о «параллельности складчатостей» разного возраста и ввел понятие о «постумных дислокациях». После Э. Зюсса особенно много нового внес в эту проблему Д. И. Мушкетов, который, признавая ведущую роль горизонтальных движений, в ряде работ, начиная с 1910 г., многократно обращался к закону «постоянства плана складчатости». Он подчеркивал, что «вопрос идет исключительно о параллельности основных складчатых зон и отдельных складчатых комплексов, но отнюдь не о положении антиклиналей и т. п.» (Мушкетов, 1935). По Д. И. Мушкетову, особенно характерно «постоянство плана разломов».

Л. Кобер и Г. Штилле, объяснявшие складчатость исключительно горизонтальными движениями и тангенциальным сжатием, также говорили о «законе параллельности складкообразований». Их взгляды, естественно, вытекали из установленных к тому времени явлений «обрастания» древних платформ более молодыми складчатостями, примыкавшими к краям платформ и протягивающимися, в общем, параллельно между собой. В двадцатых годах этот вопрос широко обсуждался в геологической литературе, а в 1933 г. Р. Швиннер ввел довольно распространенное понятие о «консеквентности складкообразований».

Вместе с тем уже тогда хорошо были известны явления не только более или менее консеквентного расположения разновозрастных складчатостей, но и наложение их в ряде мест одна на другую по совершенно иному плану. Достаточно напомнить известные старые работы Н. Г. Кассина о пересечении разновозрастных складчатостей в Казахстане и работы Д. И. Мушкетова о перестройке варисского плана альпийскими движениями в Средней Азии. Г. Штилле предложил называть такие структуры «ренегантными», а Н. С. Шатский «наложенными» или «новообразованными».

Мы видим, таким образом, что принцип унаследованности у его основоположников не только не противоречил их же взглядам о ведущей роли горизонтальных движений в формировании структуры складчатых областей, но и вытекал из этих взглядов.

Н. С. Шатский, всегда неохотно обращавшийся к проблемам движений земной коры, все же неоднократно подчеркивал свои контракционистские позиции. Во всяком случае, исходя именно из этих позиций, геосинклиналиную складчатость он считал в основном результатом тангенциального сжатия. Вместе с тем Н. С. Шатский (1946) не признавал теорий крайних мобилистов и в 1946 г. выступил с известной статьей против теории дрефта материков, разработанной А. Вегенером. Не считая теорию дрефта доказанной, следует подчеркнуть, однако, что аргументация Н. С. Шатского против этой теории не кажется ныне столь убедительной, как раньше. Наши знания о современных сверхглубоких разломах весьма скудны. Однако, как отмечалось выше, есть основания предполагать сдвиговые перемещения по некоторым из таких разломов и связанные с ними сколы по горизонтальным или косым плоскостям на большой глубине.

Начиная с 30-х годов, среди советских геологов получили большое распространение методы фациального анализа. Изучение фаций и мощностей позволило выявить длительность формирования крупных прогибов и поднятий, привело к открытию глубинных разломов и признанию их большой роли в тектонической жизни земной коры. Фации и особенно мощности отложений непосредственно отражают лишь вертикальную составляющую тектонических движений. Поэтому широкое распространение фациального анализа привело к тому, что многие тектонисты стали считать вертикальные движения первичными и ведущими в формировании лика Земли. Унаследованность развития тектони-

ческих форм, доказанная главным образом методами фациального анализа, стала рассматриваться как длительная однонаправленность вертикальных движений.

В действительности дело обстоит сложнее. Вертикальные перемещения являются лишь составляющей разнонаправленных тектонических движений. Вертикальные и горизонтальные движения часто, а может быть, преимущественно возникают под действием горизонтально направленных сил и часто в процессе тектонического развития горизонтальные движения трансформируются в вертикальные. Поэтому прежнее понимание унаследованности сейчас представляется упрощенным.

Выше было показано, что крупные линейные прогибы и поднятия обычно развиваются под действием горизонтально ориентированных сил. В процессе их длительного и унаследованного развития происходят значительные вертикальные перемещения масс, которые можно изучать методами фациального анализа. Ясно, что в таких случаях принцип унаследованности вполне совместим с признанием первичности горизонтальных движений.

Сказанное применимо и к разломам. Смещения по взбросам и надвигам, с одной стороны, по сбросам и раздвигам, с другой, обязательно имеют вертикальную составляющую, отражающуюся в осадконакоплении. Ее также можно изучать методами фациального анализа и применять полученные результаты для выяснения хронологических закономерностей движений по разломам.

Иначе обстоит дело со сдвигами. Чисто сдвиговые перемещения не имеют вертикальной составляющей. В редких случаях, как например, при изучении сдвига Сан-Андреас, устанавливается, что одинаковые фации в разных крыльях разлома постепенно смещаются по нему относительно друг друга. Тем самым удается выяснить историю жизни разлома. В большинстве случаев такие наблюдения произвести невозможно. Однако развитие крупного сдвига вызывает деформацию его крыльев и появление разнообразных осложняющих тектонических форм. При образовании некоторых из них происходят вертикальные перемещения. Их удается изучить методами фациального анализа и тем самым выяснить историю развития самих разломов. В других случаях крупные сдвиги бывают связаны с надвигами, сбросами и другими разломами, имеющими вертикальную составляющую смещения. По ней также можно косвенно судить об истории развития сдвигов.

Пользуясь указанными способами, удается установить, что многие крупные надвиги, взбросы, сбросы, сдвиги развиваются длительно и однонаправленно; в таких случаях горизонтальные движения блоков и унаследованное развитие разломов вполне совместимы.

Более сложные примеры «сосуществования» унаследованности и горизонтальных движений удалось изучить в некоторых районах Центрального Казахстана (Атасу-Жамшинское междуречье, Северное Прибалхашье), структурный облик которых определяют крупные палеозойские разломы, различные по направлению и характеру смещения, и связанные с ними антиклинории и синклинории. Смещения по разломам и образование крупных складчатых форм обусловлены единым горизонтальным движением, и характер деформации конкретной складки или разлома определяется их ориентировкой относительно направления горизонтального движения (Лукьянов, 1961). Разломы развивались длительно и однонаправленно с девонского периода до конца палеозоя. Столь же длительно и однонаправленно развивались связанные с ними прогибы и поднятия. Каменноугольные структуры наследуются от девонских, а пермские от каменноугольных. В этом случае происходит полное наследование структурных планов в условиях господства горизонтальных движений земной коры.

При переходе от одного этапа тектонического развития к другому часто происходит образование наложенных структур. Без признания явлений наложения нельзя понять и принципа унаследованности. Этот вопрос был рассмотрен Н. С. Шатским (1938) и позднее нами в специальной статье (Пейве, 1956). Нами тогда отмечалось, что, определив понятия унаследованные и наложенные структуры, Н. С. Шатский сразу же подчеркнул их относительность: «одна и та же структура, — писал он, — может быть унаследованной, например, по отношению к среднедевонской мульде и наложенной — по отношению к ордовичской» (Шатский, 1938, стр. 757). Следовательно, не все антиклинории верхнепалеозойского этапа развития были антиклинальными зонами в древнем палеозое. Этот вывод Н. С. Шатского об относительности понятий унаследованная и наложенная структуры очень важен. В самом деле, ясно, что нет извечно живущих тектонических структур, и в этом смысле все без исключения тектонические структуры являются наложенными или вновь образованными. В то же время некоторые элементы структуры, например, зоны многих глубинных разломов и связанные с ними простирания линейных тектонических элементов исключительно консервативны — они сохраняются в структуре земной коры нередко от протерозоя доныне, и в таких случаях все более молодые, чем протерозой, наложенные структуры несут в себе те или иные, хотя бы небольшие, черты унаследования. Еще в 1938 г. Н. С. Шатскому было ясно, что нет, так сказать, чистых унаследованных и чистых наложенных структур. Эти два понятия дополняют друг друга и помогают вскрыть противоречивую картину развития тектонических структур. Н. С. Шатский подчеркивал, что в новых структурах всегда можно распознать элементы старых, а при длительном развитии старых структур всегда возникают элементы новых структур. Первые выделяются как черты унаследования, вторые — как новообразования. Из этого мы видим, что понятия новообразование и наложение структур выступают в работах Н. С. Шатского как равнозначные.

Наложеными являются почти все структуры орогенических этапов развития геосинклинальных областей и структуры так называемых эпиплатформенных орогенов.

При крупных перестройках структурного плана, происходящих на границе орогенических эпох, нередко меняются направление и интенсивность тектонических движений. Однако и здесь наследуются отдельные структурные элементы, и относительная роль унаследованного развития структуры земной коры по-прежнему может считаться ведущей в формировании лика Земли. На новом этапе развития ранее заложившиеся крупные разломы и складки будут сказываться как анизотропный фундамент, по-разному реагирующий в разных частях на действие тектонических сил. Даже в тех случаях, когда из-за больших горизонтальных перемещений в предыдущий этап развития отдельные блоки сорваны со своего субстрата, старые швы будут «просвечивать» во вновь формирующемся структурном этаже. Характер движений по старым разломам меняется (сдвиг становится сбросом, сброс — надвигом и т. д.), не всегда сохраняется знак движений в прогибах и поднятиях — наследуются лишь простирания структур. Если новые структуры связаны с горизонтальными движениями, их расположение в значительной мере определяется древним структурным планом, но смещения по разломам и морфология крупных молодых складок зависят уже от их ориентировки относительно направления горизонтальных движений нового этапа. Такого рода явления широко распространены в структурах мезо-кайнозоя Средиземноморского складчатого пояса, основные простирания которых унаследованы от герцинского этапа развития.

Принцип унаследованности в широком понимании — это, в сущности, принцип развития применительно к геологическим процессам

С одной стороны, он свидетельствует о том, что возникшие в разное время геологические структуры связаны между собой тесными наследственными узлами и что некоторые элементы структуры Земли сохраняются в течение многих геологических периодов. Структура Земли, хотя и развивается неравномерно, скачкообразно, но отдельные «циклы» и «фазы» ее развития не разделены между собой непроходимыми гранями.

С другой стороны, он говорит о том, что в процессе развития лика Земли всегда возникают новые структуры, которые складываются на него новые черты, изменяющие и усложняющие ранее существовавший структурный рисунок.

Таким образом, структурообразование в целом представляет собой поступательно развивающийся процесс, складывающийся из двух противоположных начал: унаследования и новообразования структур. В этом и заключается сущность принципа унаследованности. Выше было показано, что он полностью соответствует представлениям о ведущей роли горизонтальных движений в формировании структуры земной коры.

Литература

- Борукаев Ч. Б. О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западный Кавказ). Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1964.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., М., 1961.
- Копп М. Л., Расцветаев Л. М., Трифионов В. Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копет-Дага и его предгорий. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1964.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. Ин-та геол. и геофиз., Новосибирск, 1963.
- Левен Э. Я. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1964.
- Лукьянов А. В. К вопросу о механизме образования позднепалеозойской структуры Атасу-Жамшинского междуречья (Центральный Казахстан). Докл. АН СССР, т. 141, № 5, 1961.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 80, 1963.
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника, ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1956.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геол. на сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 18, Изд. АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. Гималайский и альпийский орогенез. Изд-во «Недра», М., 1964.
- Петрушевский Б. А. О принципе унаследованности развития, вертикальных движениях и проблеме крупных горизонтальных перемещений. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIX (1), 1964.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 80, 1963.
- Трифионов В. Г. Грабенообразные структуры Северного Прибалхашья и их происхождение. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5—6, 1938.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4, 1946.
- Benioff H. Circumpacific tectonics. Compt. rend assoc. séismol. et phys. intérieur de la terra, Toronto, 1957.
- Bubnoff S. Über Paraphoren. Scientia, Nov., 1932.
- Tollmann A. Ostalpinsinthese. Wien, 1963.

УДК 551.24(4/5)

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР, А. Л. ЯНШИН
ТИПЫ СТРУКТУР МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ ЕВРАЗИИ

В пределах Евразии имеется две крупные молодые (эпипалеозойские) платформы (Западно-Европейская и Урало-Сибирская) и несколько значительно меньшие по размерам (Иберийская, Апулийская, Дунбейская и Катазиатская). На молодых платформах выделяются основные структуры как того же типа, что и на древних платформах (щиты, массивы, плиты, синеклизы, впадины, моноклинали и т. д.), так и специфические, присущие только им («хребты», «кряжи», «гряды», системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, одиночные мегантиклинали и т. д.). Различие типа структур молодых и древних платформ главным образом объясняется разным перерывом между временем складчатости фундамента и началом формирования платформенного чехла.

1

В результате палеозойских складчатостей обширные территории, расположенные между древними платформами (кратонами), с одной стороны, и более молодыми мезозойскими и кайнозойскими геосинклинальными поясами, с другой, были консолидированы и превращены в платформы. Эти платформы, в противоположность древним, имеющим докембрийский складчатый фундамент, Н. С. Шатский (1938) предложил называть молодыми.

В мезозое и кайнозое, по нашему мнению, часть территории молодых платформ подверглась глубоким опусканиям и процессам «океанизации» земной коры, превратившись в современные глубоководные впадины Атлантического и Ледовитого океанов и Средиземного моря. В позднем кайнозое на материке Азии и на северо-западе Африки значительные площади молодых платформ подверглись раздроблению и крупным поднятиям, т. е. процессам эпиплатформенного орогенеза.

Таким образом, в современной структуре земной коры молодые платформы граничат с древними платформами, с молодыми складчатыми сооружениями, возникшими на месте мезозойских и кайнозойских геосинклиналей, с глубоководными впадинами, имеющими в настоящее время океанический тип строения земной коры, и, наконец, с областями эпиплатформенного орогенеза.

Со стороны более молодых складчатых сооружений эпипалеозойские платформы всегда имеют четкое ограничение, которое выражено краевым швом или краевым прогибом. Сочленение фундамента древних и молодых платформ в местах, где палеозойские геосинклинальные системы не подвергались значительным горообразовательным процессам, происходит по системе кулисообразно подставляющих друг друга глубинных разломов. Это имеет место, в частности, на границе древней Восточно-Европейской платформы с Урало-Сибирской (Скифская и Туранская плиты) и Западно-Европейской платформами. В таких случаях системы погребенных глубинных разломов являются границей плит разного возраста, хотя в осадочном чехле они зачастую не улавливаются

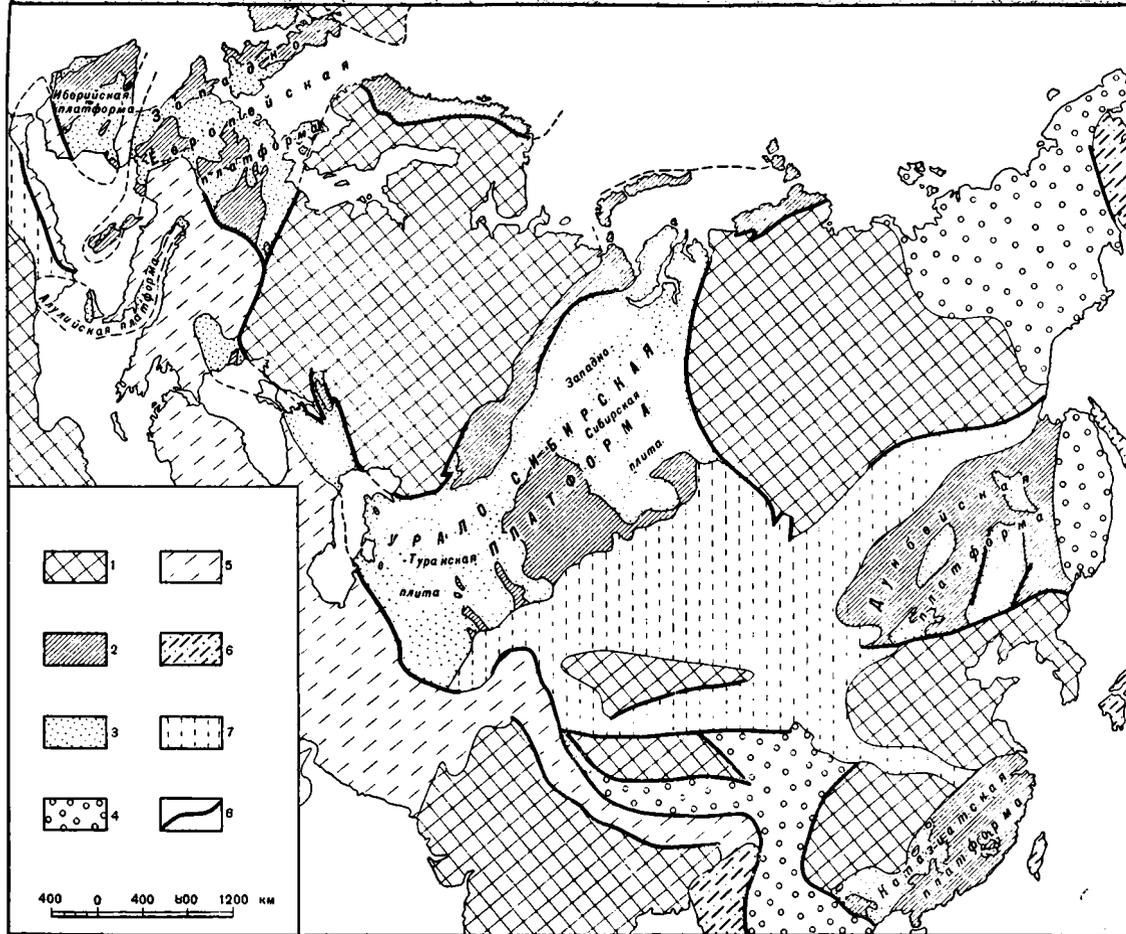


Рис. 1. Схема расположения молодых платформ Евразии

1 — докембрийские платформы; 2 — выходы пород фундамента на молодых платформах (в пределах Дунбейской платформы вместе с впадинами тихоокеанского типа); 3 — чехол молодых платформ; 4 — мезозойские складчатые области; 5 — альпийские складчатые области; 6 — кайнозойские складчатые области тихоокеанского пояса; 7 — эпиплатформенные орогенные области; 8 — краевые швы

и разновозрастные отложения одинаковых или близких формаций распространены по обе стороны от них как на древней, так и на молодой платформах. Менее четкие, но все же достаточно ясные границы имеют молодые платформы с областями эпиплатформенного орогенеза. В ряде случаев эта граница, по-видимому, выражена в виде зон глубинных разломов. В частности, по мнению ряда исследователей (Резвой, 1962; Таль-Вирский, 1964; Борисов, 1964. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии, 1963) глубинным разломом Туранская плита отделена на юго-востоке от Тянь-Шаньской эпиплатформенной орогенной области.

Таким образом, молодые платформы, в противоположность мнению некоторых исследователей (Соболевская, 1964), имеют весьма четкие границы и представляют собой вполне определенную категорию крупных структурных форм земной коры.

В пределах Евразии имеются две крупные молодые платформы: Западно-Европейская и Урало-Сибирская (рис. 1). Соответствующая первой платформе область под названием Палеоевропы и Мезоевропы давно выделялась на структурных схемах Г. Штилле (Stille, 1920 и др). Кроме них, на территории Евразии имеется ряд значительно меньших по размерам молодых платформ: Иберийская, Апулийская, Дунбейская и Катазиатская.

2

В качестве структур первой категории на древних платформах, как известно, выделяются щиты, в пределах которых складчатый фундамент выходит на поверхность, и плиты, где он перекрыт осадочным чехлом. Менее крупные выходы на поверхность фундамента древних платформ обычно называют не щитами, а массивами. Так, выходы на поверхность пород фундамента на севере Сибирской платформы известны под названием Анабарского массива. Выходы пород фундамента на юге Восточно-Европейской платформы А. Д. Архангельский (1941) тоже называл не щитом, а Азовско-Подольским или Украинским массивом.

На молодых платформах также известны длительно поднимавшиеся обширные области, которые в продолжение всей или большей части их геологической истории подвергались размыву и поэтому не перекрыты или лишь частично перекрыты породами чехла. Такие области для мезо-кайнозойского платформенного этапа развития вполне могут быть названы щитами молодых платформ. Типичным примером их является Центральный Казахстан, по размерам, орографии и отчасти даже по характеру ограничений вполне сопоставимый с Балтийским щитом (Петрушевский, 1955).

В то же время на молодых платформах существуют относительно небольшие по размерам (порядка 500 км и менее в диаметре) неправильные изометричные по форме выходы складчатого основания, которые целиком, или в значительной своей части покрывались чехлом, размытым при последующих поднятиях этих участков. Они известны под названием массивов. Это Армориканский, Центрально-Французский, Чешский и другие палеозойские массивы Европы, по размерам и конфигурации вполне сопоставимые с Анабарским массивом древней Сибирской платформы.

Наконец, на молодых платформах имеются неправильные изометричные по форме выходы на поверхность складчатого основания, поперечник которых не превышает 100 км. Для них следует использовать предложенное еще А. Д. Архангельским (1941) название выступов. Это выступы Оденвальда, Гарца, Добруджи, Букантау и др. На древних платформах их аналогами будут Павловский выступ гранитов на

Дону и Оленекский выступ кристаллических сланцев на левобережье низовьев Лены.

Однако помимо щитов, массивов и выступов, которые имеются также на древних платформах, в пределах молодых платформ существуют линейно вытянутые зоны распространения на поверхности пород фундамента, которые для древних платформ не характерны. Быть может лишь погребенный «кряж» Немаха на Североамериканской платформе принадлежит к структурам такого рода. Если бы эрозия удалила в районе этого «кряжа» верхний 1 км осадочного чехла, то в рельефе вырисовался бы узкий меридиональный хребет докембрийских гранито-гнейсов протяжением свыше 300 км.

На молодых платформах подобные линейные выходы складчатого фундамента распространены очень широко и имеют разную размерность.

Наиболее крупными из них для северного полушария являются линейные системы Аппалач, Урала и каледонид Норвегии. Каково бы ни было внутреннее строение этих палеозойских складчатых сооружений, в платформенный этап развития каждое из них представляло собой единую крупную структуру, для которой еще не существует сколько-нибудь удачного названия. Пока мы их условно называем орографическим термином «хребет», отчетливо сознавая необходимость его замены.

На молодых платформах встречаются подобные же выходы складчатого основания, но значительно меньших размеров, не превышающие в длину 500 км и соизмеримые с массивами. Их типичным примером является Донецкий кряж. Условное орографическое название кряж до подыскания более удачного можно сохранить и за другими подобными структурами молодых платформ. Можно, например, говорить для мезокайнозойского времени о кряже Большого Каратау, кряже Нуратау и т. д.

Наконец, существуют на молодых платформах совсем небольшие линейные выходы пород фундамента, протяжение которых не превышает 100 км. Они соизмеримы с выступами, но отличаются своей вытянутостью. Для них временно мы сохраняем название гряд. Примерами их могут быть гряды Западного и Восточного Каратау на Мангышлаке, гряды Султануздага и Кульджуктау в Кызылкумах.

Длительно прогибавшиеся обширные пространства молодых платформ, перекрытые чехлом, залегающем на палеозойском складчатом фундаменте, как и на древних платформах, в русской геологической литературе получили название плит. К плитам молодых платформ в пределах Евразии принадлежат уникальные по размерам Западно-Сибирская и Туранская. Площадь первой достигает 3,5 млн км², второй превышает 2 млн км². Туранская плита на западе под водами Каспийского моря переходит в Скифскую плиту, имеющую значительно меньшие размеры (350 тыс км²). Западно-Сибирская и Туранская плиты имеют форму неправильных многоугольников. Первая слегка вытянута в меридиональном направлении: ее длина превышает 2600 км, а ширина достигает 1800 км. Вторая изометрична: ее длина и ширина равны примерно 1600 км. Только Скифская плита вытянута параллельно фронту альпид в субширотном направлении более чем на 1000 км при максимальной ширине в 300 км. Туранская и Западно-Сибирская плиты заложены на гетерогенном фундаменте от раннекаледонского до позднегерцинского.

Положение плит молодых платформ предопределилось, по-видимому, предшествующей историей геосинклинального развития этих территорий. Существующие данные позволяют предполагать, что плиты начали формироваться в пределах тех областей, которые в конце геосинклинального развития не испытали сколько-нибудь заметного поднятия. Об этом прежде всего свидетельствует отсутствие палеозойских краевых

прогибов вдоль границ плит молодых платформ с плитами древних докембрийских платформ. Северной границей Скифской и северо-западной границей Туранской плит являются крупные погребенные региональные швы. Восточной границей Западно-Сибирской плиты также, по-видимому, является региональный шов.

Н. С. Шатский (1947) считал, что такое сочленение (без краевых прогибов) возможно лишь в тех местах, где фундамент более древней платформы высоко приподнят. Однако в приведенных случаях он залегает на значительных глубинах, иногда больших, чем в краевых прогибах. Очевидно, что тот или иной характер сочленения более древней платформы и более молодого складчатого сооружения связан не только с гипсометрическим положением фундамента на окраинах платформы, но и с историей развития соседней геосинклинальной области. В тех местах, где геосинклинальные системы в конце своего развития не подвергались значительным горообразовательным процессам, на прилегающих краях более древних платформ не формировались компенсационные краевые прогибы и сейчас сочленение разновозрастных плит происходит по системам погребенных краевых швов.

Об этом же свидетельствует строение довольно хорошо изученного фундамента Скифской плиты (Мирчинк и др., 1963). В ее пределах на большой территории породы сильно дислоцированного фундамента, вскрываемые скважинами, в разных местах имеют близкий стратиграфический диапазон. Здесь отсутствуют крупные сопряженные антиклинории и синклинории, вертикальная амплитуда которых в других складчатых областях обычно измеряется многими километрами. Пологое зеркало складчатости пород фундамента Скифской плиты говорит о том, что окончание геосинклинального развития ее территории не сопровождалось образованием сколько-нибудь резко дифференцированного рельефа.

Туранская плита заложилась на площадях развития слабодислоцированных пород верхнего структурного яруса фундамента, причем максимальные мощности платформенного чехла приурочены к обширным депрессиям, выполненным породами этого яруса и не испытавшим инверсии. Таким образом, можно предполагать, что плиты молодых платформ закладываются преимущественно в тех областях, которые в конце геосинклинального этапа развития не испытывали интенсивной эрозии.

Кроме плит, на молодых платформах существуют меньшие по размерам площади развития осадочного чехла, имеющие простую структуру типа плоских синеклиз, или более крутосклонных впадин и прогибов. Примерами таких одиночных синеклиз, окруженных массивами или выступами складчатого основания, являются Парижская, Гемпширская, Зейско-Буреинская, Сунляо, а примерами одиночных впадин — Субгерцинская, Тюрингская и др. По-видимому, существуют также лежащие вне плит одиночные удлиненные прогибы, примером которых является мезозойский прогиб Португалии.

Самостоятельной группой отрицательных структур молодых платформ являются крупные грабены. По времени формирования они четко подразделяются на две группы. Первая из них — это структуры самых ранних этапов формирования осадочного чехла, когда на молодых платформах не было синеклиз и только начинали намечаться в виде неправильных по форме небольших опусканий центральные участки будущих плит. Примерами грабенов этого типа являются Челябинский и Буланаш-Елкинский в Зауралье, Джаныспайский и др. на территории Кустанайской седловины, Бурлукский, Кияктинский и Байконурский на западе Центрального Казахстана, Каратауский и Восточно-Ферганский в Средней Азии, грабен острова Андэ или Аннэйя на Лофотенах, триасовые грабены Восточных Аппалач и т. д.

Другая группа крупных грабенов образовалась на молодых платформах значительно позже в связи с орогенезом в альпийской складчатой области. Это грабены Рейна и Роны, грабен Лимань в Центрально-Французском массиве и т. д. Они имеют несомненных гомологов на древних платформах в виде грабена Осло, который возник на юго-западе Балтийского щита в связи со складчатостью в расположенной южнее герцинской геосинклинальной области.

Внутри плит молодых платформ выделяются структурные элементы следующего за ними более низкого порядка, среди которых мы различаем: синеклизы, впадины, прогибы, моноклинали, зоны ступеней, своды, седловины, зоны поднятий, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и одиночные мегантиклинали (рис. 2). Некоторые из этих структур, как мы видели, могут существовать и вне плит.

Синеклизы — это плоские крупные (сотни тысяч км²) синклинальные платформенные структуры, имеющие в плане неправильную, вытянутую или изометричную форму и характеризующиеся чрезвычайно пологими наклонами слоев на крыльях (обычно минуты, реже доли градусов) и относительно небольшой до 2—3 км (редко до 4 км) мощностью выполняющих пород. Их длина колеблется от 400 до 1000 км, а ширина достигает 250—500 км. К синеклизам молодых платформ относятся Чуйская, Тургайская и Сырдарьинская на Туранской плите, Омская, Ханты-Мансийская, Надымская и Усть-Енисейская на Западно-Сибирской плите. Как правило, синеклизы молодых платформ закладываются в областях наиболее древней консолидации палеозойского фундамента. Они могут быть выделены в мезозойском и кайнозойском чехле только на тех территориях, где основная складчатость была каледонской или раннегерцинской. Формирование синеклиз происходит не с начальной стадии платформенного развития, а с некоторым запозданием; поэтому начинающие их разрез платформенные отложения часто ложатся со значительным перерывом на породы фундамента. В дальнейшем они спокойно и длительно прогибаются.

Впадины и прогибы — это крупные отрицательные структуры, характеризующиеся более крутым (доли градусов, первые градусы) залеганием слоев. Мощность выполняющих эти структуры пород увеличивается по сравнению с синеклизам до 3—6 км, а иногда даже до 8—10 км. Таким образом, они отличаются от синеклиз значительной стрелой прогиба, большой мощностью выполняющих осадков, заметными на глаз и доступными для измерения компасом углами наклона слоев на крыльях. Уже последнее обстоятельство исключает возможность применения к ним термина «синеклиза»¹. Впадины и прогибы отличаются друг от друга по своей морфологии: первые имеют округлую изометричную форму, вторые — вытянутую, линейную. Длина оси впадин равна 200—400 км. Длина прогибов достигает 500—1000 км при ширине 200—300 км. К впадинам относятся Барсакельмесская, Приташкентская, Мургабская на Туранской плите, Валахская на Скифской плите. Среди прогибов известны Североустюртский, Южномангышлакский, Ассак-ауданский, Хорезмско-Измаилский на Туранской плите, Манычский на Скифской плите. Впадины и прогибы, как правило, закладываются в областях позднегерцинской консолидации, наследуя верхнепалеозойско-триасовые прогибы последнего этапа геосинклинального развития. Для них характерно более интенсивное (чем в случае синеклиз) прогибание в течение всего платформенного этапа развития.

Своды — крупные положительные структуры, характеризующиеся пологим (доли градусов, реже градусы) залеганием слоев и мощностью платформенного чехла до 1—3 км. Они, как правило, имеют округлую изометричную форму. Длина их оси 200—250, реже 300 км. К сводам

¹ См. статью Н. С. Шатского (1940).

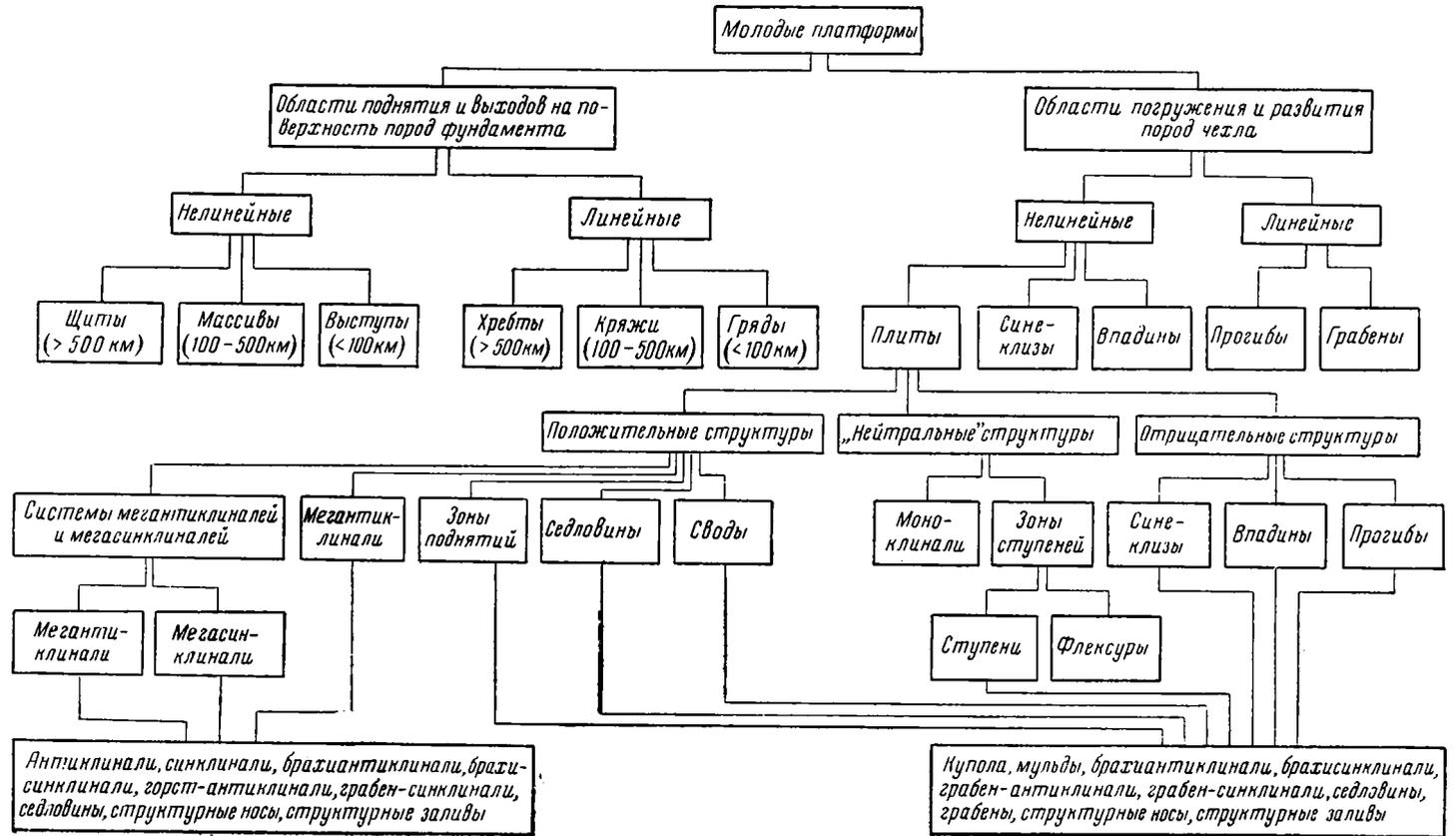


Рис. 2.

молодых платформ относятся Центрально-Каракумский, Карабогазский, Нижне-Сырдарьинский на Туранской плите, Ставропольский на Скифской плите, Среднекаспийский под дном Каспийского моря. Некоторые своды (Центрально-Каракумский, Карабогазский и, возможно, Среднекаспийский) развились в областях повышенной палеозойской гранитизации. Они ощущались в качестве положительных структурных элементов на протяжении всего платформенного этапа развития. Ставропольский и Нижне-Сырдарьинский своды связаны с крупными разломами фундамента, причем последний из них возник лишь в кайнозое.

Седловины — различных размеров положительные структуры, пассивно возникающие между соседними синеклизами, впадинами или прогибами. Они характеризуются неправильной формой, зависящей от контуров прилегающих структур, пологим (доли градусов, реже градусы) залеганием слоев и колеблющейся, но в общем пониженной (не свыше 3 км) мощностью платформенного чехла. Типичным примером седловины является Кустанайская, соединяющая Урал с Центральным Казахстаном и разделяющая Тургайскую синеклизу Туранской плиты и Ханты-Мансийскую синеклизу Западно-Сибирской плиты. Кроме нее, существуют седловины меньших размеров, например, Карынжарыкская, разделяющая Ассакеуданский и Южномангышлакский прогибы.

Своеобразным элементом структуры молодых платформ являются зоны поднятий. Это крупные положительные структуры, характеризующиеся чаще пологим (доли градусов, первые градусы), но иногда и значительно более крутым залеганием слоев и мощностью осадочного чехла до 2—3 км. Они обычно имеют удлиненные очертания и состоят из серии кулисообразно расположенных локальных поднятий различного морфологического типа. В их центральных частях нередко наблюдаются выступы и гряды пород фундамента. Длина зон поднятий достигает 200—400 км при ширине 100—200 км. К ним принадлежат Кызылкумская на Туранской плите, Тазовская, Сургутская, Александровская и Средне-Васюганская на Западно-Сибирской плите, Озексуатская и Тарханкутская на Скифской плите. Вероятно, очень близкой по типу структурой является Тиман. Судя по геофизическим данным, зонам поднятий в фундаменте соответствуют линейные структуры того же простирания, пересеченные большим количеством разломов. Эти зоны испытывали относительный подъем на протяжении всего этапа платформенного развития.

Системы мегантиклиналей и мегасинклиналей — крупные положительные структуры, характеризующиеся значительным (градусы, реже первые десятки градусов) наклоном слоев и мощностью чехла до 2—3 км, иногда до 4 км. Они имеют четкую ориентацию и состоят из серии равновеликих между собой мегантиклиналей и мегасинклиналей, часто расположенных кулисообразно друг к другу. Мегантиклиналь — это крупная антиклиналь в чехле молодых платформ, часто осложненная рядом вторичных структур и совпадающая в плане с положительной структурой фундамента. Тектонотипом является Каратауская мегантиклиналь на п-ове Мангышлак, впервые описанная под этим названием Н. И. Андрусовым (1911). Мегасинклиналь — это крупная длительно развивающаяся синклиналь чехла молодых платформ, часто осложненная рядом вторичных структур и совпадающая в плане с отрицательной структурой фундамента. За тектонотипом этого вида структур может быть принята Чакырганская мегасинклиналь на п-ове Мангышлак, расположенная между Каратауской и Беке-Башкудукской мегантиклиналями. Длина систем мегантиклиналей и мегасинклиналей колеблется от 350—400 до 700—800 км, а ширина от 100 до 250—300 км. Длина отдельных составляющих эти системы мегантиклиналей и мегасинклиналей достигает 100—300 км при ширине в первые десятки км. В пределах СССР они известны только на Туранской плите. Это — Мангышлакская,

Туаркырская, Примугоджарская и Североприаральская системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. Все они связаны с областями интенсивного проявления наиболее молодой позднегерцинской складчатости фундамента. Эти системы испытывали резко дифференцированный по амплитуде в разных структурах относительный подъем на протяжении всего платформенного этапа развития. Для них характерно не только длительное эволюционное развитие, но и сравнительно кратковременные моменты активизации тектонических движений, которые являлись одним из основных факторов развития структурного плана. Наиболее резкий из таких скачков совпадает по времени с эпохой альпийского орогенеза.

Одиночные мегантиклинали — крупные положительные структуры, характеризующиеся значительным (градусы, реже первые десятки градусов) наклоном слоев на крыльях и мощностью пород чехла до 1—3 км. Они имеют четкую линейную ориентацию и вытянуты на 300—500 км при ширине 30—100 км. Мегантиклинали являются основным структурным элементом описанных выше систем мегантиклиналей и мегасинклиналей, но, кроме того, встречаются в осадочном чехле молодых платформ и поодиночке. Из таких одиночных мегантиклиналей могут быть указаны Нижне-Амударьинская и Кассарминская на Туранской плите, мегантиклиналь Карпинского и Ейско-Березанская на Скифской плите, Северо-Сосьвинская на Западно-Сибирской плите. Мегантиклинали связаны с областями интенсивного проявления наиболее молодой позднегерцинской складчатости фундамента. Они испытывали относительное поднятие на протяжении всего платформенного этапа развития.

Моноклинали — крупные «нейтральные» структуры, характеризующиеся пологим (доли градусов, первые градусы) односторонним наклоном слоев и мощностью пород чехла до 2—3 км, а в отдельных случаях до 6—7 км. Они, как правило, расположены по окраинам плит и вытянуты в виде широких (до 100—200 км) полос протяжением до многих сот, даже 1000 км и более. Они выделяются на юге Туранской плиты вдоль Предкопетдагского краевого прогиба, по окраинам Западно-Сибирской плиты вдоль Урала и Центрального Казахстана, в средней части Каспийского моря и т. д. Моноклинали формируются в течение всего платформенного этапа развития. Наиболее интенсивно их рост происходит в областях плит, примыкающих к альпийским геосинклиналям, где он связан с энергичным прогибанием последних. Такие моноклинали, по аналогии с перикратонными опусканиями на древних платформах, могут быть названы периплатформенными моноклиналями.

На молодых платформах, выделяются еще зоны ступеней — крупные «нейтральные» структуры, характеризующиеся пологим (доли градусов, первые градусы) односторонним наклоном слоев, а в разделяющих отдельные ступени флексурах крутым (градусы, десятки градусов) их наклоном. Мощность слагающих зоны ступеней отложений достигает 2—4 км. Они выделяются в районах сочленения крупных отрицательных и положительных структурных элементов и протягиваются на расстоянии 300—500 км при ширине от 50 до 200 км. К ним относятся Бухаро-Хивинская и Жетыбайская на Туранской плите. Их образование связано с крупными системами параградных разломов (Бабаев и др., 1962). Зоны ступеней развивались в течение всего платформенного этапа.

Все перечисленные выше крупные структуры молодых платформ осложнены структурами более низкого порядка. Повсеместно встречаются брахиантиклинали и брахисинклинали, горст-антиклинали и грабен-синклинали, седловины, структурные носы и структурные заливы. Кроме того, в синеклизах, впадинах и на сводах наблюдаются округлые купола и

мульды, а в пределах мегантиклиналей и мегасинклиналей могут быть выделены отдельные линейные антиклинали и синклинали.

3

При сравнении структур древних и молодых платформ намечаются черты их сходства и различия. Размах тектонических движений и их дифференцированность на молодых платформах в несколько раз больше, чем на древних. Особенно четко это видно при сравнении Туранской и Скифской плит с Русской плитой (Гарецкий и др., 1963; Международная тектоническая карта Европы, 1964; Наливкин и др., 1956).

Значительно они отличаются и общим рисунком структурного плана. Для древних платформ характерно мозаичное чередование изометричных крупных антеклиз, синеклиз и впадин. Структуры первого порядка молодых плит имеют в общем меньшие размеры, обладают значительно большей линейностью и отличаются закономерной последовательной сменой в пространстве положительных и отрицательных структурных форм. На древних платформах отсутствуют также линейные выходы фундамента типа хребтов, кряжей и гряд.

В то же время ряд структурных элементов на молодых платформах близок к структурным формам древних платформ. Это прежде всего выходы фундамента типа щитов, массивов и выступов. На плитах тождественными структурами являются синеклизы, впадины, грабены, своды, моноклинали и зоны ступеней.

С другой стороны, молодым плитам свойственны свои специфические крупные структурные элементы, отсутствующие на древних платформах. К таким структурам принадлежат линейные прогибы, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и одиночные мегантиклинали. Часто мегантиклинали молодых плит называют валами, отождествляя их с валами древних плит. Однако мегантиклинали молодых плит и валы древних плит — совершенно различные структуры как по морфологии, так и по генезису. Валы древних платформ или даже их группы никогда не образуют самостоятельные крупные структурные элементы, равнозначные синеклизам, а всегда являются лишь их структурными осложнениями (Мушенко, 1963; Шатский, 1945). Мегантиклинали и особенно их системы представляют собой самостоятельные структурные элементы такого же ранга, что синеклизы, впадины, прогибы и своды. Валы не создают, подобно мегантиклиналям, линейно выдержанных систем. Кроме того, они почти никогда не сопровождаются равновеликими отрицательными структурами. Валы древних платформ возникли на поздних этапах развития плит, а мегантиклинали молодых платформ унаследованно развивались с самых начальных этапов формирования платформенного чехла. Морфология валов обычно упрощается от более молодых к более древним стратиграфическим горизонтам; строение мегантиклиналей, наоборот, усложняется при переходе от более молодых слоев к более древним. Валы обычно связаны с разломами, секущими простирания магнитных аномалий, т. е. не совпадающими с простиранием дислокаций фундамента. Напротив, мегантиклинали молодых плит всегда строго наследуют крупные положительные структуры фундамента.

В свою очередь один из характернейших структурных элементов древних плит — антеклизы — на молодых платформах отсутствует.

4

Отмеченные выше отличия основных структурных элементов молодых и древних платформ объясняются главным образом разной величиной перерыва между временем складчатости фундамента и вре-

менем начала образования чехла. Кристаллический цоколь древних платформ после складчатости, которой закончилось геосинклинальное развитие их территории, длительное время испытывал восходящие движения и подвергался размыву. С этим связаны многие особенности тектонических явлений начала неогена, а точнее говоря всей рифейской эры. Для нас важно отметить, что на Восточно-Европейской платформе карельский и местами, может быть, готский складчатый фундамент в большинстве мест, где он достигнут бурением, покрывается слоями вендского комплекса или других систем верхнего рифея. Время складчатости фундамента и время начала формирования платформенного чехла разделено здесь промежутком не менее 500—700 млн. лет. Конечно, в течение этого огромного промежутка времени в отдельных локальных впадинах фундамента, сравнительно небольших по своим размерам, происходило накопление пород платформенного типа. Таковы отложения иотния, а, может быть, даже ятулия на Балтийском щите, отложения овручской свиты на Украинском массиве (Новикова, 1964; Палей, 1963). Однако эти отложения нигде не занимают сколько-нибудь больших площадей. В частности, они не вскрыты ни одной из скважин, достигших фундамента в пределах Русской плиты, и мы вправе говорить, что вся Восточно-Европейская платформа, за исключением, может быть, самых восточных своих районов, до верхнего рифея представляла собой огромный щит, испытывавший поднятия и подвергавшийся размыву.

На Сибирской платформе вокруг Анабарского массива и в Учуро-Майском районе восточного склона Алданского щита в основании платформенного чехла известны породы, возраст которых по глаукониту определяется в 1600—1700 млн. лет. Эти цифры нуждаются в подтверждении. Однако, если даже признать их правильными, то необходимо иметь в виду, что возраст складчатости фундамента, на котором залегают эти породы, является архейским или нижнепротерозойским, т. е. промежуток времени между концом геосинклинального режима и началом формирования платформенного чехла здесь все равно остается равным многим сотням млн лет. Подобную картину мы наблюдаем и на других древних платформах.

На молодых платформах наблюдается совершенно противоположная картина. Погружения их значительных территорий начались почти сразу же после создавшей их складчатости. Герциниды Западной и Центральной Европы формировались в течение среднего и верхнего карбона, но уже в нижней перми они начали плащеобразно перекрываться красноцветными платформенными осадками. В некоторых зонах Туранской плиты, например Мангышлакской, складчатость фундамента закончилась только в верхнем триасе, а в это время в других зонах той же плиты, по-видимому, уже началось накопление платформенного чехла. Это является причиной незаконченной до сих пор дискуссии о структурных условиях накопления здесь триасовых осадков. Фундамент Западно-Сибирской плиты в разных ее частях, вероятно, разновозрастен, но в западной приуральской ее части и на продолжении Рудноалтайской зоны возраст его складчатости, несомненно, позднегерцинский — пермский. Между тем платформенный чехол на обширных пространствах Западной Сибири начинается тюменской свитой, которая охватывает нижнюю и среднюю юру.

Таким образом, перерыв между временем складчатости фундамента и началом формирования платформенного чехла на молодых плитах обычно не превышает нескольких десятков миллионов лет. Следует помнить, что даже современная эпоха для молодых платформ является менее удаленной во времени от эпохи складчатости фундамента, чем вендский или кембрийский период, и эпоха складчатости фундамента для древних платформ, т. е. все время образования чехла молодых

платформ меньше, чем перерыв в основании чехла древних платформ.

Именно относительная близость времени складчатости фундамента и времени формирования осадочного чехла определила специфику структурного развития молодых платформ: широкое распространение в их пределах линейных структур, которые являются унаследованными по отношению к геосинклинальным структурам основания.

Абсолютный возраст складчатости фундамента имеет при этом, по-видимому, второстепенное значение. По крайней мере, в платформенных отложениях нижнего и среднего палеозоя на байкальском складчатом фундаменте (Тиман, Печорская синеклиза) развиты значительно более сложные линейные дислокации, чем в меловых и палеогеновых отложениях на каледонском складчатом основании (периферия Центрального Казахстана).

Тектонические движения, вызвавшие складчатость заключительных этапов геосинклинального развития, не прекращаются мгновенно. В ослабленном виде они еще продолжают некоторое время после начала существования платформенного режима. Они-то и создают характерные для молодых платформ линейные структуры. Интенсивность и длительность этих движений в разных зонах одной и той же плиты зависят от времени складчатости фундамента и от ее напряженности. В зонах, где складчатость фундамента более поздняя и, следовательно, промежуток времени между нею и началом формирования чехла короче, интенсивность его унаследованных дислокаций возрастает. Сравнивая разные плиты молодых платформ, можно заметить, что интенсивность и длительность развития унаследованных дислокаций в их чехле возрастает на тех плитах, которые расположены ближе к активно развивающимся геосинклинальным областям. Близость таких областей, а также областей эпиплатформенного орогенеза особенно влияет на сложность и интенсивность дислокаций непосредственно прилегающих к ним окраинных участков молодых плит.

Однако даже при наиболее благоприятном сочетании всех факторов длительность эпохи формирования линейных унаследованных структур на молодых платформах не превышает 150—170 млн лет. В Зауралье их образование закончилось до палеогена, в Парижской синеклизе до верхнего олигоцена, в Северном Приаралье до верхнего миоцена, на Мангышлаке и Красноводском полуострове до верхнего плиоцена.

Чем более интенсивно и длительно протекал процесс формирования линейных унаследованных структур на молодых платформах, тем больше отличается их общий структурный облик от облика древних платформ. В тех же областях молодых платформ, где унаследованные движения в силу ряда причин не происходили или были ослаблены, структуры чехла по своей морфологии, начинают приближаться к структурам древних платформ.

Возможно, что унаследованные движения, приведшие к специфике молодых платформ, имели место и на древних платформах, но по времени они соответствовали ранним этапам их развития, когда они находились в стадии поднятия и их платформенный чехол на большей их части не начал еще формироваться. Поэтому соответствующих структур мы на них не знаем. Может быть, дальнейшее исследование крайне слабо еще изученных структур раннеплатформенных отложений ятулия и нотния покажет, что они по своему характеру являются унаследованными от геосинклинального периода развития.

Таким образом, различия в характере структур молодых и древних платформ, несомненно, существуют, однако они легко объяснимы разной историей развития этих крупных элементов земной коры и поэтому не говорят о принципиально отличном характере тектонических движений. Ряд структурных форм на древних и молодых платформах является общим. Отличные структурные формы могут иметь разную

степень развития. Поэтому, сравнивая между собой многочисленные древние и молодые платформы Евразии и других континентов, можно расположить их в ряд с довольно последовательным изменением характера структурных форм. Лишь крайние звенья этого ряда обладают достаточно резкими различиями.

Литература

- Андрусов Н. И. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и Горного-Мангышлака. В кн. «Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей», Тр. Комис. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, сер. 1, т. 3, М., 1911.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 3, т. 1, ГОНТИ, М.—Л., 1941.
- Бабаев А. Г., Жуковский Л. Г., Зорькин Я. М., Каеш Ю. В., Кушников И. В., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н., Федотов Ю. А. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана Нов. нефт. и газ. геологии. Геология, 3, 1962.
- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. Узб. геол. ж., т. 2, 1964.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты (анализ строения поверхности меловых отложений). Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, вып. 92, 1963.
- Международная тектоническая карта Европы, 1 : 2 500 000, М., 1964.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья, Гостоптехиздат, М., 1963.
- Мушенко А. И. О некоторых особенностях развития структур Русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, вып. 92, 1963.
- Наливкин В. Д., Розанов Л. Н., Фотиади Э. Э. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника. Тр. Всес. нефт. и и. геол.-развед ин-та. Нов. сер., вып. 100, Гостоптехиздат, Л., 1956.
- Новикова А. С. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Палей И. П. Основные черты тектоники Балтийского щита. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92, 1963.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Резвой Д. П. О Западнотяньшанском поперечном глубинном шве. Вестн. геол. факультета Львовск. гос. ун-та, № 1, 1962.
- Соболевская В. Н. О некоторых результатах сравнительного анализа древних платформ и молодых платформенных областей. Докл. АН СССР, т. 155, № 1, 1964.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность» (материалы II Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе). Изд-во «Наука», М., 1964.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5—6, 1938.
- Шатский Н. С. О синеклизах. А. П. Павлова. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 18, № 3—4, 1940.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геологического строения СССР. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, Нов. сер., вып. 2(6), 1945.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 3. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Stille H. Über Alter und Art der Phasen variscischer gebirgsbildung. Nachrichten von der K. Ges. d. Wiss. zu göttingen, math.-phys. Kl. 1920.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
12.XII.1964 г.

УДК 551.243

Ю. А. КОСЫГИН, Ю. А. ВОРОНИН**НЕКОТОРЫЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПОНЯТИЯ
СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ**

Выдвигается задача такого совершенствования геологического языка, чтобы этот язык позволял получать строгие выводы при геологических рассуждениях, позволяя использовать современные средства сбора, хранения и обработки информации.

Дается краткая характеристика геологического языка на примере системы тектонических терминов. Выдвигаются методологические предпосылки, из которых следует, что предварительно необходимо усовершенствовать систему геологических понятий. Дается краткий разбор некоторых тектонических понятий.

Формулируются и поясняются геологическими примерами некоторые фундаментальные понятия структурной геологии: граница, тело, структурный элемент, вещественный элемент, структура, вещественная ассоциация, тектоническая форма, структурная граница и др.

В основе построений лежит понятие теоретического геологического пространства — части пространства, занятой планетой Земля, в каждой точке которого заданы в фиксированный момент некоторые свойства. Рассмотрена схема вывода из фундаментальных понятий определения антиклинали.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В настоящее время, как это повсеместно подчеркивается, перед геологией возникли новые задачи, связанные с изучением глубинных недр Земли и комплексным обобщением огромного объема накопившихся данных.

Для решения этих задач прежде всего необходим язык, который позволял бы проводить сбор, хранение и обработку информации на современном научном уровне. Поэтому возникает необходимость разработки такого геологического языка, который бы обеспечивал, при максимальном учете сложившихся геологических научных традиций, возможность получения строгих выводов при геологических рассуждениях и позволял бы привлекать для обработки данных наблюдений электронно-вычислительные машины. Создание такого научного языка, кроме того, существенно необходимо для развития связей геологии с другими науками, а также для успешного комплексного применения различных методик в решении общих проблем науки о Земле.

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЯЗЫКА
МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ**

Геологический язык, которым сейчас пользуются, не вполне удовлетворяет изложенным выше требованиям. По существу, его можно рассматривать как набор «диалектов», некоторые из которых представляют собой обычный разговорный язык с громоздким запасом слов и с недоопределенной семантикой. Такие «диалекты» являются неоднозначными, субъективными, допускающими индивидуальное толкование текста.

Рассмотрим такой пример. В основе «теории геосинклиналей», которая является краеугольным камнем современной теоретической геоло-

гии и представляет одно из основных ее обобщений, лежит понятие, обозначаемое термином «геосинклиналь». Однако существует несколько различных типов геологических объектов и еще больше понятий, связанных с этим термином. Подсчитано (Материалы по тектонической терминологии, 1961), что он имеет не менее семи различных значений. В частности, Н. С. Шатский, М. Кэй и В. В. Белоусов применяли этот термин для обозначения совершенно различных понятий. Четыре различных толкования имеет термин «ось складки», по пять значений имеют встречающиеся в геологической литературе слова «поднятие», «антиклинорий», «синклинорий», семь значений — «геоантиклиналь», девять значений — «формация» и т. д.

Неудовлетворительное состояние геологического языка отмечается не первый раз. Еще Н. С. Шатский писал, что в области тектонической терминологии «господствует несусветный хаос». При рассмотрении терминологических проблем необходимо с самого начала уточнить те методологические предпосылки, которые предполагается положить в основу работы.

Можно было бы полагать, что недостатки тектонической терминологии связаны только с омонимией, т. е. использованием одного и того же термина в различных смыслах. Если бы это было так, то для упорядочения тектонической терминологии достаточно было бы достичь договоренности об употреблении терминов. Предпринятые в этом направлении попытки до сих пор не были удачными. По-видимому, проблемы совершенствования терминологии значительно сложнее. Чтобы разобраться в этом вопросе, рассмотрим очень кратко соотношения между понятиями и терминами.

Понятия, как известно, являются абстракциями, результатом сведения по некоторым сходным признакам множества объектов в классы. Будучи таковыми, понятия лежат в основе всех научных построений, в частности классификаций. Термины являются как бы символами понятий, которые должны находиться с ними в однооднозначном соответствии. Понятие представляет собой смысл термина.

Так, например, допустим, что термин «синеклиза» мы используем для обозначения крупных, пологих синклинальных форм, характеризующихся размерами определенного порядка и значительной длительностью развития; этим термином мы называем Московскую синеклизу, Вилуйскую синеклизу, Тунгусский бассейн, Восточно-Русскую впадину, т. е. целый ряд природных объектов, которые при помощи обобщения объединены по одинаковым свойствам в определенный класс. Понятие об этом классе обозначается в данном случае термином «синеклиза». Естественно, что вместо термина «синеклиза» можно было условиться использовать любой другой термин.

В качестве рабочего инструмента при исследованиях выступают именно понятия. Требования, которые следует предъявлять к понятиям и терминам, различны. Понятие должно фиксировать соответствующий ему класс объектов. Термин же должен отвечать краткости, удобству применения и традициям. Установить однооднозначное соответствие между термином и понятием можно только тогда, когда само понятие является определенным. Сейчас объем многих существующих понятий в тектонике недостаточно зафиксирован. Так, во всех существующих определениях такого понятия, как складка, никак не фиксируется объем этого понятия. Можно привести другие примеры. Так, понятие, выражаемое термином «антиклиналь», включает геоантиклиналь (в понимании Ирдли) и антиклинорий (в понимании Биллингса), и в таком случае понятия геоантиклиналь и антиклинорий находятся, как можно полагать, в отношении подчиненности к понятию антиклиналь, представляя подчиненные классы или элементы класса антиклиналей. Антиклинорий в понимании Н. А. Штрейса не входит в класс антиклиналей

и не связан с ним явными отношениями. Антиклинорий же в понимании Г. Д. Ажгирея и Б. и Р. Уиллисов, хотя и не входит в класс антиклиналей, но находится с ним в определенном отношении, так как в определениях указывается, что он состоит из антиклиналей и синклиналей.

Из изложенного следует, что прежде чем говорить об усовершенствовании тектонического языка, следует усовершенствовать систему тектонических понятий.

Поскольку одни понятия определяются через другие, то очевидно, что путь совершенствования системы научных «понятий» лежит через формализацию определений фундаментальных понятий. Любая тектоническая или структурная форма, например антиклиналь или антиклинорий, геосинклиналь или геологическая формация, состоит из геологических тел, таких как слои, массивы, линзы и т. д., а геологические тела можно определить, только определив их границы. Следовательно, построение определений надо начать с таких фундаментальных понятий как геологическая граница и геологическое тело.

Геологические границы и геологические тела можно выделить лишь в пространстве, занятом планетой Земля, т. е. в геологическом пространстве. Однако геологическое пространство изменчиво, так как положение в нем тел и границ, определяющих его структуру, изменяется в ходе геологического развития на протяжении геологической истории. Изучение тел и границ в их движении и с их генетическими особенностями, отражающими связи с ранее существовавшими телами и границами, представляет значительную сложность. Если принять во внимание, что непосредственным объектом изучения в геологии является геологическое пространство, взятое в современный момент и рассматриваемое как статическое, и что все выводы о генезисе геологических объектов, их движения и истории развития основываются на данных изучения распределения вещества именно в этом статическом пространстве с привлечением соответствующих гипотез, то в первую очередь необходимо определить понятие статического пространства, лежащее в основе всех геологических построений.

О процедуре формализации понятий с целью уточнения их содержания и объема

Вопросы совершенствования системы понятий в тектонике являются очень сложными. Во-первых, потому что их нельзя рассматривать без учета наиболее общих понятий геологии как таковой, во-вторых, потому что понятия имеют всегда целевой характер (например, понятие о Земле как материальной точке вполне отвечает многим астрономическим целям, но совершенно не отвечает геологическим целям), в-третьих, потому что понятия требуют операционной определенности (например, определение геосинклинальной области как области с такой-то тектонической активностью будет приемлемо для нас только в том случае, если мы умеем мерить эту тектоническую активность). Таким образом, когда речь идет о формализации понятий, то имеются в виду и содержательные цели. Формальное совершенство понятий есть необходимое, но еще недостаточное условие их пригодности.

О системе терминологии

Совершенствование научного языка в геологии и, в частности, в тектонике представляет собой сложный и длительный процесс, и речь может идти на первом этапе, конечно, не о том, чтобы формализовать язык, на котором пишется статьи и монографии на геологические темы и описываются различные явления, области и процессы, не в том, чтобы сделать этот язык похожим на язык математических сочинений, а в том, чтобы достичь формальной строгости в системе терминологии.

Заметим, что можно различать исходные и составные термины. К первым относятся, например, «синклиналь», «желобина», «вал», «щит», «платформа», «плита». Они выражают понятия, т. е. обозначают природные объекты некоторых классов и могли бы быть заменены другими терминами. Например, синклиналь, желобина, мульда выражают одно и то же понятие. Для упорядочения научного языка мы можем согласиться выражать данное понятие каким-либо одним из этих трех терминов или четвертым термином, если он будет признан наиболее удобным. Между исходными тер-

минами, как, например, «вал» и «шит», хотя они и несут определенную смысловую нагрузку, поскольку, как и все другие исходные тектонические термины, привнесены из уже сложившихся бытовых языков, не существует таких соотношений, которые определялись бы соотношениями между соответствующими им понятиями. Однако между составным термином (например, геосинклиналь) и исходным термином (синклиналь), между двумя составными терминами (например, эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь, флишегенная геосинклиналь и вулканогенная геосинклиналь) существуют определенные отношения, выражающие отношения между соответствующими понятиями.

Только исходные термины могут быть приняты из соображений удобства или традиции, составные же термины, их соотношения с исходными терминами и между собою, т. е. вся терминологическая система, должны находиться в соответствии с системой понятий.

НЕКОТОРЫЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПОНЯТИЯ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Понятия, о которых сейчас пойдет речь, сформулированы Ю. А. Ворониным (1964), Ю. А. Косыгиным (1964), Ю. А. Косыгиным, Ю. А. Ворониным и В. А. Соловьевым (1964). Ю. А. Косыгиным (1964) дана их геологическая трактовка. По этой причине будем здесь говорить о них в основном в иллюстративном плане.

Часть пространства, занятую планетой Земля, или любой ее частью, назовем геологическим пространством. Пределами этого пространства ограничены все геологические наблюдения и построения. Мы можем исследовать как пространство, занятое планетой Земля в целом (например, в сейсмологическом отношении), так и пространство, занятое отложениями какой-либо одной геологической (стратиграфической) системы (при специализированных стратиграфических исследованиях юрских, меловых или других отложений), геологической формации, рудного или нефтяного месторождения или залежи. Во всех случаях речь будет идти о геологическом пространстве. Мы можем изучать статические пространственные соотношения геологических тел, их вещественный состав, структуру и т. д., не затрагивая вопросов генезиса и истории развития. В таком случае пространство нами рассматривается в фиксированный момент времени и называется статическим геологическим пространством. Результаты исследований в статическом геологическом пространстве изображаются в виде геологических и структурных карт, разрезов, карт мощностей, карт подземного рельефа и т. д.

Если пространство рассматривать без фиксации момента времени, то оно может быть названо динамическим геологическим пространством. Результаты исследования в таком пространстве находят отражение в тектонических картах, картах фаций, палеогеографических, палеогеологических и палеотектонических картах, графиках тектонических движений, палеопрофилях и т. д.

Рассмотрим некоторую точку, принадлежащую статическому геологическому пространству, и рассмотрим некоторую конечную совокупность независимо измеряемых свойств. Если в рассматриваемой точке заданы значения всех свойств рассматриваемой совокупности, если указаны способы измерения этих свойств и точность их измерения, то рассматриваемую точку статического геологического пространства будем называть формальной точкой статического геологического пространства по заданной совокупности свойств. Заметим, что значения свойств, характеризующие формальную точку, не могут определяться, как возможные, предполагаемые и вероятные, а так же как «больше» и «меньше», но могут указываться в широких пределах, например, «более 50%» и «менее 50%» или «да» и «нет». Множество таких точек будем называть формальным статическим геологическим пространством по заданной совокупности свойств для данного фиксированного момента времени. Пространство, точки которого охарактеризованы только одним каким-либо свойством, может быть названо элементарным формальным статическим геологическим пространством. Примером могут служить пространства, точки

которых охарактеризованы только плотностями, только температурами, только содержанием какого-либо элемента или соединения, только наименованием горной породы и списка наименований, которые считаются значениями петрографического свойства и т. д. Если каждая точка статического геологического пространства является формальной точкой, то такое пространство называется полнозаданным формальным статическим геологическим пространством.

Формальные статические пространства могут быть специализированы по такой совокупности свойств, которая изучается при некотором специальном исследовании.

Например, специалисты в области биостратиграфии изучают распределение в геологическом пространстве остатков ископаемых организмов, причем содержание этих остатков выступает как свойство вещества. На основании распределения этих остатков выделяются геологические границы (границы биостратиграфических подразделений) и тела (например, биозоны), а также производятся другие структурные построения. При литологических исследованиях точки пространства характеризуются петрографическими свойствами — крупностью зерна, минералогическим составом и т. д., при геохимических — изучается распределение элементов, соединений, изотопов и т. д. В перечисленных случаях мы будем иметь дело со специализированными формальными геологическими пространствами — биостратиграфическим, петрографическим и геохимическим.

Введем понятие о теоретическом геологическом пространстве. Под этим пространством будем понимать формальное геологическое пространство, которое не является специализированным по совокупности свойств, иначе говоря, такое формальное геологическое пространство, которому при необходимости можно приписать любую специализацию по совокупности свойств. Естественно, что имеется возможность различать статическое теоретическое геологическое пространство, динамическое теоретическое геологическое пространство, полнозаданные и неполнозаданные пространства. Введение понятия о теоретическом геологическом пространстве является необходимым и чрезвычайно удобным. Необходимым потому, что только такое пространство позволяет выработать общий язык для структурных и других построений при различных направлениях геологических (геофизических, геохимических) исследований. Только в нем можно проводить общие принципиальные разработки структурных геологических построений. Чрезвычайно удобным потому, что в нем можно предварительно опираться на уже имеющийся теоретико-множественный язык и уже известные построения теории множеств, на достижения тех специальностей геологии, которые имеют достаточно хорошо формализованные специализированные пространства, — сейсмологии, гравиметрии и др. Удобство это крайне наглядно выступает при рассмотрении вопросов интерполяции и экстраполяции в неполнозаданных геологических пространствах, при отображении специализированных пространств одно в другое (при интерпретации и корреляции). Для тех целей, которые здесь преследуются, будем в дальнейшем в основном иметь в виду полнозаданное статическое теоретическое геологическое пространство.

Заканчивая вопрос о геологических пространствах, отметим, что специальной теоретической разработки впоследствии потребуют вопросы интерполяции и экстраполяции в неполнозаданных геологических пространствах, вопросы отображения специализированных пространств друг в друга, вопросы объединения специализированных пространств. Без решения этих вопросов со строгих геологических позиций нельзя решать, например, такие задачи как интерполяция и экстраполяция данных геологических наблюдений, корреляция данных геологических наблюдений, геологическая интерпретация данных геофизических наблюдений, постановка комплексных исследований с едиными целями.

Геологические границы

Итак, пусть мы имеем дело с полнозаданным статическим теоретическим геологическим пространством. Это означает, в частности, что у нас имеется определенная конечная совокупность свойств, которую мы принимаем во внимание.

Геологическую границу определим как поверхность, при переходе через которую терпят разрыв непрерывности некоторые свойства из нашей совокупности или производные от этих некоторых свойств, притом одни и те же во всех точках этой поверхности, и вдоль которой остаются непрерывными по крайней мере с одной стороны, хотя бы те свойства или производные от свойств, которые терпят разрыв при переходе через эту поверхность.

Требование «...во всех точках этой поверхности...» связано с необходимостью фиксировать геометрию границы; требование: «...притом одни и те же...» связано с необходимостью фиксировать геологическую сущность границы; требование «...вдоль которой остаются непрерывными по крайней мере с одной стороны...» связано с необходимостью связать границу с телом. На основе этого определения выделяются геологические границы 1, 2 и 3 рода. Это разделение учитывает «резкость» границ по отдельным свойствам (рис. 1).

Дизъюнктивные границы

Считая известным понятие тектонического контакта, дизъюнктивной геологической границей назовем поверхность тектонического контакта (разрыв сплошности).

Приведенное выше развернутое определение границ 1, 2 и 3 рода не распространяется на дизъюнктивную границу. При переходе через дизъюнктивную границу свойства могут резко меняться, но могут оставаться неизменными; иными словами, дизъюнктивная граница на одних отрезках может совпадать с границами 1, 2 и 3 рода, а на других — не совпадать. Во всех случаях в пределах весьма тонкого слоя, соответствующего дизъюнктивной границе, значение свойств будет испытывать разрыв непрерывности.

Составные геологические границы

На основе предыдущего, естественно, вводятся различные составные геологические границы: геологическая граница с дизъюнктивом, составная геологическая граница, составная геологическая граница с дизъюнктивом.

Условные геологические границы

Всякую поверхность, выделенную на основе любой однозначной операции, отличной от операций выделения геологических границ, мы называем условной геологической границей. Важно требование однозначности, необходимое для устранения произвола в выделении этих границ.

Особо выделяются условные геологические границы первого рода: поверхности, на которых свойства из некоторой совокупности свойств принимает фиксированное значение (линии равного содержания), особо выделяются условные геологические границы 2 рода, к которым относятся поверхности, проходящие через точки перегиба геологических границ, а также поверхности, проходящие через точки геологических границ, равноудаленные от некоторой фиксированной поверхности (линии равной кривизны, линии равного удаления). Все прочие условные геологические границы отнесены к 3 роду. Таким образом, выделяется три рода условных границ.

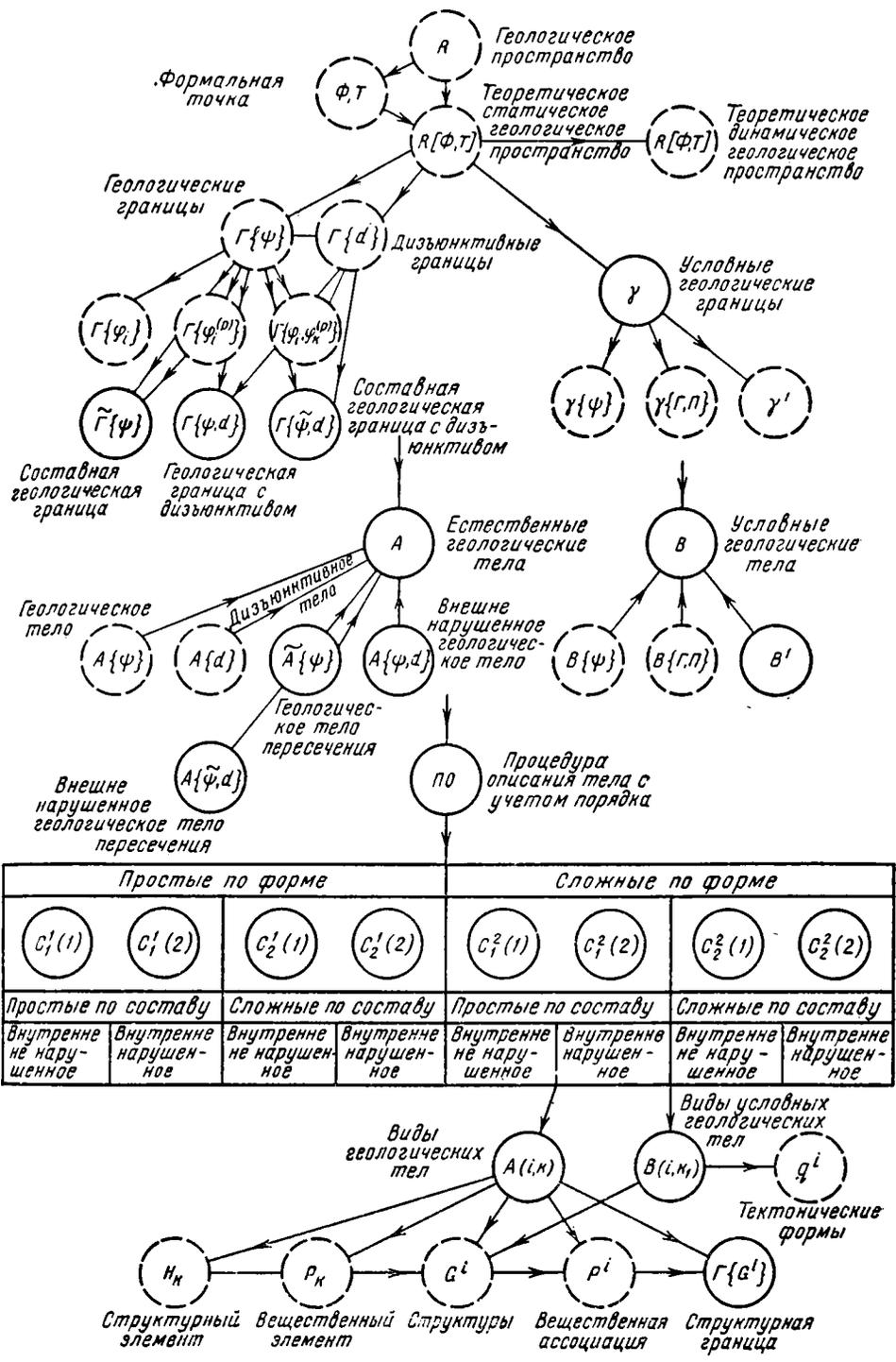


Рис. 1. Схема вывода фундаментальных понятий структурной геологии

Геологические тела

Геологическое тело определяется как часть статического теоретического геологического пространства, ограниченная границей, внутри которой остаются непрерывными по крайней мере те свойства или производные от свойств, которые были использованы для выделения границы этого тела. Для первичной классификации геологических тел используется процедура их выделения и процедура их описания. Процедура выделения определяется типом границ тела, которых у нас пять. Процедура описания определяется формой тела и его вещественным составом. Естественно различать простые по форме и сложные по форме геологические тела. По определению геологическое тело считается простым по составу, если внутри него, в данном пространстве, нельзя провести никаких геологических границ. Таким образом, предлагается различать простые по составу и сложные по составу геологические тела. Кроме того, предлагается различать внутренне нарушенные тела, внутри которых имеются дизъюнктивные границы, и внутренне ненарушенные тела, внутри которых таких границ нет. В силу того, что выбранные критерии для разделения независимы между собой, получаем $5 \times 2 \times 2 \times 2 = 40$ видов геологических тел.

Условные геологические тела

Условное геологическое тело определяется как часть статического теоретического геологического пространства, ограниченная хотя бы частично условной геологической границей. Для первичной классификации условных геологических тел используются те же процедуры, о которых говорилось выше. Таким образом, выделяется $3 \times 2 \times 2 \times 2 = 24$ вида условных геологических тел.

Структурный элемент и вещественный элемент

Возьмем некоторое простое по составу геологическое тело. Это тело мы можем рассматривать только с точки зрения геометрических характеристик. В этом случае оно будет называться структурным элементом. Это же тело мы можем рассмотреть, отвлекаясь от его геометрических характеристик, исключая объем. В этом случае оно будет называться вещественным элементом.

Здесь важны следующие обстоятельства: во-первых, такое рассмотрение является формальным приемом, необходимым для обеспечения гибкости в описании геологического пространства (это находится в согласии с геологическими приемами описания); во-вторых, структурные элементы и вещественные элементы имеют смысл только в наперед фиксированном формальном геологическом пространстве; в-третьих, для их выделения, во избежание произвола, использованы геологические тела, а не условные геологические тела.

Тектонические формы

Возьмем некоторое условное геологическое тело 2 рода. Рассматривая его только с точки зрения геометрических характеристик, будем называть его тектонической формой. В частности, примером тектонических форм служат складки.

Структура и вещественная ассоциация геологических и условных геологических тел

Возьмем некоторое сложное тело. По определению оно всегда может быть в заданном пространстве однозначно разбито на простые тела, которые можно толковать, на основе предыдущего, как структурные и как вещественные элементы этого сложного тела. Под структурой

этого тела условимся понимать расположение его структурных элементов, целиком принадлежащих ему.

Под вещественной ассоциацией этого сложного тела будем понимать совокупность его вещественных элементов, целиком ему принадлежащих. По определению структура считается независимой от вещественного состава и ориентации сложного тела как целого.

На основе предыдущего можно считать определенными структуру и вещественную ассоциацию произвольной части пространства.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПОНЯТИЙ ДЛЯ ОПИСАНИЯ СТРУКТУРЫ ПРОИЗВОЛЬНОЙ ЧАСТИ СТАТИЧЕСКОГО ТЕОРЕТИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА

Вопрос об однозначном описании структуры произвольной части статического теоретического пространства и попутной выработке языка для такого описания можно решать двумя путями.

1. Перейти к математическому описанию структуры произвольной части этого пространства на основе выше сформулированных фундаментальных понятий с возможным выделением таким путем тектонических форм и построением их классификации.

2. Перейти к выводу аналогов тех понятий, которые используются в структурной геологии (складка, антиклиналь, антиклинорий и т. д.).

Как геологам, нам представляется предпочтительнее второй путь. Сделаем попытку последовать по этому пути. Естественно начать выводить исходные понятия (например, антиклиналь— синклинали), на которых основываются целые системы последующих понятий: антиклинорий и синклинорий, антеклиза и синеклиза, геантиклиналь, геосинклинали, геосинклинали область и т. д. Ясно, что прежде чем переходить к выводу, требуется провести хотя бы некоторое уточнение того, что мы хотим вывести. Используем имеющиеся определения:

Антиклиналь — складка, обращенная выпуклостью вверх, с наиболее древними слоями в центральной части (Косыгин, 1952; близкое Иностранцев, 1914; Тетяев, 1934; Обручев, 1931; Ланге, 1951; Барков, 1954; Уиллисы, 1932).

— Складка, в центральной части которой находятся более древние породы (Биллингс, 1949).

— Выпуклая часть складки (Маслов, 1957; близкое Богданов, 1954).

Основываясь на этих формулировках, по-видимому, можно считать, что, в наших терминах антиклиналь — это рассматриваемое в основном с геометрических позиций условное геологическое тело 2 рода (тектоническая форма), выделяемое в складчатой структуре.

Таким образом, для вывода понятия антиклиналь (синклинали) требуется использовать фундаментальные понятия в последовательности, показанной на рис. 2.

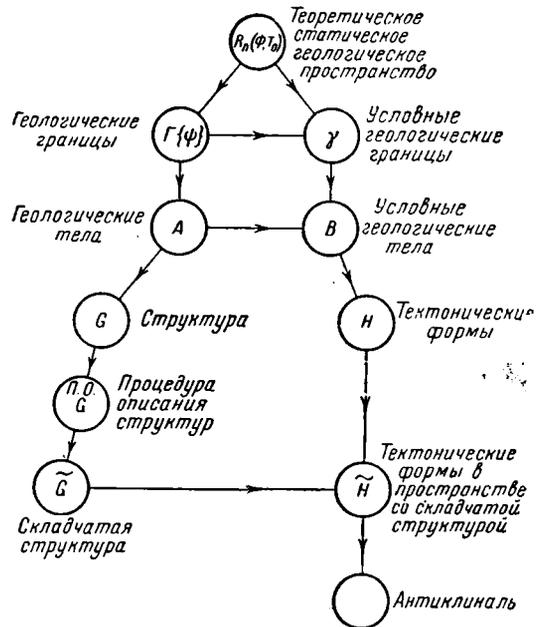


Рис. 2. Схема использования фундаментальных понятий в определении антиклинали (синклинали)

В связи с неточностью и противоречивостью существующих представлений об антиклиналях (синклиналях), в частности в связи с полной неопределенностью объемов этих понятий для случая опрокинутого залегания, так как они даны в цитированных определениях, строго вывести эти понятия с использованием схемы рис. 2 не представляется возможным. По-видимому, все недостатки наших представлений об антиклиналях (синклиналях), естественно, переносятся на всю систему зависящих от них понятий.

Отсюда следует, что использование второго пути, т. е. пути вывода аналогов существующих понятий структурной геологии, встречает серьезные трудности. По этой причине условием для совершенствования системы понятий и выработки научного языка следует признать первый путь, т. е. путь математического выделения и описания структур. При этом надо разработать для каждого типа геологической структуры четкие и однозначные правила разбиения пространства на тектонические формы. Только тогда появится возможность определения, в частности, таких тектонических форм в складчатой структуре, которые ближе всего отвечают существующим представлениям об антиклиналях и синклиналях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные трудности в упорядочении тектонической терминологии заключаются в несовершенном состоянии системы тектонических понятий.

Для преодоления этих трудностей была выдвинута идея организации теоретического, в частности, статического геологического пространства. В этом пространстве сформулированы такие фундаментальные понятия, как границы и тела. Рассмотрены пути совершенствования других тектонических понятий.

При дальнейшей разработке системы тектонических понятий, по-видимому, необходимо:

во-первых, провести сопоставление фундаментальных понятий теоретического статического пространства с аналогичными имеющимися понятиями специализированных пространств (в различных отраслях геологии);

во-вторых, сформулировать ряд математических задач, решение которых могло бы обеспечить совершенствование системы понятий в тектонике;

в-третьих, рассматривать вопросы совершенствования системы понятий в тектонике как одни из важнейших вопросов теории. Повысить требования к логическому обоснованию понятий, поощрять работы в этом направлении и широко использовать эти вопросы в постановке диссертационных работ.

Литература

- Воронин Ю. А. О формальном описании геологических тел. Сб. «Опыт анализа и построения геологических классификаций на основе представлений конечной математики». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации. Геол. и геофиз., № 7, 1964.
- Косыгин Ю. А. Слоистая геологическая структура и соотношения структурно-вещественных, генетических и хроностратиграфических характеристик осадочной оболочки Земли. Геол. и геофиз., № 10, 1964.
- Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий. Геология и геофизика, № 1, 1964.
- Материалы по тектонической терминологии. Ч. 1. Крупные структуры земной коры и геологические формации. Изд-во СО АН СССР. Новосибирск, 1961.

УДК 551.24(471.0)

А. С. НОВИКОВА

**О СТРОЕНИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В ПРОТЕРОЗОЕ**

В статье показано, что зона распространения среднепротерозойских локальных структур Балтийского щита по морфологии и происхождению сходна с авлакогенами Русской плиты. Неравномерное во времени развитие авлакогенов свидетельствует о том, что нет универсального перерыва между формированием структур фундамента и чехла платформы. Параллельно с развитием авлакогенов в наложенных плоских впадинах образовывались пластовые тела гранитов.

ВВЕДЕНИЕ

Развитие осадочного чехла Восточно-Европейской платформы связано с возникновением линейных синклиналильных систем, состоящих из желобов и цепочек впадин, разделенных относительно поднятыми участками. Их формирование происходило в условиях локального прогиба и сопровождалось вулканической деятельностью. Н. С. Шатский предложил назвать эти формы «бороздой рожденными» или авлакогенами (Шатский, 1964; Новикова, 1961).

Авлакогены возникали в рифее и в более поздние этапы развития платформы. Так, Волновахский желоб в Большом Донбассе возник в среднем девоне, а определения абсолютного возраста наиболее древних отложений Пачелмского прогиба говорят о том, что эта тектоническая форма уже существовала в верхнем рифее. Еще более ранний отрезок истории падает на время формирования прогиба, развивавшегося восточнее Волго-Уральского поднятия. Абсолютный возраст диабазов, прорывающих отложения серафимовской свиты, развитой в этом прогибе, оценивается в 1300 млн лет. Такого же порядка данные о времени развития Крестцовского желоба и других авлакогенов Русской плиты.

Попробуем теперь прочесть более ранние среднепротерозойские страницы истории формирования Восточно-Европейской платформы. В абсолютном летоисчислении они охватывают интервал, соответствующий 1650—1900 млн лет. Этот этап истории доступен для изучения на Балтийском щите, где сохранились породы среднего протерозоя, выполаживающие серию локальных прогибов и впадин, прослеживающихся широкой полосой около 150 км на протяжении 500 км. Общеизвестно, что эти структуры принадлежат к тектоническим формам консолидированного фундамента платформы. Предполагают, что они возникли в заключительную стадию развития геосинклинали и известны под названиями или поздних карелид (Кратц, Лазарев, 1961; Кратц, 1963), или орогенных структур без геосинклинальной подготовки (Гилярова, 1949), или остаточных геосинклиналей (Соколов, 1958).

В результате полевых наблюдений автора при участии В. Г. Чахмачева в пределах Онежской и Сегозерской впадин удалось собрать новые

данные по морфологии и истории развития среднепротерозойских структур, которые позволяют сравнить зону развития локальных прогибов и впадин с авлакогенами Восточно-Европейской платформы.

ОНЕЖСКАЯ ВПАДИНА

а) Краткие сведения о последовательности залегания пород

Профиль (рис. 1) изображает строение Онежской впадины. Он пересекает ее в направлении, близком к долготному от г. Повенец до пос. Соломенное на берегу Петрозаводского залива, и выявляет асимметричную форму впадины с крутым юго-юго-западным и очень пологим северо-восточным бортом. В пологом борту залегают все известные здесь толщи среднего протерозоя, сложенные осадочными, вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Северо-восточная часть профиля свидетельствует о том, что основание Онежской структуры образуют комплексы гранитоидных пород, обнажающиеся по периферии впадины и вскрытые бурением под среднепротерозойскими отложениями. В районе Повенца, согласно данным З. Г. Громовой, С. И. Зака и В. В. Юшковой, на плагиоклазовых гранито-гнейсах и микроклиновых гранитах залегают средне- и крупнозернистые породы, сложенные серицитизированными зернами плагиоклаза и округлыми скоплениями кварца. «Эти породы, имеющие нечеткий контакт с гранитами, вверх по разрезу постепенно сменяются кварцево-серицитовыми сланцами (Соколов, 1963, стр. 18). Выше развиты сильно рассланцованные кварцито-песчаники с кварцевыми песчаниками в кровле.

Толща кварцито-песчаников сохранилась спорадически, ее мощность очень непостоянна; в районе Повенца известно до 60 м кварцито-песчаников, но нередко они полностью отсутствуют. В этих случаях на гранитах основания покоятся доломиты лежащей выше карбонатной толщи, как это показано на профиле.

Карбонатная толща, участвующая в заполнении впадины в рассматриваемом сечении, сложена в значительной мере доломитами, чередующимися с песчано-глинистыми и сланцевыми породами, а также со сланцевыми брекчиями. Общая мощность карбонатной толщи здесь около 350 м (Соколов, 1963). Отложения карбонатной толщи, широко распространенные вдоль северо-восточной окраины Онежской впадины, в южном направлении скрываются сначала под водами Повенецкого залива, а затем погружаются под осадками сланцевой толщи.

Сланцевая толща занимает площадь на пологом борту впадины. Она сложена темными песчано-глинистыми, доломитовыми, доломитово-сланцевыми и шунгитовыми сланцами. В районе пос. Шуньга среди сланцев содержатся многочисленные прослойки шунгитов. Шунгито-карбонатно-сланцевые породы вмещают также тела метадиабазов и метамандельштейнов мощностью от долей метра до многих метров. Мощность сланцевой толщи в Шуньгском районе около 300 м, при этом на долю метадиабазов приходится примерно $\frac{1}{3}$ мощности толщи.

Разрез среднего протерозоя Онежской впадины венчают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования **суйсарской толщи**. Породы, ее составляющие, широко распространены в юго-западной части структуры (рис. 1). Спилитовые потоки сопровождают здесь мощные комплексы пирокластических образований — туфов, туфобрекчий и агломератов. Последние особенно широко развиты вдоль западного борта впадины в районе пос. Соломенное. Основные породы рассматриваемой толщи рядами постепенных переходов связаны как с кислыми, так и с ультраосновными разностями пикритового состава (Яковлева, Гилярова, 1960; Гилярова, 1948, 1956). В верхней части суйсарской толщи залегают мелкозернистые кварцито-песчаники, алев-

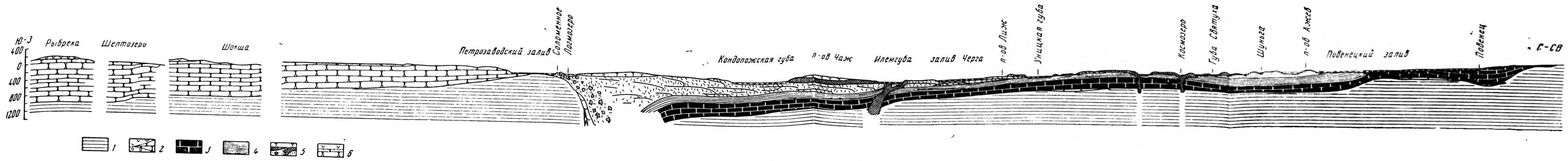


Рис. 1. Меридиональный профиль Онежской впадины:
 1 — доятулийские образования;
 2 — кварцито-диабазовая серия;
 3 — карбонатная серия;
 4 — сланцевая серия;
 5 — суйсарская серия;
 6 — кварцито-песчаники Шокши и Каменного Бора } средний протерозой

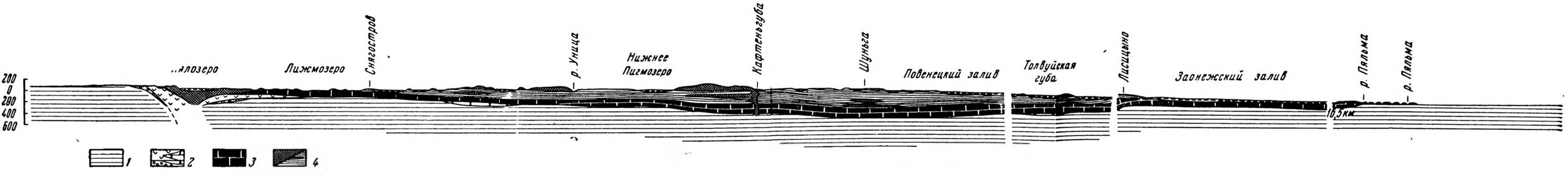


Рис. 2. Широтный профиль Онежской впадины:
 1 — доятулийские образования;
 2 — кварцито-диабазовая серия;
 3 — карбонатная серия;
 4 — сланцево-диабазовая серия } средняя протерозой

ролиты и сланцы со значительным содержанием вулканогенного материала. Эти породы мощностью в несколько сот метров некоторые исследователи выделяют в самостоятельную бесовецкую свиту (Кайряк, 1960).

Суйсарская и более древние толщи вмещают многочисленные штоки, дайки и силлы, сложенные породами метагаббродиабазового ряда.

На профиле видно, что кварцито-песчаниковая, карбонатная, сланцевая и вулканогенная (суйсарская) толщи распределены во впадине таким образом, что основная масса вулканических образований сосредоточена в юго-западной части структуры, тогда как в строении ее пологого борта, наряду с вулканическими породами, заметную роль играют толщи осадочного происхождения. Магматогенные тела среди них пользуются спорадическим распространением.

На рис. 2 изображен широтный профиль Онежской впадины между оз. Пяозером и р. Пяльмой. Так же, как и в долготном сечении, здесь видно, что значительные пространства впадины заполнены отложениями карбонатной и сланцевой толщи, а вдоль западного борта сосредоточены вулканические породы. На широте пос. Святнаволок среди вулканических пород западного борта развиты пластовые тела метадиабазов, миндалевидных диабазов и шаровых лав, мощностью до 100 м. Они залегают среди кварцевых конгломератов и кварцито-песчаников нижней толщи разреза среднего протерозоя и образуют здесь «кварцито-диабазовую» толщу мощностью более 250 м, из которых около 200 м приходится на долю пластовых тел метадиабазов (Гилярова, 1948).

б) Тектоника и история развития.

Разрезы Онежской впадины показывают, что породы, заполняющие впадину, на протяжении многих десятков километров залегают очень полого, практически горизонтально. Поперечное сечение впадины превышает 100 км, а наиболее глубокая ее часть, по-видимому, не достигает 1,5—2 км. На остальных участках структуры отношение глубины к поперечному сечению впадины оценивается примерно как 1:10. Таким образом, в целом рисуется очень плоская и сравнительно неглубокая депрессия, в пределах которой во многих местах сохранилось первичное залегание пород. Вместе с тем, смена пород от молодых толщ к более древним, происходящая в северо-восточном направлении, указывает на то, что на значительной площади Онежской структуры породы полого наклонены в сторону области сплошного распространения вулканических комплексов. Последние пространственно тесно связаны с юго-юго-западной окраиной впадины.

Строение крутого западного борта на широте пос. Святнаволок изображает профиль (рис. 2). Здесь между бортом впадины и внутренней частью структуры выделяется желоб, заполненный магматическими породами кварцито-диабазовой и суйсарской толщ. Аналогичные желоба прослеживаются согласно данным карельских геологов почти на всем протяжении западного борта Онежской впадины. Они известны как «краевые синклинали»: Викшиламбинская-Койкарская, Святнаволоцкая-Мяндусельская и др. Согласно данным В. А. Соколова (1963), Викшиламбинская-Койкарская «краевая синклиналь» выполнена кварцито-песчано-глинистыми породами и миндалевидными диабазами. Она прослеживается на протяжении 20—25 км при ширине, не превышающей 3 км. Углы падения крыльев — 15—25°, иногда достигают 40—45°. Во внутренней части этой желобообразной структуры залегают карбонатные породы и миндалевидные диабазы.

Внутреннюю структуру Онежской впадины осложняют деформации более низкого порядка. Так, в Кондопожском районе вулканогенно-

осадочные отложения бесовецкой свиты суйсарской толщи выполняют несколько пологих мульд, вытянутых в северо-западном направлении. Согласно данным Е. М. Михайлюк, углы наклонов слоев на крыльях этих форм не превышают 10—15°. Их размеры колеблются в пределах 16—20 км по длинной стороне и достигают 5 км в поперечном сечении (Кратц, 1960). В районе р. Пяльмы, близ Кузаранцы, у пос. Шуньга

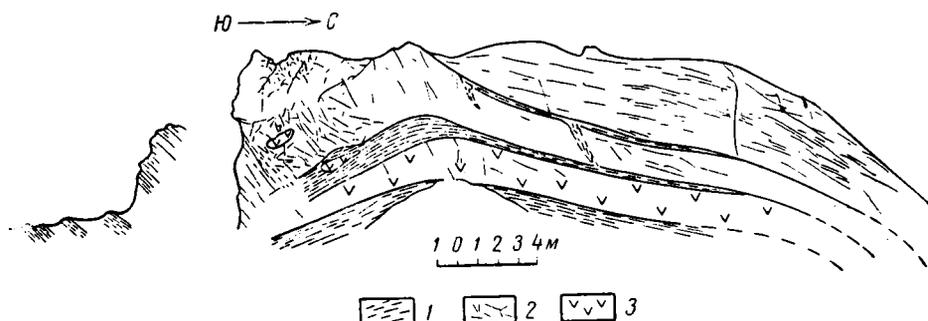


Рис. 3. Деформация сланцевой толщи в районе пос. Шуньга:
1 — шунгит; 2 — шунгитовый сланец; 3 — диабаз

пологое залегание пород нарушают флексуры и сбросы северо-западного простирания. На рис. 3 изображены деформации сланцевой толщи; они прослеживаются по простиранию на протяжении нескольких сот метров.

Помимо отмеченных нарушений в залегании слоев близ борта впадины, а также во внутренней ее части, нарушений, охватывающих иногда значительные по мощности пачки слоев внутри какой-либо одной толщи или несколько толщ, в Онежской депрессии наблюдаются многочисленные мелкие дислокации, тесно связанные с породами карбонатной и сланцевой толщ. Некоторые из них иллюстрируют рис. 4, 5, 6.

Приведенные выше данные о составе пород, выполняющих Онежскую впадину, и об условиях их залегания вместе с материалами о других локальных структурах среднепротерозойского времени позволяют восстановить некоторые страницы истории развития рассматриваемой тектонической зоны.

Заложению Онежской и других впадин восточной части Балтийского щита предшествовало накопление осадков кварцитово-песчаной толщи. Континентальные терригенные и галечниковые отложения относительно небольшой мощности были распространены на обширной площади щита. Они сохранились до наших дней преимущественно там, где накопление кварцитово-песчаной толщи перемежалось с вулканической деятельностью.

На геологических картах видно, что области современного распространения кварцито-песчаников низов ятулия пространственно совпадают с областями распространения метадиабазов того же времени (Кратц, 1960; Судовиков, 1937; Тимофеев, 1935). Можно предполагать, что зоны проницаемости магматических пород предопределили контуры областей относительно интенсивного локального прогибания. Эти места заполнялись наряду с эффузивами кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов и галечников. Мощность кварцито-диабазовой толщи в такого рода прогибах иногда достигала многих сотен метров (порядка километра в Сегозерской впадине, Елмозерском прогибе).

Области локального прогибания в современном срезе представляют собой чаще узкие и длинные, угловатые прогибы, вытянутые в северо-западном направлении. Как указывают исследования К. О. Кратца, Н. Ф. Демидова, В. М. Чернова, В. Я. Мейльбаум, М. М. Стенаря,

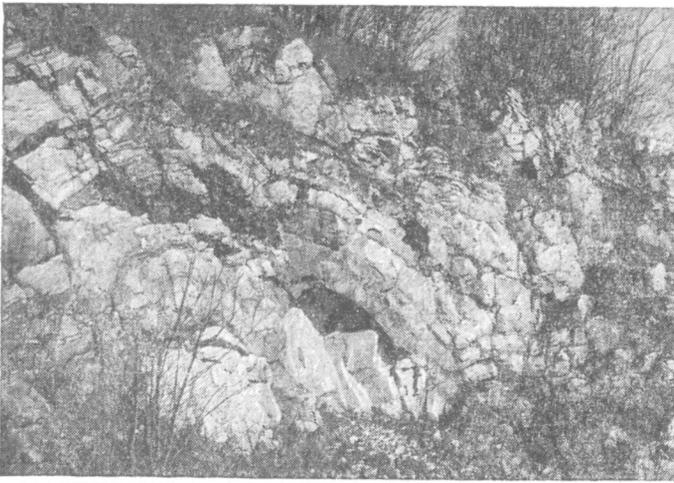


Рис. 4

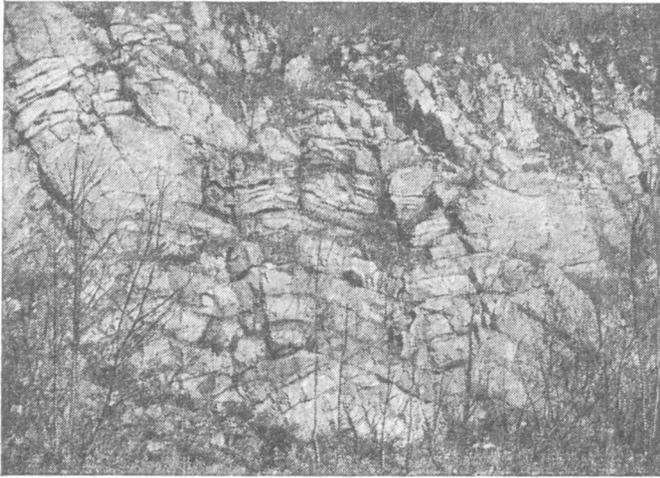


Рис. 4, 5. Мелкие дислокации в карбонатной толще.
Малый Олений остров

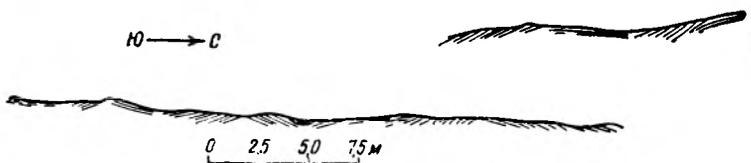


Рис. 6. Мелкие дислокации в сланцевой толще близ пос. Шуныга

А. М. Савиной, В. А. Соколова и многих других, эти прогибы и впадины имеют четко выраженные борта с углами падения слоев, иногда достигающими $40-60^\circ$ и более, как например, по окраинам Сегозерской впадины (рис. 7). Их внутреннюю структуру нередко осложняют разнообразные дизъюнктивные и пликативные деформации, как это можно



Рис. 7. Кварциты южного борта Сегозерской впадины

видеть в пределах Елмозерского прогиба (рис. 8) (Кратц, Лазарев, 1961).

Аналогичные формы, заполненные породами кварцито-диабазовой толщи, распознаются и в современной структуре Онежской впадины. Это «краевые синклинали» или желоба вдоль ее западного борта (рис. 2).

Сравнительные данные о составе и мощностях вулканогенных пород, заполняющих рассматриваемые прогибы, а также их морфология свидетельствуют о том, что наиболее интенсивные проявления основного магматизма, сопровождавшиеся значительным прогибанием локальных структур, в начале среднего протерозоя имели место за пределами Онежской структуры. Святнаволоцкая, Медвежьегорская и другие краевые синклинали, напротив, предопределили области более позднего прогибания, охватившего значительную площадь, примерно совпадающую с современными границами Онежской впадины. В ее пределах происходило отложение относительно мощных карбонатных и сланцевых толщ. Осадконакопление неизменно сопровождалось магматической деятельностью, о чем свидетельствуют многочисленные силлы и потоки среди этих толщ. Магматическая деятельность в Онежской впадине особенно интенсивно проявилась в суйсарское время, когда изливались многочисленные потоки лав спилитового ряда, сопровождаемые мощными выбросами пирокластического материала.

Таким образом, история формирования Онежской впадины тесно связана с магматической деятельностью, проявлявшейся по существу на протяжении всего среднего протерозоя с разной степенью интенсивности.

**в) Сравнительные данные о тектонике и истории развития
среднепротерозойских локальных структур
Волновахского и южного желобов Донецкого бассейна¹**

Излияние основных лав и становление силлов и даек сопровождается развитием в среднем протерозое тектонических форм, которые по своей морфологии, а также по составу заполняющих их отложений во многом сходны с Волновахским и Южным желобами в авлакогене Большого Донбасса. Напомним вкратце особенности их морфологии (Новикова, 1961).

Волновахский желоб расположен в южной части Донецкого бассейна. Он заполнен отложениями кварцитов, спилито-кератофировой и карбонатной толщ средне-, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста. В современном срезе Волновахский желоб представляет собой резко асимметричный прогиб с крутым северным и пологим южным крылом. В пределах северного крыла, в зоне сочленения со Стыльским поднятием каменноугольные породы стоят на головах, а вдоль границы прогиба с Украинским кристаллическим массивом девонские отложения наклонены под углом 5—10°.

Рис. 9 изображает профиль Волновахского желоба. Его протяженность около 60 км, ширина не превышает 10 км. Наиболее глубокая часть прогиба приближена к Стыльскому поднятию. В этом месте отложения нижнего карбона выполняют серию небольших мульд, вытяну-

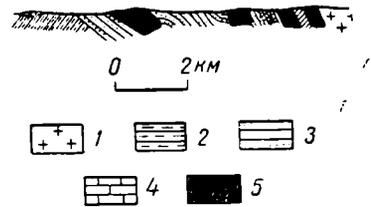


Рис. 8. Разрез Елмозерской структуры. По К. О. Кратцу, Н. Ф. Демидову, О. А. Рийконен (Крати, Лазарев, 1961):

1 — граниты основания; 2 — супракрустальные породы нижнего протерозоя, средний протерозой; 3 — кварцито-песчанниковая толща; 4 — карбонатные породы; 5 — метадиабазы

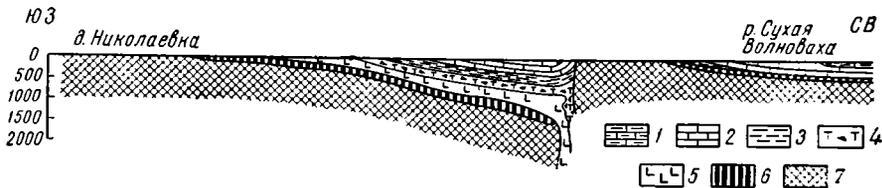


Рис. 9. Разрез Волновахского желоба:

1 — верхневизейские отложения; 2 — нижнее визе-турне. 3 — «серый» девон; 4 — «бурый» девон; 5 — покровы базальтов; 6 — «белый» девон; 7 — кристаллические породы основания

тых вдоль борта прогиба. Их размеры не превышают в поперечнике 2—3 км, они отделены одна от другой узкими перемычками. В пределах указанных мульд слои наклонены сравнительно полого, углы падения их — 5—10°, лишь в зонах сочленения увеличиваются до 15—20°. На остальной части Волновахского желоба породы образуют моноклиналь, девонские и каменноугольные слои которой наклонены к северо-востоку под углами 5—15°. Современную структуру желоба осложняют многочисленные сбросы, взбросы и др. нарушения. Одни из них не влияли на развитие желоба, так как образовались после его оформления, другие, напротив, тесно связаны с его развитием.

Начало становления этой структуры совпало с интенсивным накоплением вулканогенно-осадочной серии и сопровождалось излияниями потоков основных лав и выбросами пирокластического материала ортофирирового состава. Наиболее интенсивные излияния, по-видимому, были приурочены к крутому северному борту прогиба. Вдоль южного борта

¹ Ранее мной (1961) Южный желоб выделялся под названием Южнодонбасский.

различные комплексы пород верхнего девона трансгрессивно перекрывали кристаллические образования Украинского массива. В нижнекаменноугольное время продолжалось прогибание Волновахского желоба и накопление мощной толщи карбонатных осадков, а формирование мелких брахисинклиналей вдоль осевой части прогиба сопровождалось магматической деятельностью. Жильные тела, образованные породами трахиандезитового состава, приурочены к зонам нарушений, поперечным к основному простиранию структуры. Они располагаются главным образом в перемычках между мульдами.

Стыльское поднятие узкой полосой шириной в несколько километров отделяет Волновахский желоб от Южнодонбасского желобообразного прогиба.

Южный желоб прослеживается вдоль окраины Донецкого бассейна на протяжении около 150 км. В пределах этой структуры обнажены на поверхности породы карбонатной и тонкотерригенной толщ флишеидного облика. Так же, как и в Волновахском прогибе, слои образуют огромную моноклиналль около 30 км в поперечнике, в пределах которой древние отложения последовательно сменяются с юга на север более молодыми осадками. Наклоны слоев местами достигают 10—15—20°. Близ северного борта Южного желоба, в бассейне р. Крынки развиты маленькие мульды, заполненные терригенными отложениями мандрыкинской свиты башкирского яруса. Голодаевская, Успенская и Амвросиевская мульды цепочкой вытянуты вдоль борта с востока на запад. С зоной мульд тесно связаны интенсивные дизъюнктивные нарушения, а также жильные проявления.

Изучение Волновахского и Южного желобов показывает, что подобного рода структуры возникают в тесной связи с «зонами проницаемости магматических пород»¹; эти зоны, по-видимому, предопределяют места заложения желобов, а затем играют заметную роль в заполнении их вулканогенным материалом. В свою очередь развитие желобов типа Волновахского и Южного повлекло за собой прогибание новых смежных областей не только в пределах структуры Большого Донбасса, но также и за его пределами. Над авлакогеном возникла Украинская синеклиза.

Таким образом, развитие авлакогена Большого Донбасса заключается в последовательном вовлечении в процесс прогибания все новых и новых площадей. Этот процесс начинается с образования желобов над зонами проницаемости для магматических пород. Нетрудно видеть, что тектонические формы, свойственные структуре Большого Донбасса, и их генетические особенности во многом повторяют черты строения и происхождения среднепротерозойских структур восточной части Балтийского щита.

Среднепротерозойские отложения Балтийского щита выполняют серию разобщенных линейно-вытянутых желобов и изометричных впадин, образующих вместе единую тектоническую зону северо-западного простирания протяженностью более 500 км при ширине около 150 км.

Сходство тектонических форм, положения вулканических пород в этих формах, а также в вещественном составе магматических и осадочных толщ позволяет рассматривать зону распространения локальных структур как авлакоген и назвать его Онежско-Сегозерским.

Приведенные данные о тектонике и выводы об истории формирования Онежской впадины, а также некоторых других структур рассматриваемой зоны показывают, что на протяжении среднепротерозойского отрезка геологической истории происходило заложение и развитие тектонических новообразований, характерных для начальной стадии развития авлакогенов Восточно-Европейской платформы.

¹ Термин «зоны проницаемости магматических пород» заимствован из работы Н. А. Штрейса (1951).

Следовательно, наиболее раннее известное время заложения и развития авлакогенов в пределах Восточно-Европейской платформы падает не на рифей, как предполагали раньше, а на средний протерозой.

Размещение в пространстве элементов структуры Восточно-Балтийского авлакогена свидетельствует о спорадическом, локальном развитии чехла Восточно-Европейской платформы в среднем протерозое. В рассматриваемой зоне значительная площадь занята породами кристаллического основания, не вовлеченного в процесс среднепротерозойского и более позднего прогибания.

Локальное прогибание сохраняется на платформе, как уже отмечалось, и в течение рифейского времени, когда Сарматский щит был расчленен авлакогенами на несколько остаточных щитов, в пределах которых осадкообразование было либо сравнительно незначительным, либо совсем не происходило.

Изучение истории развития авлакогенов Большого Донбасса, Пачелмского, Казанско-Сергиевского и других указывает на то, что эти синклиналильные системы развивались неравномерно. Одни из них заложилась в рифее и преобразовались в синеклизы в среднем палеозое. В Большом Донбассе и в Казанско-Сергиевском прогибе в среднем палеозое только возникают структурные формы, характерные для начального этапа развития авлакогенов. Наконец, время развития Онежско-Сегозерского авлакогена относится к среднему протерозою. Онежско-Сегозерский авлакоген сохранил черты начальной стадии развития, а Большой Донбасс является примером наиболее полно развитого авлакогена.

О ПЛАСТОВОЙ ФОРМЕ ЗАЛЕГАНИЯ РАПАКВИ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ГРАНИТОВ

Параллельно с заполнением линейных авлакогенов осадочными и вулканическими породами развивались смежные с ними области относительных поднятий. В среднем и верхнем протерозое они занимали подавляющую часть площади Восточно-Европейской платформы. Эти области, названные ранее остаточными щитами (Новикова, 1961), сложены в значительной мере кристаллическими породами. Среди большого разнообразия кристаллических образований значительную долю составляют гранитоиды. Они широко известны на поверхности на обширных пространствах современных щитов и под покровом осадочных отложений плиты.

Многочисленные данные об абсолютном возрасте пород, накопившиеся в последнее десятилетие, свидетельствуют о том, что в фундаменте платформы наряду с архейскими и нижнепротерозойскими гранитоидами заметным развитием пользуются также средне- и верхнепротерозойские гранитоиды (Виноградов, Тугаринов, 1960). Они указывают на то, что в средне- и верхнепротерозойское время параллельно с заложением и развитием локальных структур, принадлежащих к начальным формам становления линейных авлакогенов, на обширных площадях происходил процесс гранитообразования.

Каковы были условия образования гранитов, сейчас неясно. Решение этих вопросов выходит далеко за рамки тектонических исследований и требует обобщения не только полевых геологических наблюдений, но также и выявления физико-химических, геофизических и многих других условий, при которых возможны подобного рода процессы.

Вместе с тем, раскрытие особенностей развития щитов тесно связано с вопросом о происхождении пластовой формы залегания гранитов. Действительно, как объяснить такой поразительный факт, что граниты Выборгского, Смоландского, Вермландского, Питкарантского и многих

других массивов залегают на площадях в десятки тысяч квадратных километров в виде относительно тонких пластин? Для решения этого вопроса пока нет достаточных данных. Но ряд сведений, как нам кажется, проливает свет на эту проблему.

Среди пластовых тел гранитов в ряде мест залегают пластовые тела вулканических пород, которые связаны с гранитами по времени образования, формой залегания и взаимными переходами. Вулканические породы со структурами свободного течения, а также туфы и туфобрекчии ни у кого не вызывают сомнений в их наземном происхождении. Иначе обстоит дело с гранитами.

Кристаллическая структура гранитов лежит в основе наиболее широко распространенной гипотезы о их происхождении. Подавляющее большинство петрографов считают верхнепротерозойские граниты Балтийского щита плутоническими, глубинными образованиями. Однако эта гипотеза не объясняет механизма возникновения пластовой формы залегания гранитов на обширных площадях, механизма, при котором произошло раздвигание пластов и насильственное внедрение гигантских объемов магмы. Пластовая форма залегания гранитов, непосредственно наблюдаемая на обширной площади, не может быть игнорирована и, следовательно, гипотеза о глубинном происхождении гранитов должна быть пересмотрена.

Не содержит геологических доказательств и вулкано-плутоническая концепция о природе гранитов. В основе ее лежит тесное петрохимическое сходство естественных рядов вулканических образований с рядами пород интрузивного облика. Постепенные переходы между «наземными» порфирами и «глубинными» гранитами служат основанием для заключения о том, что граниты кристаллизовались близ поверхности, под толщей осадков незначительной мощности. На первый взгляд кажется, что таким способом можно объяснить возникновение разнообразных пород, характеризующихся текстурами свободного роста, но вместе с тем непонятно, как могло случиться, что плутоническая магма, прокладывая путь с силой себе путь с больших глубин, остановилась на таком незначительном расстоянии от поверхности? Эта гипотеза не отвечает также на вопрос, почему интрузивная магма распространилась горизонтально на широкой площади под тонким покровом песчаников?

Следовательно, при объяснении природы пластовой формы залегания гранитов необходимо прежде всего иметь в виду именно этот непосредственно наблюдаемый факт.

В этом свете представляют несомненный интерес взгляды Х. Баклунда на природу гранитов. Его исследования являются разработкой некоторых идей Седерхольма времен геологического конгресса в Стокгольме, проходившего в 1910 г. Они основаны на том, что в ряде мест Балтийского побережья Швеции прослеживаются «шаг за шагом все переходы от неизменных осадочных пород через сложные промежуточные разности к массивным гранитам, которые замещают их без видимых нарушений» (Баклунд, 1949, стр. 319). Седерхольм объяснял процесс их формирования как диффузное пропитывание ранее существовавших (осадочных и базальтовых эффузивных) пород, благодаря привнесу чуждого материала снизу, без полного расплавления материнских пород в какой-либо их точке, но с частичным растворением и выносом избыточных компонентов» (Баклунд, 1949, стр. 319). Седерхольм, по мнению Х. Баклунда, «вполне разрешил проблему пространства и объяснил последовательность во времени различных динамических, химических и кристаллизационных процессов, наблюдающихся в горных породах» (там же).

Взгляды Седерхольма не получили в свое время признания. Его противники продолжали считать своей отправной точкой зрения равно-

мернозернистые, массивные гранитные породы, генезис которых был неизвестен, но появление которых каждый раз предположительно связывалось с насильственным внедрением магмы. Проблема пространства до существу не рассматривалась.

Баклунд, полемизируя со сторонниками магматических концепций (Eckermann, 1937, 1938; Backlund, 1937, 1938_{1,2,3}), неоднократно отмечал, что самым важным вопросом в проблеме происхождения гранитов является вопрос пространства и что гранитизация разрешает его.

Взгляды Х. Баклунда на то, что пластовые граниты являются продуктом гранитизации, разделяют Рид, Вегман и др. исследователи (Рид 1949; Wegmann, 1938). Однако в проблеме о происхождении гранитов Х. Баклунд затронул еще один вопрос, а именно, вопрос об образовании рапакиви из иотнийских песчаников. Это положение вызвало резкое возражение со стороны Г. Эккермана, который показал, что верхнепротерозойские граниты Далекарлии генетически связаны с основными породами, а явление чередования горизонтально залегающих предположительно гранитизированных осадков с основными изверженными породами и совершенно неметаморфизованными аркозами, по его мнению противоречит представлению об «осадочном рапакиви» (Eckermann, 1938).

Позднее Х. Баклунд расширил свои взгляды на природу гранитов рапакиви, полагая, что они могут образоваться из различных пород разного возраста (Баклунд, 1949).

Вопрос о происхождении пластовых тел гранитов во многом остается открытым. Вместе с тем, представление о метасоматической природе гранитов ближе всего согласуется с геологическими наблюдениями. Действительно, пластовая форма залегания магматических тел, их огромные размеры, при сравнительно небольших мощностях, плоское залегание пород кровли и многочисленные реликты эффузивов среди пород интрузивного облика дают основание предполагать, что первоначально на месте пластовых тел гранитов были вулканические и вулканогенно-осадочные образования, которые выполняли обширные, формировавшиеся на щитах впадины. Для этих плоских структур был предложен новый термин — синодеи (Новикова, 1964). Границы синодей на Балтийском щите в современном срезе неопределенны. О их контурах можно только догадываться по областям широкого распространения пластовых тел гранитов и перекрывающих их иотнийских песчаников.

Вместе с тем, на щитах других древних платформ синодеи имеют отчетливые морфологические и формационные признаки. Среди них структуры Садбери и Бушвельда. Эти формы отличаются от других древних структур платформенного чехла заметным развитием в них сложного ряда образований магматического происхождения. Они несут на себе следы проседания над магматическими очагами на широкой площади.

Наряду с обширными магматогенными синодеями в рассматриваемый отрезок протерозойского времени на Канадском щите существовали также плоские и не менее обширные впадины типа синеклиз, заполненных осадочным материалом. Такого рода структуры описаны американскими геологами Ч. Стоквеллом, Г. Гиллом и другими под названием областей «стабильной платформы» (Stockwell, 1957; Tectonic map of Canada, 1950). Эти четкие данные об условиях залегания раннепротерозойских осадочных комплексов на Канадском щите позволили Е. В. Павловскому и М. С. Маркову (1963) увидеть реликты протерозойского неметаморфизованного платформенного чехла и на других древних платформах и раскрыть важные общие черты истории их развития.

В связи с изложенным выше напрашивается вывод о том, что в протерозое на некоторых древних платформах формировались отрицательные структуры трех категорий: авлакогены, синодеи и синеклизы. Есть основания предполагать, что северо-западная окраина Восточно-Европейской платформы представляла собой в протерозое область высокой линейной и площадной проницаемости, что способствовало возникновению в этой краевой части платформы синодей и авлакогенов.

О СООТНОШЕНИИ МЕЖДУ ФУНДАМЕНТОМ И ЧЕХЛОМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучение локальных структур Карелии показывает, что тектонические формы, свойственные платформенному чехлу, возникали не только в рифее, но также и в среднем протерозое. Таким образом, в течение рассматриваемого отрезка геологической истории, охватывающего почти полтора миллиарда лет, на платформе формировались спорадические линейные синклиналильные системы, состоящие из цепочек впадин и желобов, разделенных относительно поднятыми участками. Возникновение и развитие авлакогенов теснейшим образом связано с линейными зонами распространения магматических пород основного ряда.

Параллельно с заполнением авлакогенов осадочными и вулканическими породами в предполагаемых наложенных плоских впадинах типа синодей образовывались пластовые тела гранитов.

Заложение авлакогенов происходило неравномерно. Одни из них возникли в среднем протерозое (Онежско-Сегозерский), другие — в разные отрезки рифейского времени (Крестцовский, Пачелмский). Авлакогены образуются и в более поздние этапы развития платформы (Большой Донбасс). Следовательно, нет универсального перерыва между формированием кристаллических пород фундамента и становлением структур ее чехла.

Литература

- Баклунд Х. Проблема гранитизации. Сб. «Проблемы образования гранитов». Изд-во иностр. лит., М., 1949.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. В кн. «Определения абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Гилярова М. А. К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Гос. пед. ин-та, Кафедра геол. и минерал., т. 72, Л., 1948.
- Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Карело-Финской базы АН СССР, Петрозаводск, № 2, 1949.
- Гилярова М. А. Стратиграфическое положение Суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, № 209. Сер. геол. н., вып. 7, 1956.
- Кайряк А. И. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 9, Изд-во Карело-Финской ССР, Петрозаводск, 1960.
- Кратц К. О. Тектоника. Карельский район. Геология СССР, т. XXXVII, Карельская АССР, часть I. Геол. описание, Изд-во Геол. и охр. недр., М., 1960.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия. Probl. геол. Карелии и Кольского п-ва, Книжн. изд-во, Мурманск, 1961.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
- Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. Изд-во Моск. ун-та, 36, вып. 4, 1961.
- Новикова А. С. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 4, Изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). Структ. докембр. и связь магматизма с тектоникой. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Рид Х. Размышления о граните. Сб. «Проблема образования гранитов». Изд-во иностр. лит., М., 1949.

- Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 11, Гос. изд-во Карело-Финской ССР, Петрозаводск, 1958.
- Соколов В. А. Структурно-фациальные типы разрезов карбонатных пород Прионежья. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 11, Гос. изд-во Карело-Финской ССР, Петрозаводск, 1958.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
- Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. Тр. Международного геол. конгресса, т. II, Изд. АН СССР, М., 1937.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. В сб. Петрография СССР, под ред. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, сер. 1, вып. 5, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1935.
- Шатский Н. С. Избранные труды. О прогибах донецкого типа, т. II, Изд-во «Наука», 1964.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3, Изд-во АН СССР, М., 1951.
- Яковлева В. В., Гилярова М. Г. Геология СССР. Участок Северо-Западного Прионежья, т. XXXVII, Карельская АССР, часть 1. Геол. описание. Изд-во Геол. и охр. недр, М., 1960.
- Backlund H. G. Die Umgrenzung der Svekofeniden. Bull. Geol. Inst. Upsala, v. 27, 219, 1937.
- Backlund H. G. The Rapakivi Puzzle, a Reply Geol. Fören. Förhandl., Bd. 60, 105, 1938.
- Backlund H. G. Zur Granitisationstheorie, Eine verdeutlichung. *ibid.*, Bd. 59, 503, 1938.
- Backlund H. G. The Problems of the Rapakivi Granites. *J. Geol.*, v. 46, 339, 1939.
- Eckermann H. The Genesis of the Rapakivi Granites *Geol. Fören. Förhandl.*, Bd. 59, 503, 1937.
- Eckermann H. The Rapakivi facts, an answer to a reply, *ibid.*, Bd. 60, 113, 1938.
- Stockwell C. H. Geology and economic minerals of Canada 4 ed. *Canad. Geol. Surv., Econ. Geol., Ser. N 1*, 1957.
- Tectonic map of Canada. Scale 1:3801600 or inch to 60 miles. Ottawa, 1950.
- Wegmann C. E. Geological Investigation in Southern Greenland. Part I, *Medd. Grønland.* v. 113, 2, 1938.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
3 декабря 1964 г.

УДК 551.240(265/266) + 553.982(265/266)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО КАЙНОЗОЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО
КОЛЬЦА**

Автор делает попытку найти связи между структурами Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца и распространением нефтегазоносных районов в нем. Выясняется приуроченность таких районов почти целиком к периферическим (тыловым) зонам кольца, где месторождения связаны с тремя главнейшими типами тектонических структур: кайнозойскими геосинклинальными прогибами, наложенными впадинами на краевых поднятиях и с краевыми прогибами.

На востоке Советского Союза, как и на востоке Азии вообще, в отношении распространения месторождений нефти и горючего газа наблюдается вполне определенная картина: их подавляющее большинство приурочено к кайнозойскому тектоническому поясу, обрамляющему впадину Тихого океана. С удалением от этого пояса в глубь материка нефтяные и газовые месторождения обычно появляются лишь на очень больших расстояниях. Если говорить о территории СССР, то ближайшим таким районом является Приверхоанский краевой прогиб, где, однако, открыто лишь крупное газовое месторождение, но нефтяные залежи (безусловно там существующие) еще не обнаружены. Тем самым определяется исключительное геолого-экономическое значение нефтегазоносных районов, расположенных в пределах Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса.

В пределах СССР к таким районам пока что принадлежит только остров Сахалин. Однако весьма возможно, что промышленно-нефтегазоносными окажутся также некоторые районы Камчатки и Корякского нагорья. На это уже обращалось внимание в литературе, но автор имеет в виду подойти к этой проблеме на фоне общего строения кайнозойского тектонического кольца и размещения в нем нефтяных и газовых месторождений.

О ТЕКТОНИКЕ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

В настоящее время Тихоокеанское кайнозойское тектоническое кольцо изучено еще недостаточно, в связи с чем многие вопросы его строения трактуются по-разному. Поскольку в данной статье имеется в виду найти связи между тектоническим строением этого кольца и размещением в нем нефтяных месторождений, мы должны прежде всего определить свои исходные тектонические позиции.

Остановимся сначала на вопросе о том, существует ли вообще Тихоокеанское кольцо кайнозойских структур как целостный тектонический пояс. Этот вопрос возникает постольку, поскольку в литературе в отношении Анд, Новой Зеландии, да и крайнего запада Северной Америки иногда встречаются высказывания о принадлежности их к структурным образованиям иного рода, что фактически приводит к заключению

об отсутствии кольцевого пояса кайнозойских структур, расположенного на периферии Тихого океана. Кроме того, по-видимому, никак нельзя прийти к выводу о наличии вокруг Тихого океана целостного тектонического пояса, стоя на позициях гипотезы дрейфа континентов, поскольку в этом случае сочетание составляющих его звеньев будет всего лишь их случайной комбинацией.

В связи с этим сформулируем кратко основные положения, указывающие на структурное единство Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, которое в нашем понимании возникло как закономерный результат тектонического процесса в Тихоокеанском сегменте земной коры.

Прежде всего, всем звеньям этого кольца свойственно мощнейшее кайнозойское и особенно позднекайнозойское структурообразование, с огромной контрастностью тектонических движений, формированием исключительно крупных по протяженности и в то же время узких тектонических зон и развитием крупных разломов, обычно продольных, но местами образующих сложную сеть, обуславливающую мозаичное строение отдельных структурных районов.

Далее, во всех крупных звеньях тектонического кольца повторяются определенные типы тектонических структур — прогибов и поднятий. Особенно яркими примерами подобных типов являются глубоководные желоба (современные геосинклинальные рвы) и очень глубокие неогеновые геосинклинальные прогибы в основном заполненные очень мощными терригенными формациями песчано-сланцевого ряда, нередко в парагенезе с вулканогенными (преимущественно туфогенными) толщами. Можно подчеркнуть, что за пределами Тихоокеанского сегмента мы не знаем неогеновых геосинклинальных прогибов.

Следующий общий признак Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца состоит в повсеместном распространении здесь современных геосинклинальных структурных форм. Нужно сказать, что понимание их у различных исследователей неодинаковое, но признание широкого проявления здесь современного геосинклинального процесса фактически является общим.

Исключительно яркой общей чертой Тихоокеанского кольца является локализация в его пределах огромного по масштабу позднекайнозойского вулканизма. Это — «огненное кольцо», по образному выражению Г. Штилле. То же относится и к общеизвестным особенностям сейсмичности этого пояса земного шара, столь же рельефно подчеркивающим структурное единство всех его звеньев.

Наконец, важнейшим свойством рассматриваемого тектонического кольца является резко разнородный, «пятнистый» как по мощности, так и по строению характер земной коры. Здесь наблюдается мозаичное чередование участков с континентальной, субконтинентальной, океанической и субокеанической корой.

Перечисленных признаков, на наш взгляд, достаточно, чтобы видеть целостность и одновременно структурную обособленность этого гигантского планетарного кольцевого тектонического пояса.

Коснемся далее пространственного положения Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Границы его наиболее ясно определяются в приокеанской области. От ложа океана оно отделяется фронтальными геосинклинальными прогибами — глубоководными океаническими желобами. Лишь на отдельных отрезках (запад Северной Америки, Антарктика) такие желоба отсутствуют или развиты слабо. В этих случаях внутренняя граница кольца проводится до известной степени условно.

Что касается внешних границ, то в северном полушарии они большей частью проходят по краю мезозой, каковыми являются области Сьерра-Невады, Центральной и Северной Аляски, Верхояно-Чукотская,

Приморская и Индокитайская с их подводными продолжениями. Однако в районе Восточно-Китайского моря и Тайваня кайнозойский тектонический пояс, видимо, полностью перекрывает пояс мезозойских структур и контактирует непосредственно с более древними складчатыми образованиями. Такая же картина наблюдается на Новой Гвинее и к востоку от Австралии, где структурные зоны кайнозойского пояса сочленяются с герцинидами. В Южной Америке и в Антарктике этот пояс отделяется от древних платформ краевыми прогибами или швами.

Указанные границы намечены в соответствии со структурными признаками кайнозойского кольца, перечисленными выше. Не останавливаясь на подробностях, коснемся лишь одной из сторон вопроса о границах.

В некоторых работах указывается на распространение в отдельных районах Азии складчатых образований ларамийского возраста, которые противопоставляются кайнозойскому тектоническому поясу. Это относится, например, к центральной и северо-западной частям Корякского нагорья, где геосинклиналиное осадконакопление, по-видимому, действительно закончилось в конце верхнего мела. Если руководствоваться этим последним признаком, то к ларамидам должен быть отнесен и ряд других районов, таких как значительная часть Южной Аляски или Анды.

Нам хорошо известна роль тектонических движений конца мелового периода и начала палеогена во многих звеньях Тихоокеанского кайнозойского кольца (помимо упомянутых выше районов, эти движения имели важные следствия на Сахалине, на Камчатке, в Вашингтонско-Орегонской зоне, в Калифорнии, на Филиппинах и т. д.), и автор далек от недооценки этой роли. Однако подобные районы были в кайнозойскую эру или являются и сейчас ареной исключительно мощного проявления тектонических движений, общих с движениями в смежных с ними собственно геосинклиналиных кайнозойских зонах. Такие движения во многом переработали структуру этих районов, так что последние превратились, по существу, в крупные краевые поднятия позднекайнозойских тектонических систем. В Андах это ясно видно по распространению вдоль их периферии неогеновых краевых прогибов. В Южной Аляске перед фронтом Аляскинского хребта типичный краевой прогиб еще не возник, но образовалось несколько крупных впадин. Сходная картина наблюдается и в Корякском нагорье.

Надо заметить, что аналогичные краевые поднятия иногда можно видеть и в складчатых областях другого возраста. Они отчетливо прослеживаются, например, вдоль западного склона Урала.

Помимо некоторых районов Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, к ларамидам иногда относят типичные складчатые системы мезозой, например Сихотэ-Алиньскую. Здесь мы ограничимся только констатацией неприемлемости такой точки зрения, поскольку разбор ее выходит за рамки нашей работы. Мы не говорим уже о тех работах, в которых и мезозойды, и зоны кайнозойского тектогенеза вообще рассматриваются совместно, как части единого «альпийского» складчатого пояса, ибо такой взгляд представляется сильно устаревшим.

Особенное значение для данной работы имеет вопрос о внутреннем районировании Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

Прежде всего обратим внимание на то, что в нем отчетливо выделяются два структурных концентрически расположенных пояса. Один из них внешний — приматериковый (или расположенный частично в материковой области), а другой внутренний, примыкающий к океаническому ложу. Первый из этих поясов был назван автором (1964) тыловым, а второй — фронтальным.

В тыловом поясе современное геосинклинальное осадконакопление не происходит. Основными структурными элементами в нем являются следующие: очень крупные и глубокие позднекайнозойские геосинклинальные прогибы и впадины, сопредельные с ними антиклинорные, горст-антиклинорные и горстовые поднятия и обширные краевые поднятия, подобные упоминавшимся выше, с развитием в их пределах кайнозойских наложенных впадин, достигающих иногда очень значительных размеров.

Основными структурными элементами фронтального пояса являются геосинклинальные глубоководные желоба, геоантиклинальные зоны, в подавляющем большинстве представленные вулканическими островными или подводными грядами, и геосинклинальные глубоководные котловины, имеющиеся во многих окраинных морях Тихоокеанского бассейна.

Надо заметить, что не все геологи сходятся во взглядах относительно геосинклинальной природы современных глубоководных желобов и котловин. Что касается желобов, то их иногда трактуют в качестве аналогов краевых прогибов, развивающихся на стыках платформ и складчатых областей в эпоху воздымания последних. С этим согласиться нельзя. Прежде всего, не существует оснований рассматривать желоба как компенсационные опускания, образующиеся в связи с воздыманием складчатой области, так же как нет оснований говорить об орогенной стадии развития в отношении фронтального пояса Тихоокеанского кольца. Чтобы убедиться в этом, достаточно обратить внимание на тектоническое положение системы глубоководных желобов Марианской зоны или глубоководного рва Тонга — Кермадек, да и вообще желобов районов Новая Гвинея — Новая Зеландия, Индонезийского, Антильского и т. д. Естественно, что о компенсационном опускании в орогенную стадию развития здесь говорить не приходится.

Кроме того, то немногое, что известно о составе осадков глубоководных океанических желобов, показывает, что эти осадки резко отличаются от отложений краевых прогибов, формационный ряд которых обычно начинается с морских моласс, а кончается континентальными молассами. Особенности осадков океанических желобов вполне закономерны, поскольку эти структурные формы обычно сопрягаются с вулканическими грядами. Можно сказать, что подобных гряд, в том числе островных дуг, вдоль зон краевых прогибов ни в одном случае их формирования в истории Земли не существовало (Урал, Аппалачи, Верхоянье, все альпийские складчатые сооружения).

Сказанного достаточно, чтобы видеть необоснованность параллели между глубоководными океаническими желобами и структурами типа краевых прогибов. Наоборот, данные об осадках, строении, тектоническом положении и направленности течения мезо-кайнозойского геосинклинального процесса в Тихоокеанском сегменте земной коры, заключающиеся в его оттеснении во времени в сторону ложа океана, показывают, что мы имеем здесь дело с современными геосинклинальными трогами.

Что же касается островных гряд и вулканических подводных хребтов фронтального пояса, то они представляют собой современные геоантиклинальные зоны. Аргументацию в пользу отнесения к современным геосинклинальным прогибам третьей группы структур — глубоководных котловин — автору приходилось уже приводить раньше.

Итак, если говорить о самом общем расчленении кайнозойского тектонического обрамления ложа Тихого океана, то в нем можно различать два пояса: тыловой и фронтальный.

Далее следует обратить внимание на то обстоятельство, что в разных частях этого обрамления тыловой и фронтальный пояса имеют неодинаковое развитие и разное внутреннее строение, выражающееся

в особых комбинациях главных структурных элементов и отчасти в их наборе. Соответственно, в кайнозойском тектоническом кольце могут быть обособлены следующие крупнейшие сектора: Азиатско-Аляскинский, Калифорнийский (включая Вашингтонско-Орегонскую зону), Андийско-Антарктический и Новогвинейско-Новозеландский. Различий в строении этих секторов автор касался в предыдущих работах (1964₁; 1964₂; Пушаровский, Меланхолина, 1963).

Если анализировать историю тектонического развития каждого из секторов, то устанавливается весьма тесная связь и причинное единство тектонических процессов, протекавших в их тыловых и фронтальных зонах. Особенно наглядно это видно для позднекайнозойского времени. Трудно разорвать между собой, например, процессы формирования глубоководных желобов, вулканических гряд, глубоководных котловин, краевых поднятий тыловых зон и т. д.

С другой стороны, выявляется определенная историческая преемственность в развитии тыловых и фронтальных зон, выражающаяся в последовательном оттеснении (хотя и не всегда идущем по линейному закону) геосинклинальных прогибов в сторону ложа Тихого океана, о чем уже вскользь упоминалось. Геосинклинальные прогибы в тыловых зонах секторов развивались почти до конца неогена, после чего (в основном в верхнем плиоцене) зоны геосинклинального осадконакопления локализовались лишь во фронтальных частях секторов. При этом, мне уже приходилось отмечать (1964₂), что в некоторых районах кайнозойского обрамления Тихого океана (например, в западной его части) геосинклинальный процесс вторгнулся в пределы океанического ложа.

Таким образом, тыловые и фронтальные зоны секторов тектонически взаимосвязаны.

Каждый из секторов занимает огромное пространство и состоит из ряда структурных районов, в которых тектонические элементы пространственно и эволюционно особенно тесно связаны между собой. Это создает предпосылку для тектонического районирования секторов. Так, в Азиатско-Аляскинском секторе, в направлении с севера на юг, выделяются: Алеутско-Аляскинская тектоническая система, Корякская складчатая система, Камчатско-Курильская тектоническая система, Сахалинская блоково-складчатая система, Японская тектоническая система, Тайваньская складчатая зона, Восточно-Филиппинская тектоническая система, Индонезийская тектоническая область и Западно-тихоокеанская геосинклинальная область.

Подобным образом можно районировать и другие сектора, однако для дальнейшего изложения это не является необходимым.

Перейдем далее к краткому рассмотрению распространения нефтяных и газовых месторождений в отдельных секторах Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

Характеристика нефтегазоносности секторов

Нефтегазоносными являются все сектора кайнозойского тектонического обрамления ложа Тихого океана (рисунок).

АЗИАТСКО-АЛЯСКИНСКИЙ СЕКТОР

Распространение нефтяных и газовых месторождений в пределах Азиатско-Аляскинского сектора связано с Индонезийской тектонической областью, с Японской тектонической системой, со складчатыми зонами Тайваня и Сахалина и с Алеутско-Аляскинской тектонической системой.

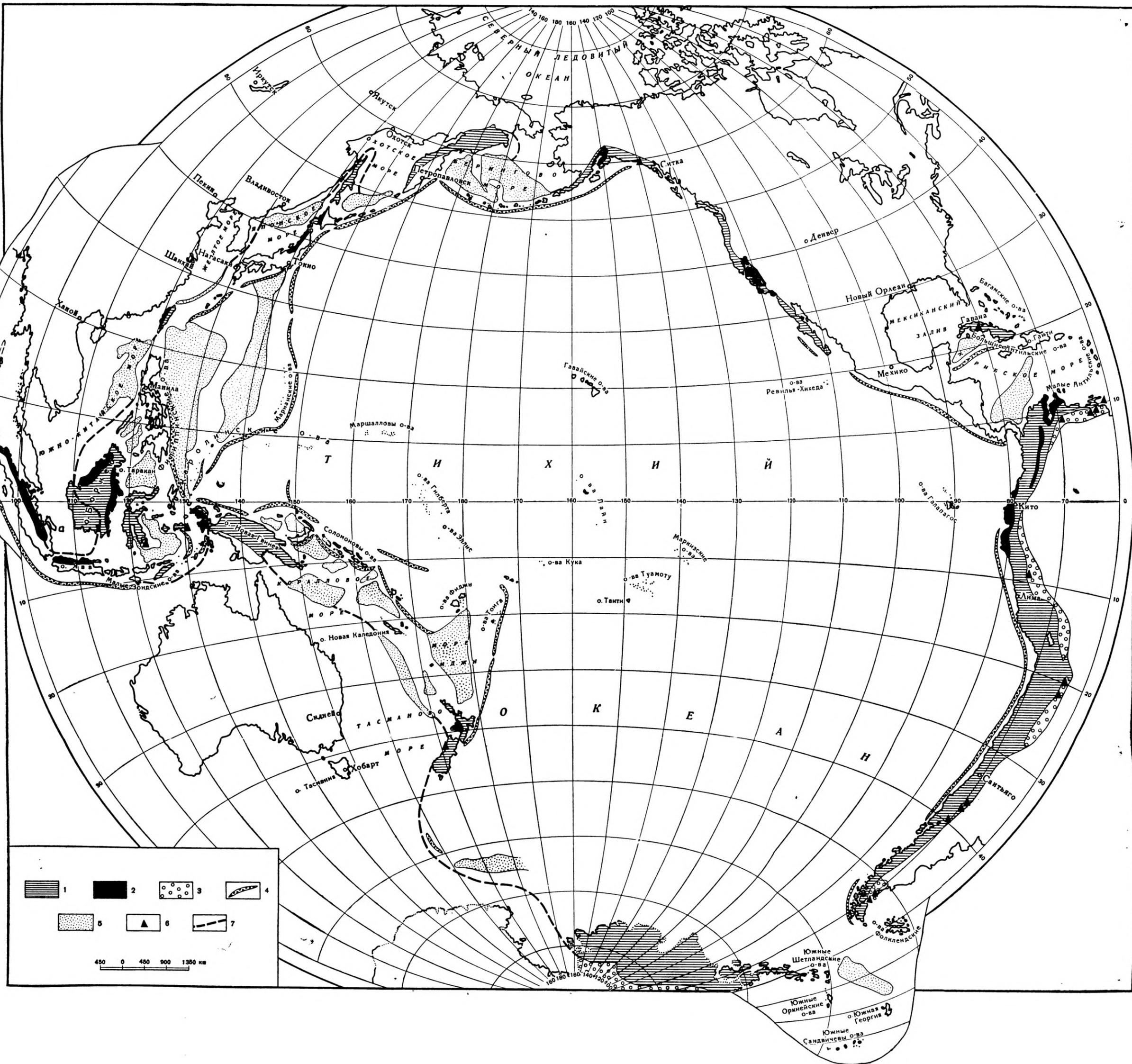


Схема распространения промышленно-нефтегазовых прогибов в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце:

1 — тыловые зоны тектонического кольца; 2 — основные нефтегазовые прогибы и впадины тыловых зон; 3 — кайнозойские краевые прогибы; 4 — глубоководные желоба; 5 — глубоководные впадины; 6 — некоторые нефтегазовые площади; 7 — внешняя граница тыловых зон

Месторождения Индонезийской области освещены в книге «Распространение нефти» (1961), а также в ряде других работ (Калинин, 1964; Кучапин, 1964; Левинсон, 1961₂). Характеристика структурных элементов области дана И. В. Архиповым (1964).

Наиболее важным нефтегазоносным районом является северо-восточная часть острова Суматра, где месторождения приурочены к глубокой кайнозойской синклинальной зоне, состоящей из трех прогибов: северного (Аче), центрального (Рокан) и южного (Палембангский прогиб). Эта зона в поясе кайнозойских структур занимает окраинное положение, поскольку она примыкает к малайским мезозоидам; с ее внутренней стороны протягивается сложное Центральное-Суматринское антиклинорное поднятие с цепью молодых вулканов. Наиболее глубокой частью синклинальной зоны является прогиб Аче, где мощность третичных отложений достигает 7500 м; в прогибе Рокан мощность пород того же возраста 2400 м, а в Палембангском — 4500 м. В последнем прогибе разрез начинается мощной толщей континентально-лагунных глинисто-мергелистых пород, которая сменяется морскими песчано-глинистыми отложениями до 2000 м мощностью. В самом верху появляются угли и туфы. Другие прогибы выполнены сходными по типу формациями.

Синклинальная зона вытянута на 1300 км и имеет ширину 75—110 км. Она заполнена складками, достаточно крутыми и сложными вблизи антиклинорной гряды, и пологими и простыми — поодаль от нее.

Главные залежи нефти находятся в песках и песчаниках верхнего миоцена и плиоцена, но частично нефтяные горизонты приурочены также к более древним породам миоцена. Как известно, это наиболее богатая нефтяная провинция Индонезии, дающая почти 95% ее добычи (см. таблицу).

На Яве нефтяные месторождения приурочены к Северо-Яванскому прогибу (синклинорию), занимающему в общем сходное тектоническое положение с упомянутой выше синклинальной зоной Суматры. С внутренней стороны этого прогиба протягивается крупная антиклинорная структура с цепью действующих и потухших вулканов. На севере прогиб сопрягается со складчатыми структурами мезозой, опущенными ниже уровня Яванского моря. Выполнен прогиб неогеновыми формациями. Доверхнемиоценовые породы сложены глинами и мергелями (более 3000 м), как считают, в основном батинальных фаций. Верхнемиоценовые, плиоценовые и отчасти нижнеплейстоценовые отложения характеризуются широким развитием песчаных пород (2000 м). Прогиб обладает узкой линейной формой; в нем распространены пологие складки плейстоценового возраста. Залежи нефти приурочены к верхней толще, в особенности к ее нижним горизонтам (N_1^3), но иногда встречаются и в верхах плиоцена. Добыча здесь незначительна.

Наиболее крупное нефтяное месторождение в Индонезийской области и вообще в пределах востока Азии находится на территории Брунея (Распространение нефти, 1961). Это месторождение Сериа. Оно располагается в обширном и глубоком позднекайнозойском синклинорном прогибе, именуемом прогибом Северо-Западного Калимантана. По структурному положению это также один из окраинных прогибов кайнозойского тектонического пояса. К югу от него, во внутренней части острова, располагаются поднятые складчатые структуры антиклинория Центрального Калимантана. Выполняющие прогиб отложения достигают огромной мощности. Для пород олигоцена и низов миоцена (более 4500 м) характерно распространение преимущественно глинистых отложений. Верхнемиоценовые толщи по южной периферии прогиба преимущественно песчаные (здесь их мощность местами достигает 6000 м), а далее на северо-запад — глинистые. Среди плиоценовых отложений широко развиты глины.

Прогиб вытянут по крайней мере на 700 км; видимая ширина его около 250 км. Он характеризуется эжективной складчатостью — широкие и пологие синклинали чередуются с узкими антиклиналями. Время формирования этой структуры относится к концу плиоцена. Общая добыча в Северном Калимантане в 1963 г. составила 3,5 млн. т. Нефть приурочена к породам верхней части верхнего миоцена и плиоцена. В пределах прогиба известны и другие месторождения и нефтепроявления, связанные с породами того же возраста.

Нефтяные месторождения восточных районов острова связаны с крупной синклинорной зоной, состоящей из прогиба Юго-Восточного Калимантана и прогиба Восточного Калимантана. Синклинорная зона принадлежит окраинной части пояса кайнозойских структур Индонезийской области. В ее пределах распространены мощнейшие третичные толщи (Pg₂, Pg₃, N₁, N₂), сложенные в основном песчано-глинистыми отложениями. Суммарная мощность кайнозойских отложений в районе Баликпапана и о-ва Таракана достигает соответственно 11000 и 9000 м. Нефтяной бассейн, как указывают, имеет протяженность 1000 км, а ширину 200—300 км. Складчатость здесь спокойная и простая, иногда куполовидная (о-в Таракан); время ее формирования — конец плиоцена. Добыча в Восточном Калимантане незначительна; практически всю нефть в этом районе дают месторождения о-ва Таракан (Кучапин, 1964). В районе Баликпапана нефть добывают из верхов миоценовых отложений, а в районе о-ва Таракана из пород плиоцена — плейстоцена. Разная стратиграфическая приуроченность месторождений связана с закономерным фаціальным изменением отложений в направлении с юго-запада на северо-восток синклинорной зоны и со структурными особенностями районов.

Помимо упомянутых тектонических зон, нефтепроявления (а иногда и небольшие месторождения) в Индонезийской области отмечены на о-вах Цераме и Бутоне в тектонической позиции в общем сходной с восточным Калимантаном, а также в позднекайнозойских прогибах внутренних частей кайнозойских тектонических зон (прогибы юго-западной Суматры, Южной Явы).

В складчатой зоне Тайваня, по данным Чжан Гена и др. (1958), имеется 5—6 основных месторождений нефти и газа, которые приурочены к синклинорной структуре западной части острова. На востоке эта структура примыкает к Тайваньскому антиклинорию, ядро которого сложено метаморфизованными породами, сменяющимися в западном направлении терригенными образованиями мелового и палеогенового возраста. Западный край прогиба находится под водами Тайваньского пролива. Прогиб занимает крайнее тыловое положение в кайнозойском тектоническом поясе. Выполнен он в основном терригенными морскими и континентальными (вверху) миоценовыми и плиоценовыми формациями мощностью более 5000 м. На крайнем западе эти формации перекрыты мощными (до 2000 м) красноцветными молассами наложенной впадины плейстоценового возраста.

Прогиб имеет длину около 300 км; видимая ширина его до 60 км. Нефтяные месторождения находятся в северной (район г. Мяоли) и южной (район г. Синия) его частях. Нефтяные и газовые горизонты приурочены к отложениям миоцена и нижнего плиоцена. Месторождения связаны в основном с линейными довольно крупными антиклинальными складками. Добыча здесь очень небольшая и измеряется первыми десятками тысяч тонн.

Нефтяные месторождения Японской тектонической системы охарактеризованы в книге «Геология и минеральные ресурсы Японии» (1961). Они приурочены к позднекайнозойским прогибам, находящимся в западной части о-ва Хонсю (в его северной половине) и на западе о-ва Хоккайдо. На Хонсю эти прогибы располагаются

цепочкой, вытянутой вдоль прибрежной полосы острова (с юга на север — прогибы Нагано, Ниигата, Ямагата, Акита, Аомори). В совокупности они образуют большую синклинальную зону, которая на востоке примыкает к крупному поднятию срединного хребта, сложенному палеозойскими и, возможно, докембрийскими породами, почти сплошь перекрытыми мощными молодыми эффузивами. Западный край синклинальной зоны срезан берегом Японского моря. Наблюдающиеся здесь соотношения тектонических элементов показывают, что синклинальная зона находится в периферической части Японской тектонической системы.

Прогибы выполнены мощными неогеновыми толщами. Образования миоценового возраста характеризуются широким развитием среди терригенных толщ пирокластических пород, а иногда кремнистых сланцев, эффузивов и углей. Плиоценовые толщи почти нацело состоят из песчаников, аргиллитов и алевролитов. Мощность только верхнего миоцена и плиоцена, например в прогибе Ниигата, превышает 4500 м. Вдоль побережья зона прогибов прослеживается по крайней мере на 400 км; видимая ширина ее около 100 км. Породы неогена умеренно складчаты, при этом нефтяные залежи приурочены к небольшим удлиненным антиклиналям, ориентированным параллельно простиранию побережья.

В 1963 г. в Японии было добыто 800 тыс. т нефти. Наибольшая добыча производится в прогибе Акита из отложений верхнего миоцена и отчасти нижнего плиоцена. В прогибе Ниигата основные залежи приурочены к разрезу верхней части верхнего миоцена и к нижнему плиоцену. Нефть содержится также в некоторых свитах среднего миоцена и верхнего плиоцена.

На о-ве Хоккайдо нефтяные месторождения приурочены к прогибу Исикари, примыкающему с восточной стороны к антиклинорию центральной части острова и заполненному терригенными формациями третичного возраста (Pg, N) общей мощностью до 10 000 м. Прогиб лежит в близматериковой части Японской тектонической системы. Нефтедобыча здесь незначительна (тысячи тонн в год). Залежи в основном приурочены к средним частям миоценового разреза, но нефть встречается также в палеогеновых и меловых отложениях.

Существенная роль среди нефтегазоносных районов Азиатско-Аляскинского сектора принадлежит Сахалинской складчатой зоне. Новейшие данные о нефтеносности острова сообщаются В. С. Ковальчуком (1963), а также Т. И. Евдокимовой и Г. Г. Грошевым (1963). Месторождения нефти приурочены на Сахалине к крупному и очень глубокому прогибу неогенового времени, занимающему северную треть острова. Этот прогиб располагается в наиболее удаленной от основного геосинклинального кайнозойского пояса области — в районе северного окончания его Хоккайдо-Сахалинской боковой ветви. В нем развиты миоценовые и плиоценовые терригенные толщи, достигающие мощности 5000—6000 м, а иногда и более.

В пределах острова прогиб виден лишь частично, так как на севере и на востоке его обрывает береговая линия. Протяженность видимой зоны прогиба около 300 км, а ширина до 60 км. Породы в нем нормально складчаты, залегают в форме более или менее значительно вытянутых антиклинальных поднятий, состоящих иногда из систем сгруппированных антиклиналей и разделяющих их широких синклинальных структур.

Месторождения приурочены к узкой полосе прогиба с размерами 250 на 30 км, протягивающейся вдоль восточного побережья острова. Общее число нефтяных месторождений к 1963 г. составило 21. Основная нефтегазоносная свита (окобыкайская) имеет верхнемиоценовый возраст; в ней сосредоточено 85% разведанных промышленных запа-

сов острова. До 13% разведанных запасов приурочено к верхней части нижележащей свиты (дагинской), возраст которой определяется как низы верхнего — верхи среднего миоцена. Местами нефте- и газопро- явления, а также залежи нефти и газа установлены в породах средне- го миоцена и в низах плиоценовых отложений.

Два нефтяных района имеются в Алеутско-Аляскинской тектонической системе, занимающей крайний север описывае- мого сектора. Один из них находится во впадине залива Кука, а дру- гой приурочен к прогибу Якатага, занимающему самую южную часть Аляски. Нефтегазоносность Аляски освещена в книге Д. Миллера, Т. Пейна и Д. Грика (1961); тектонический анализ дан автором (1963).

Впадина залива Кука, близкая к типу межгорных, располагается в пределах окраинного поднятия кайнозойской геосинклинальной зоны, каковым являлся в третичное время и является ныне Аляскинский хребет. Ее выполняют в основном континентальные угленосные молас- сы эоценового возраста, достигающие мощности более чем 4000 м. Общая протяженность впадины около 500 км; ширина — 120 км. Поро- ды смяты в широкие спокойные складки с пологими углами накло- на крыльев. Нефтяные залежи приурочены к нижним горизонтам моласс.

Этот район был открыт в 1957 г. и в настоящее время в нем извест- ны 1 нефтегазовое месторождение и 8 газовых (Калинко, 1964).

Прогиб Якатага по своему тектоническому положению представляет собой окраинный прогиб неогеновой геосинклинальной зоны. Его север- ным обрамлением является Южно-Аляскинское краевое поднятие. Прогиб представляет собой крупный и глубокий линейно вытянутый трог. Мощность кайнозойских отложений достигает в нем 11 000 м. Их нижняя часть представлена угленосным комплексом эоценового и ча- стично олигоценового возраста, формировавшегося в континентальных, мелководных морских и солоноватоводных условиях. Над ним выде- ляется среднеолигоценовый — среднемиоценовый комплекс морских терригенных пород. Верхняя часть разреза сложена верхнемиоцено- вым комплексом терригенных пород, отложившихся в мелководных условиях¹.

Прогиб прослеживается в длину на 450 км. В его прибрежной цент- ральной зоне складки выражены широкими синклиналями и узкими сжатыми антиклиналями; в краевой полосе прогиба, примыкающей к окраинному поднятию, дислокации резкие и сложные.

Нефтяные залежи и проявления приурочены к олигоценовым, миоце- новым и плиоценовым отложениям. Промышленное их значение пока невелико.

КАЛИФОРНИЙСКИЙ СЕКТОР

Нефтеносные и газоносные районы Калифорнийского сектора при- урочены к его средней части. По разведанным запасам и добыче это одна из крупнейших нефтегазоносных областей в пределах Тихоокеан- ского кайнозойского тектонического кольца. Месторождения приуро- чены к огромному прогибу Грейт-Вэлли, вытянутому вдоль края мезо- зоид Сьерра-Невады, и к впадинам, расположенным в Береговых хреб- тах Калифорнии. Как прогиб Грейт-Вэлли, так и структуры Береговых хребтов находятся в периферической области кайнозойского тектони- ческого пояса. Данные о нефтегазоносности Калифорнии содержатся в работе М. Л. Хилла (1959), в книге «Распространение нефти» (1961) и в монографии А. А. Бакирова (1959); тектоническому описанию посвя- щена специальная работа автора, выполненная совместно с Е. Н. Ме- ланхолиной (1963).

¹ Его мощность может достигать 4500 м.

Прогиб Грейт-Вэлли имеет протяженность около 700 км; ширина его доходит до 70—80 км. Это линейная синклиналичная структура, сравнительно пологая, с более крутым крылом, примыкающим к Береговым хребтам. Основная часть прогиба сложена отложениями третичного возраста мощностью местами до 5000 м, перекрытыми четвертичными отложениями.

Третичный комплекс представлен терригенными, преимущественно морскими отложениями (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и пески). В нем выделяются палеоценовые, эоценовые, олигоценые, миоценовые и плиоценовые толщи. Наиболее глубокая часть прогиба, с мощным и полным разрезом третичных отложений, находится ближе к юго-западному борту. Прогиб неоднороден также и по простиранию. В нем выделяются менее и более погруженные участки.

Простая синклиналичная форма прогиба осложнена пологими изгибами и складками, распространенными, однако, далеко не повсеместно. Наиболее характерным морфологическим типом складок являются пологие брахиантиклинали. Лишь на юго-западном крыле прогиба, в районе южной части долины Сан-Хоакин, существуют кулисообразно расположенные асимметричные удлиненные антиклинали. Именно с этим районом связаны нефтяные месторождения прогиба, причем как по размерам, так и по запасам это самый крупный нефтеносный бассейн штата Калифорния. Значительную часть нефти здесь добывают из залежей, связанных с ловушками стратиграфического типа. Наиболее крупные и многочисленные месторождения приурочены к верхнемиоценовым отложениям. Однако добыча ведется также из продуктивных горизонтов нижнего миоцена. Менее продуктивны толщи среднего и верхнего эоцена. В северной части прогиба Грейт-Вэлли существуют лишь газовые месторождения.

Тектоническая структура Береговых хребтов Калифорнии характеризуется сочетанием более или менее крупных впадин, центральные части которых выполнены верхнетретичными и четвертичными отложениями, и блоковых, горст-антиклинальных и антиклинальных поднятий, сложенных более древними породами. С севера на юг выделяются впадины Сан-Франциско, Салинас, Санта-Мария, Вентура, Лос-Анжелес. Они представляют собой крупные синклиналичные структуры с пологим наклоном слоев в направлении к центральной части и постепенным выклиниванием их на бортах. Длина впадин изменяется от 130 до 330 км, ширина — от 20 до 60 км. Заполнены они обломочными породами: песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами, кремнистыми породами, а также, отчасти, эффузивными образованиями. Мощность неогеновых отложений во всех впадинах свыше 4000 м, а в некоторых из них — около 6000 м (Лос-Анжелес, Вентура¹). В некоторых впадинах среди морских обломочных образований присутствуют континентальные. Породы в них смяты в пологие складки.

Наиболее важные промышленные месторождения находятся во впадинах Лос-Анжелес, Вентура, Санта-Мария и Салинас (район долины Куяма). Самым крупным резервуаром нефти является впадина Лос-Анжелес. Залежи приурочены главным образом к отложениям нижнего плиоцена. Породы верхнего миоцена также весьма продуктивны (¹/₃ добычи). Продуктивные горизонты существуют и в верхнем плиоцене. Небольшие залежи связаны с домеловыми метаморфическими сланцами, что объясняют боковой миграцией нефти из пород верхнего мела. В других впадинах основные месторождения также заключены в формациях плиоцена и миоцена, но во впадине Вентура — также и в нижележащих олигоценых отложениях.

¹ Нужно отметить, что мощности отложений во впадинах непостоянны; изменчив также и фациальный состав.

Нефтегазоносные районы в данном секторе связаны с Андийской складчатой системой, предандийскими краевыми прогибами и с островом Кубой.

В Андийской складчатой системе месторождения приурочены как к кайнозойским геосинклинальным образованиям, так и к образованиям внутренних наложенных впадин.

В северо-западной части Южной Америки, вдоль Тихоокеанского побережья протягивается крупный прогиб, выполненный геосинклинальными кайнозойскими формациями. В южном направлении он простирается в пограничный район между Перу и Эквадором, где срезается берегом океана. В этой южной части прогиба и заключены нефтяные месторождения. В перуанском нефтеносном районе, именуемом Ла-Бреа-Париньяс (Янгквист, 1961), прогиб заполнен отложениями эоцена, представленными главным образом песками и песчаниками с подчиненными конгломератами и глинами, преимущественно морского, но также и солончатого происхождения. Мощность этих отложений около 4500 м. В тектонической структуре выделяются ограниченные разломами поднятия и опускания, развивавшиеся конседиментационно. Известные в нефтеносном районе складки имеют очень небольшую амплитуду, измеряемую лишь несколькими метрами. Промышленные нефтеносные горизонты встречаются практически по всему разрезу эоцена, за исключением самых верхних его частей. Некоторые промышленные горизонты приурочены также к отложениям верхнего мела.

В Эквадоре, где поверх эоценовых отложений распространены терригенные толщи олигоцена и миоцена, нефтяные месторождения также связаны с эоценовыми горизонтами и находятся в сходной тектонической ситуации.

С востока кайнозойский прогиб тихоокеанского побережья окаймляется сложной тектонической структурой Анд, представляющих собой, как уже говорилось, крупнейшее краевое поднятие кайнозойского тектонического пояса. В его пределах имеется ряд наложенных внутренних впадин, выполненных кайнозойскими в значительной степени континентальными породами с широким развитием моласс. В северной части Анд к подобным впадинам приурочены богатейшие нефтегазоносные залежи. Имеются в виду Маракаибская впадина и грабен Магдалена. Маракаибская впадина (Бакиров, 1959; Боржер, Ленерт, 1961), как известно, представляет собой один из самых значительных промышленных нефтегазоносных районов мира. Она протягивается на расстояние около 400 км, при этом ее северная часть находится под водами Карибского моря; ширина впадины свыше 200 км.

Крупнейшая нефтегазоносная площадь Боливар находится в зоне северо-восточного крыла этой впадины (район северо-восточного побережья оз. Маракаибо). На кристаллических породах фундамента здесь залегают известняки и глинистые сланцы мелового возраста мощностью более 900 м, а выше наблюдается очень мощный разрез в основном терригенных отложений палеогена и неогена. Нефтеносные горизонты встречаются во всех основных стратиграфических подразделениях разреза, в том числе и в меловых отложениях.

Помимо указанного главного района, в Маракаибской впадине имеется еще по крайней мере три нефтегазоносных района. Они также располагаются на крыльях впадины. Интересно, что в нефтеносном районе северо-западного крыла нефть добывается также из сильно трещиноватого комплекса фундамента, сложенного метаморфизованными породами (Бакиров, 1959).

Магдаленская впадина (или грабен Магдалена) находится в средней части северных Анд (Колумбия), протягиваясь на многие сотни километров. Ширина ее менее 100 км. Грабен разделяет поднятия Цент

ральных и Восточных Кордильер и выполнен мощными континентальными терригенными отложениями палеогена и неогена. Основные нефтеносные горизонты приурочены к отложениям миоцена, олигоцена и эоцена. В 1963 г. в Колумбии было добыто 8.3 млн. т нефти.

О нефтяных районах предандийских краевых прогибов и вообще предандийской полосы мы лишь упомянем, поскольку можно сказать, вслед за другими авторами, что вся эта полоса регионально нефтегазоносна. В нее входят богатейшая нефтяная провинция Венесуэлы, а также восточного Перу, юга Боливии, запада Аргентины и острова Огненная Земля (Кох, 1961; Коцеруба, Трофимов, 1963; Криадо Рокве и др., 1961; Левинсон, 1961; Symposium..., 1956). Как и на всех других континентах, приуроченность залежей нефти и газа к стыку платформенных и складчатых структур в данном случае представляется вполне закономерной.

Далее необходимо упомянуть о нефтегазоносности Кубы, которая располагается в окраинной зоне Антильской островной дуги. Залежи приурочены здесь к кайнозойскому прогибу центральной части острова и заключены в меловых и третичных отложениях. Кроме того, некоторые залежи находятся в серпентинитах, контактирующих с меловыми или третичными толщами (Бакиров, 1959). Суммарные запасы здесь не велики (Бурдюгов, 1960).

Что касается кайнозойской складчатой системы Антарктики, где насколько это нам известно, нефтепроявлений еще не выявлено, то мы процитируем на эту тему соображения О. С. Вялова, представляющиеся вполне справедливыми. «Имея в виду,— писал он,— присутствие нефтяных месторождений по обеим сторонам на протяжении складчатой полосы Западной Антарктиды, как в Америке, так и в Новой Зеландии, автор полагает допустимым предположение о возможности наличия нефти и в промежуточной антарктической части этой единой складчатой зоны, и в ее предгорной полосе. Исходя из имеющихся геологических сведений, следует предполагать, что наиболее перспективными являются побережье Земли Грэмса и, может быть, Земли Александра I, а затем, дальше, примыкающий к складчатой области склон предгорной депрессии Росса — Уэдделла» (Вялов, 1959, стр. 211).

НОВОГВИНЕЙСКО-НОВОЗЕЛАНДСКИЙ СЕКТОР

В описываемом секторе известно несколько нефтегазоносных районов: один из них располагается в пределах Новой Гвинеи; другие находятся в Новой Зеландии и в Новой Каледонии. Хотя в последнем районе пока что известны лишь нефтепроявления, все же о нем будет упомянуто ниже, поскольку без этого района характеристика сектора окажется недостаточно полной.

Нефтяные месторождения Новой Гвинеи находятся на западе острова. Тектонический анализ этого острова выполнен И. В. Архиповым (1964). Данные о нефтегазоносности запада о. Новой Гвинеи в последнее время были опубликованы А. В. Кучапиным (1963). Нефтяные месторождения здесь приурочены к крупному прогибу, занимающему южную часть п-ова Вогелкоп и п-ов Бомбаран. Как и все основные нефтегазоносные прогибы соседней Индонезийской области, этот прогиб расположен в окраинной части кайнозойского тектонического пояса. Его южное продолжение оборвано береговой линией. Здесь под уровнем моря прогиб накладывается на эпипалеозойскую плиту южной части Новой Гвинеи. Выполняют прогиб неогеновые и частично палеогеновые отложения многокилометровой мощности (мощность неогена — 5000 м). Нижняя часть третичного разреза (Pg) представлена толщей

известняков. Среди миоценовых отложений на п-ове Вогелкоп развиты мергели, глины и известняки, в том числе рифогенные. Породы плиоцена сложены песчано-глинистыми иногда угленосными отложениями, а отчасти и вулканогенными образованиями. Кайнозойские формации прогиба собраны в пологие складки. Видимая протяженность прогиба — более 500 км, а ширина — свыше 150 км.

Нефтяные месторождения находятся в той части прогиба, которая обнажена на п-ове Вогелкоп. Добыча составляет здесь несколько сотен тысяч тонн в год. Залежи приурочены к рифовым известнякам верхнемиоценового возраста.

В Новой Зеландии нефтяные месторождения приурочены к позднекайнозойскому прогибу, охватывающему западные провинции Северного о-ва. По своему тектоническому положению это окраинный (тыловой) прогиб кайнозойской складчатой зоны Новой Зеландии, примыкающий к погруженному под уровень моря герцинскому складчатому поясу Восточной Австралии. Южная часть прогиба оборвана берегом залива Таранаки, но по характеру конфигурации бортов его видимой части можно говорить об общей брахисинклинальной форме прогиба. В длину он прослеживается на расстояние свыше 250 км, а видимая ширина достигает 160 км. Это плоский прогиб с блоковой структурой, заполненный плиоценовыми и отчасти плейстоценовыми толщами (Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963). Под этими толщами в западной части прогиба лежат миоценовые формации, а на востоке — складчатые структуры мезозоя (Т, Ж). Толщи миоцена характеризуются мощными терригенными породами (более 3000 м), верхние горизонты которых рассматриваются как глубоководные. Плиоценовые отложения представлены морскими песчаниками и глинами; их мощность также достигает 3000 м. Породы, выполняющие прогиб, собраны в несколько пологих антиклиналей и синклиналей. Нефтеносный район находится в западной части прогиба, близ г. Нью-Плимут (Reed, 1949). Хотя он и не имеет серьезного экономического значения, важен сам факт его существования. Нефть и газ связаны здесь с миоценовыми отложениями.

Кроме этого района, являющегося самым значительным в Новой Зеландии, нефтесодержащие породы имеются в позднекайнозойском прогибе на западе Южного о-ва, в районе г. Греймута. Этот прогиб занимает тектоническое положение, сходное с прогибом Северного о-ва, и нефтесодержащие породы в нем также приурочены к миоценовой толще (нефтяное поле Котуку). Добыча нефти в Новой Зеландии в 1962 г. не превышала 1000 т (Калинко, 1964).

Нефтепроявления известны и в ряде других мест Новой Зеландии, в том числе и в восточном позднекайнозойском синклинории Северного о-ва (в районе залива Хокс и г. Гисборна).

Что касается Новой Каледонии, то здесь, как уже говорилось, имеются лишь нефтепроявления. Они сосредоточены на западном берегу острова (Заметки о залежах нефти..., 1959), где протягивается крупная синклинорная структура, являющаяся окраинным прогибом кайнозойского тектонического пояса. Наиболее молодые геосинклинальные формации в этом прогибе имеют эоценовый возраст. Прогиб протягивается на расстояние около 180 км.

В заключение приведем таблицу, позволяющую видеть объем и динамику добычи нефти за 1961—1963 гг. в зарубежных странах, расположенных в пределах Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца (Petroleum press service, 1964).

Суммарная мировая добыча за 1963 г. составила около 1300 млн. т. Следовательно, добыча нефти в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце за 1963 г. составила около 19% мировой добычи, причем 13% приходится на Венесуэлу.

Нефтедобыча в зарубежных странах, расположенных в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце (в тыс. т)

Тектонические сектора и страны	1961 г.	1962 г.	1963 г.
Азиатско-Аляскинский сектор			
Индонезия ¹	21 445	22 795	22 800
Бруней—Саравак	4184	3812	3500
Япония	666	761	800
Всего	26 295	27 368	27 100
Калифорнийский сектор			
Калифорния и бассейны Скалистых гор ²	41 333	41 657	42 000
Андийско-Антарктический сектор			
Венесуэла	152 147	167 310	169 650
Аргентина	12 148	14 046	13 800
Колумбия	7456	7289	8300
Перу	2568	2828	3000
Чили	1208	1524	1750
Боливия	354	340	410
Эквадор	391	332	310
Всего	179 272	193 669	197 220
Добыча во всех секторах	243 900	262 694	266 320

¹ по современных границах.

² Бассейны Скалистых гор не входят в Кайнозойский тектонический пояс.

Обобщенные данные о распространении залежей нефти и газа в пределах кайнозойского тектонического кольца

Изложенное позволяет констатировать, что нефтегазоносные районы имеются во всех основных секторах Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Если говорить об экономическом значении этих районов, то все они являются существенно важными для хозяйственной жизни тех стран, в пределах которых они находятся. Тем не менее, целесообразно провести некоторое сопоставление отдельных секторов между собой. Наибольший экономический потенциал (краевые прогибы мы не учитываем) имеет Калифорнийский сектор с его нефтегазоносными бассейнами Грейт-Вэлли, Лос-Анжелес, Вентура и др. Он, как известно, вообще принадлежит к числу очень богатых нефтегазоносных районов мира.

Благодаря наличию Маракайбского бассейна, с его уникальными залежами, на второе место выдвигается северная область Андийской складчатой системы. Что касается Азиатско-Аляскинского сектора, то промышленно-нефтеносные районы, имеющиеся во многих его звеньях, не достигают столь значительного масштаба. Наибольшая роль принадлежит здесь Индонезийской тектонической области, в пределах которой заключены значительные нефтегазоносные районы Суматры и Северо-Западного Калимантана. На последнем месте стоит Новогвинейско-Новозеландский сектор, вообще говоря, еще слабо изученный.

Анализ пространственного положения промышленно-нефтегазоносных районов Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца четко выявляет их приуроченность к тыловому поясу этого кольца, т. е. к приматериковым или материковым его зонам. Лишь отдельные незначительные нефтегазоносные участки связаны со структурами фронтального пояса, как это имеет место, например, на юго-западе Суматры или на юге Явы.

Можно наметить три главнейших типа тектонической обстановки, в которой локализируются месторождения: кайнозойские геосинклиналь-

ные прогибы, кайнозойские наложенные впадины на краевых поднятиях тыловых зон, кайнозойские краевые прогибы.

С кайнозойскими геосинклинальными прогибами связано огромное большинство промышленных нефтегазоносных районов. Сюда относятся почти все районы Индонезийской области, а также Тайваня, Японии, Сахалина, Южной Аляски (прогиб Якатага), Калифорнии, северо-западной прибрежной полосы Южной Америки (Притихоокеанский прогиб) и ряд других. Наложённые кайнозойские впадины на краевых поднятиях имеют несравненно более ограниченное распространение. К их числу принадлежат внутриандийские впадины Маракайбо и Магдалена, а также впадина залива Кука в южной Аляске. Краевые прогибы развиты только в Андийско-Антарктическом секторе. Нефтегазоносной является полоса предандийских краевых прогибов и, вероятно, также антарктическая.

Кайнозойские прогибы геосинклинальной группы структурно далеко не однотипны. Среди них различаются, как два крайних типа, линейные и брахиформные (менее распространенные); ряд прогибов занимает промежуточное положение. Такие различия связаны с тектоническим положением прогибов внутри тыловых зон и с особенностями хода кайнозойского геосинклинального процесса в той или иной части тектонического кольца. Как правило, все линейные прогибы характеризуются весьма крупными размерами, протягиваясь на сотни километров. Размеры нелинейных прогибов в целом менее значительны. Для всех прогибов геосинклинальной группы типично развитие очень мощных (многокилометровых) неогеновых отложений, среди которых главнейшую роль играют морские песчано-сланцевые толщи. В некоторых прогибах (на северо-восточной Суматре, на Тайване, на северо-западе Японии, на Сахалине, в прогибе Якатага на юге Аляски, в Калифорнии и в некоторых других) в разрезе более или менее заметную роль играют также континентальные или лагунные толщи, иногда угленосные, что придает характерное своеобразие формационному ряду этих геосинклинальных структур. В ряде прогибов, особенно вблизи островных дуг, могут также присутствовать туфогенные образования.

Проявления интрузивного магматизма в прогибах геосинклинальной группы отсутствуют или незначительны. Складчатость в них спокойная, брахиформная или линейная.

Главнейшие нефтяные залежи почти во всех прогибах связаны с формациями неогена, преимущественно с отложениями верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Это наблюдается в Индонезийской области, на западе о. Новой Гвинеи, в зоне Уэцу (Япония), на Сахалине и в Калифорнии. В ряде прогибов (на западе Хоккайдо, на Сахалине, в прогибе Якатага, во впадине Грейт-Вэлли и в некоторых других) залежи известны и в более низких горизонтах миоцена, а во впадине Вентура и в олигоцене. Промышленные залежи в эоценовых отложениях имеются во впадине Грейт-Вэлли и в Притихоокеанском прогибе севера южной Америки. Приуроченность нефтяных залежей к верхним толщам геосинклинального комплекса в прогибах позднекайнозойского возраста естественна и вполне закономерна. Что касается наличия залежей, связанных в этих прогибах с породами мелового возраста, то о них практически можно говорить лишь в отношении прогиба Грейт-Вэлли и прогиба западного Хоккайдо.

Иная картина в отношении распространения нефтегазоносных горизонтов наблюдается в наложенных впадинах краевых поднятий. Так, в Маракайбской впадине они известны и в отложениях мела, и в породах палеогена и неогена, т. е. по всему разрезу. В грабеле Магдалена основные горизонты связаны с миоценовыми, олигоценовыми и эоценовыми формациями, а во впадине залива Кука на Аляске — с эоценовыми. Тектоническое развитие наложенных впадин существенно

нее, чем геосинклинальных прогибов, что главным образом и обуславливает особый характер распространения в них нефтегазоносных горизонтов.

Общие тектонические закономерности распространения нефтяных залежей в условиях краевых прогибов, на которых останавливались многие исследователи, в том числе и автор, распространяются и на краевые прогибы Андийско-Антарктического сектора.

Необходимо также упомянуть о трех случаях нахождения залежей нефти в метаморфических и изверженных породах. Один из них относится к фундаменту впадины Лос-Анжелес, другой — к району распространения серпентинитов на Кубе, а третий — к фундаменту северо-западной части Маракаибской впадины. Все эти районы дают относительно очень малое количество нефти и представляют известный интерес лишь для генетических проблем.

В заключение можно сказать, что поскольку нередко (особенно в Азиатско-Аляскинском и Калифорнийском секторах) внутриматериковые нефтегазоносные районы отстоят далеко от кайнозойского тектонического обрамления Тихоокеанской впадины, соответствующие районы этого обрамления представляют собой его специфическую черту, дополнительно подчеркивающую единство кайнозойского тектонического кольца, как крупнейшего планетарного структурного образования. Это справедливо в такой же степени, в какой верно представление о специфике рудообразования в Тихоокеанском сегменте земной коры.

О тектонических предпосылках поисков нефтяных и газовых месторождений на востоке СССР

На фоне общих тектонических закономерностей распространения нефтегазоносных районов в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце и в свете некоторых новых регионально-структурных данных необходимо остановиться на перспективах поисков нефтяных и газовых месторождений в соответствующих районах востока Советского Союза. Здесь, как известно, имеется три таких района: Сахалин, Камчатка и Корякское нагорье.

Все указанные районы достаточно обнадеживающи, поскольку в каждом из них существуют геосинклинальные позднекайнозойские прогибы, выполненные мощными, в значительной степени терригенными неогеновыми отложениями, которые образуют благоприятные структурные формы и обычно содержат нефтепроявления. Нефтегазоносные горизонты в таких прогибах прежде всего должны находиться в отложениях верхов миоцена и частично нижнего плиоцена.

По поводу перспективности поисков нефти и газа в названных районах в настоящее время имеется уже немало высказываний. В отношении Сахалина, где существует около трех десятков месторождений нефти и газа, такие высказывания нередко носят в высокой степени конкретный характер (Алексейчик и др., 1963; Тр. ВНИГРИ, 1963 и др.). Что касается Камчатки и Корякского нагорья, то о них, естественно, говорится в более общей форме (Белова, Васильев, Власов, 1961; Гладенков, 1964). Автор затрагивает лишь общетектонический аспект проблемы, в дополнении к имеющимся взглядам.

По-видимому, бесспорно, что в отношении проведения поисковых работ эти районы не являются одинаково очередными. В всяком случае, Сахалин среди них должен быть поставлен на первое место, уже хотя бы потому, что здесь добывается значительное количество нефти, тогда как в других районах месторождения пока не открыты. На вопросах тектоники Сахалина автору пришлось недавно останавливаться специально (1964₃). Здесь упомянем лишь некоторые положения, имеющие отношение к нефтегазоносности.

Остров расположен в тыловой зоне кайнозойского тектонического пояса, образуя, вместе с некоторыми частями окружающих акваторий, боковую ветвь выклинивания структур этого пояса. Все основные структурные элементы видны на острове лишь частично, поскольку они срезаются береговой линией Охотского моря и Татарского пролива. Северная и западная части Сахалина характеризуются распространением структур складчатого типа; для остальной его территории свойственно блоковое строение. Северо-Сахалинская складчатая зона приурочена к крупному и весьма глубокому геосинклинальному прогибу неогенового времени. В ее восточной узкой полосе, как уже упоминалось выше, и сосредоточены нефтяные и газовые месторождения острова. Здесь нужно сказать, что эта полоса частично скрыта водами моря и поэтому поисковые работы в пределах шельфа в данном районе весьма перспективны.

Другой район, где можно обнаружить нефтяные залежи, лежит на севере Северо-Сахалинской складчатой зоны и, по-видимому, в значительной части также находится под водой. Имеется в виду участок общего северного выклинивания Сахалинской тектонической ветви, что создает благоприятные условия для формирования месторождений.

Складчатые структуры западного Сахалина связаны с протягивающимся здесь огромным Западно-Сахалинским синклиниорием¹. Сравнительно-тектонический метод позволяет проводить аналогию между этим синклиниорием и калифорнийским прогибом Грейт-Вэлли. Они достаточно сходны по тектоническому положению, размерам, форме, общей структуре и формациям. Напомним тектоническую позицию основных нефтеносных районов в прогибе Грейт-Вэлли. Они приурочены к южной его части, глубоко прогнутой, выполненной очень мощными верхнемеловыми и третичными формациями, собранными в линейные складки. Прогиб имеет асимметричное строение: его крыло, примыкающее к мезозоидам Сьерра-Невады, более пологое, чем противоположное, к которому и тяготеют нефтегазоносные структуры. Продуктивные горизонты имеются по существу в отложениях всех основных подразделений кайнозойского стратиграфического разреза; главные же горизонты связаны с верхнемиоценовыми и плиоценовыми толщами. Наличие этих последних в Западно-Сахалинском синклиниории проблематично², но, как можно было видеть, распространение продуктивных горизонтов ими не ограничивается. Западно-Сахалинский синклиниорий поперечными поднятиями (перемычками) подразделяется на несколько прогибов второго порядка. Очевидно такие прогибы и представляют интерес для нефтяников. Из таких структур можно упомянуть Чеховско-Горнозаводский и Углегорский прогибы. Первый из них по структурному положению и набору геологических формаций представляется наиболее обнадеживающим, причем и в данном случае большие перспективы следует связывать с разбуриванием дна Татарского пролива. Однако подготовительные геолого-геофизические исследования в разных частях синклиниория, выявление конкретных структурных форм и строения верхних частей кайнозойского разреза должны уточнить высказанные здесь соображения.

Что касается Камчатского полуострова, то его нефтегазоносность представляет более сложную проблему. Прежде всего восточная половина Камчатки, судя по тектоническим и вулканическим процессам позднейшего этапа геологической истории (верхний плиоцен, четвертичный период), принадлежит фронтальной зоне пояса кайнозойского тектогенеза. Хотя вулканизм Камчатки автор в основном рассматривает как сателлитовый по отношению к Курильской геоантиклинальной зоне,

¹ Он охватывает Западно-Сахалинский хребет, который другими авторами рассматривается как антиклинорий.

² Имеются в виду отложения, не известные в пределах суши.

тем не менее масштабы его проявления заставляют считать, что вулканическая зона Камчатки и Курильская островная дуга принадлежат единому новообразованному тектоническому элементу. Это и подчеркивается протягивающимся далеко на север сопредельным Курило-Камчатским геосинклинальным желобом. В то же время отмечалось, что все промышленные нефтяные месторождения в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце лежат в пределах его тылового пояса. Этому условию отвечает западная половина полуострова. Известно, что структурное развитие Камчатки в кайнозое разными авторами трактуется по-разному. В одном случае предполагается наследованное развитие структурного плана с общей северо-восточной ориентировкой тектонических элементов. В другом случае, такая ориентировка характеризует только самый поздний структурный план, а тектонические элементы палеогенового, миоценового и отчасти даже плиоценового (N_2^1) времени имели иное субмеридиональное или местами северо-западное простираение. Нужно отметить, что вопрос этот чрезвычайно важен для прогноза распространения позднекайнозойских перспективно-нефтегазоносных прогибов.

В последнее время Ю. Б. Гладенковым собран новый материал, свидетельствующий о том, что на Центральной Камчатке существовал глубокий верхнемиоценово-плиоценовый прогиб, простиравшийся в северо-западном направлении, ныне пересеченный вулканической грядой общекамчатского простираения. Подобный прогиб, видимо, протягивается и вдоль юго-западного побережья Южной Камчатки. По-видимому, это как раз те прогибы, с которыми, так же как и с другими неогеновыми структурами, можно связывать перспективы поисковых работ. Однако факт пересечения структуры вулканической грядой не может благоприятствовать формированию особенно крупных месторождений.

В отношении Корякского района, лежащего в тыловой зоне кайнозойского тектонического пояса и еще мало освоенного геологами, можно сказать, что здесь заслуживает внимания вытянутый на 300 км узкий Олукско-Пекульнейский прогиб, выполненный геосинклинальными терригенными толщами олигоцена и неогена, в том числе верхнемиоценовыми, достигающими суммарной мощности 7000 м. Геологическое описание этого весьма типичного для тыловых зон прогиба, а также указание на его вероятную нефтеносность даны недавно Ю. Б. Гладенковым (1964). В Корякском нагорье имеются и другие кайнозойские прогибы, а также впадины, характерные для краевых поднятий тыловых зон кайнозойских тектонических поясов (например, Пенжинский прогиб, впадина бухты Угольной). Такие впадины также представляют интерес для поисковых работ.

В заключение автор хотел бы еще раз сказать, что в данной статье проблема нефтегазоносности кайнозойских структурных областей, окружающих Тихий океан, рассмотрена только в общем тектоническом аспекте. Как бы такой подход ни был важен, он, несомненно, и односторонен. Все же считаться с этим подходом позволяет тот факт, что все промышленные нефтяные и газовые месторождения в упомянутых структурных областях находятся в совершенно определенных связях с тектоническими структурами и притом с очень небольшим их набором и вполне ясным тектоническим положением.

Литература

- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 217, 1963.
- Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, 1964.
- Бакиров А. А. Нефтегазоносные области Америки. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Госгеолтехиздат, М., 1961.

- Боржер Г. Д., Ленерт Э. Ф. Геологическое строение и история разведки и разработки прибрежной нефтеносной площади Боливар в Маракайбском бассейне (Венесуэла). В кн.: V Междунар. нефтяной конгресс. Геология и геофизика. Гостехиздат, М., 1961.
- Бурдюгов И. С. Минеральные богатства Кубы. Развед. и охр. недр, № 11, 1960.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. Изд-во иностр. лит. М., 1963.
- Вялов О. С. К вопросу о нефти в Антарктике. В кн.: Проблема миграции нефти и формирования скоплений нефти и газа. Гостехиздат, М., 1959.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Изд-во иностр. лит., М., 1961.
- Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, 1964.
- Евдокимова Т. И., Грошев Г. Г. О распределении залежей нефти по стратиграфическому разрезу Верхне-Эхабинского месторождения. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 224, 1963.
- Заметки о залежах газа и нефти на Новой Каледонии. В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти. IV. Азия, Австралия, Океания, Африка. Гостехиздат, М., 1959.
- Калинин С. И. Состояние нефтегазовой промышленности основных нефтедобывающих стран юго-восточной Азии. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 42, 1964.
- Калинко М. К. Основные итоги поисков нефти и газа в капиталистических странах в 1962 г. Геол. нефти и газа, № 2, 1964.
- Ковальчук В. С. О влиянии палеоструктурного плана на формирование и размещение газовых и нефтяных залежей Северного Сахалина. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 224, 1963.
- Кох Э. Геологическое строение нефтяного месторождения Макийя (восточное Перу) и положение его на общерегиональном фоне. В кн.: V Междунар. нефтяной конгресс. Геология и геофизика. Гостехиздат, М., 1961.
- Коцурова В. В., Трофимов Д. М. Геология и нефтегазоносность Чили. Нефтегазовая геология и геофизика, № 1, 1963.
- Криадо Рокве П., де Феррарис К., Минграмм А., Роллери Э., Симонато И., Суэро Т. Седиментационные бассейны Аргентины. В кн.: V Междунар. нефтяной конгресс. Геология и геофизика. Гостехиздат, М., 1961.
- Кучапин А. В. Нефтегазоносность Западного Ириана. Геология нефти и газа, № 10, 1963.
- Кучапин А. В. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Индонезии. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 42, 1964.
- Левинсон В. Г. Нефтегазоносные бассейны Предандийского пояса. Новости нефтяной и газовой техники. Геология, № 12, 1961.
- Левинсон В. Г. Нефтегазоносные бассейны островов Индонезии. Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геология, № 12, 1961.
- Миллер Д., Пейн Т., Грик Д. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Гостехиздат, М., 1961.
- Пушаровский Ю. М. Очерк тектонического строения и развития Алеутско-Аляскинской зоны. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 89, 1963.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Сб.: Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 11, Изд-во «Недра», М., 1964.
- Пушаровский Ю. М. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, 1964.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1964.
- Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 89, 1963.
- Распространение нефти. Гостехиздат, М., 1961.
- Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 224, 1963.
- Хилл М. Л. Нефть в Калифорнии. В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, III; Северная и Южная Америка. Гостехиздат, М., 1959.
- Чжан Ген, Чжен Цин-да, Забаринский П. П. Нефтяные и газовые месторождения Китайской Народной Республики. Гостехиздат, М., 1958.
- Янгвист В. Факторы, обуславливающие распространение нефтяных скоплений на площади Ла-Бреа-Париньяс (северная часть побережья Перу). В кн.: Распространение нефти. ГОНТИ, М., 1961.
- Petroleum press service. London, N 1, 1964.
- Read F. R. C. The geology of the British Empire. London, 1949.
- Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas. XX Congreso Geologica International, t. IV, México, 1956.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
2 октября 1964 г.

УДК 551.240(571.66) + 551.21(571.66)

Э. Н. ЭРЛИХ

О СТРУКТУРНОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

Установлена связь четвертичных вулканогенных поясов Камчатки со структурами типа грабен-синклиналей. Показаны различия между структурами Камчатки и островными дугами. Рассмотрены условия возникновения вулканизма ареального и центрального типов. Отмечено, что состав вулканических продуктов становится в среднем более основным при продвижении как вкост фронта структур — с востока на запад, так и вдоль него — с юга на север. С этим фактом связывается специфика вулканизма отдельных зон.

Несмотря на то, что закономерности пространственного распределения вулканов Камчатки рассматривались целым рядом исследователей, связи вулканизма с определенными типами тектонических структур до настоящего времени еще недостаточно выяснены. А. Н. Заварицкий (1937, 1955) указывал на связь вулканов с глубинными разломами и рисовал гипотетическую сеть этих разломов, среди которых резко преобладали зоны северо-восточного и северо-западного простираний (продольного, Курило-Камчатского, и поперечного, отвечающего простиранию Алеутской дуги). В. И. Влодавец (1940, 1941) и Б. И. Пийп (1956), не отрицая значения глубинных разломов, считали, что решающую роль в локализации вулканических аппаратов играют местные тектонические напряжения. А. Е. Святловский (1950) показал отсутствие связи между вулканами и сейсмоактивными разломами, имеющими значительную амплитуду смещения. Вулканы, по его предположениям, возникают в зонах поднятий, причем время образования поднятий в основном соответствует возрасту вулканизма. Э. Н. Эрлих (1960) показал, что распределение вулканов контролируется ослабленными зонами в складчатом фундаменте. Г. М. Власов (1958, 1963) говорил о наложенном характере четвертичных вулканических поясов, не связывая развитие вулканизма со специфическими формами структур. Он считал, что вулканические аппараты локализуются в зонах сочленения поднятий и прогибов. К аналогичным выводам пришел и В. И. Тихонов (1963).

Как известно, подавляющее большинство четвертичных вулканов связано с так называемыми вулканическими поясами Камчатки. Поэтому для выявления закономерностей проявления вулканизма следует прежде всего остановиться на анализе структур, к которым приурочены эти пояса.

Морфология неоструктур Камчатки прямо отражается в их рельефе. Исключение составляют, разумеется, зоны развития аккумулятивного вулканического рельефа четвертичного и (в значительно меньшей степени) верхнеплиоценового возраста. Поэтому, рассматривая гипсометрическое положение выходов кровли дочетвертичных отложений, можно четко выявить морфологию отдельных структур. В дальнейшем, наметив их морфогенетическую классификацию, разделив их по возрасту и на-

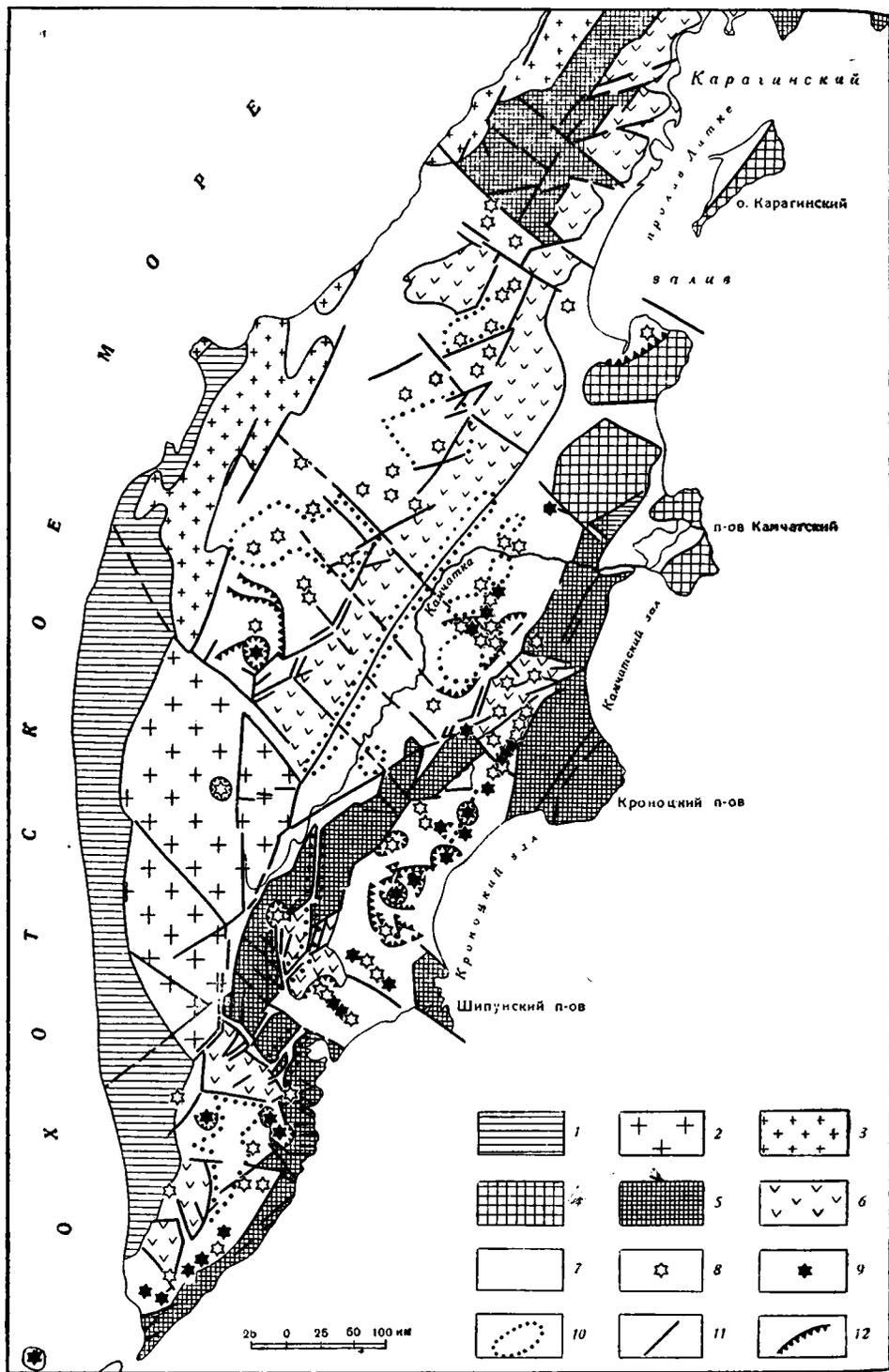


Рис. 1. Схема современной структуры и вулканизма Камчатки:

1 — стабильная зона равнины Западного побережья; 2 — Малкинский свод; время заложения: конец олигоцена — начало миоцена; 3 — Тигильско-Паланская зона сводовых поднятий; время заложения — п-иоцен; 4 — области горст-антиклинорий на меловых и палеоген-миоценовых отложениях; 5 — сводовые поднятия на меловых и палеоген-миоценовых отложениях; 6 — зона аккумулятивно-тектонических структур — вовлеченные в поднятия районы плиоцен-нижнечетвертичного вулканизма; 7 — грабен-синклинали плиоцен-четвертичного времени; 8 — крупнейшие потухшие вулканы; 9 — действующие вулканы; 10 — зоны ареального вулканизма; 11 — разломы; 12 — вулканотектонические депрессии

неся элементы дизъюнктивной тектоники, можно составить полную картину неотектоники района.

Проведенный по такой методике анализ позволил составить схему районирования современных структур Камчатки и на этой основе разработать вопрос взаимосвязи неотектоники и вулканизма (Эрлих, 1964; Святловский, Эрлих, 1964). При этом выявилась полная однотипность структурного положения вулканических поясов. Как видно из карты (рис. 1) и серии поперечных разрезов (рис. 2), все они отчетливо связаны со структурами типа крупных грабен-синклиналей. Это крупные прогибы, ограниченные с бортов либо региональными разломами со значительной амплитудой смещения, либо серией ступенчатых сбросов небольшой амплитуды, нарушающих нормальное погружение пород к осевой части структуры.

Отмечаются четыре структуры такого типа:

а) Грабен-синклиналь Южной Камчатки — от Курильских островов на юге до горст-антиклинория Южно-Быстринского хребта на севере. С бортов структура ограничена поднятиями гор Детинка и Голыгинских и горстом, идущим вдоль восточного побережья полуострова.

б) Грабен-синклиналь Восточной Камчатки — от Южно-Быстринского хребта на юге до Чажминского хребта на севере; с бортов ограничена горст-антиклинорием Восточного хребта и западным бортом поднятий полуостровов Шипунского и Кроноцкого.

Особенность структуры грабен-синклинали Восточной Камчатки состоит в отсутствии смежного поднятия на значительном протяжении ее восточного борта, структура здесь как бы лишена ограничения, разомкнута и непосредственно граничит с уступом континентального склона. Тем не менее, если принять во внимание участие в этой структуре не только четвертичных, но и верхнеплиоценовых отложений, можно с уверенностью говорить о том, что и в данном случае мы имеем дело с прогибом на фоне геоантиклинали Камчатки.

в) Грабен-синклиналь Центральной Камчатской депрессии. Располагается между системой поднятий Срединного хребта (Малкинский свод, Козыревско-Быстринская система сводов) и горст-антиклинорием Восточного хребта, уходя на север к проливу Литке.

г) Грабен-синклиналь Западной Камчатки протягивается от сводового поднятия южной части Срединного хребта (Малкинский свод) на юге до крупной зоны разломов северо-западного простирания в бассейне р. Хайлюля на севере. Грабен-синклиналь имеет сложную структуру. Ее южная часть располагается между Козыревско-Быстринским сводом и Тигильской системой сводовых поднятий, на севере она представляет собой узкий грабен в центральной части Срединного хребта.

Грабен-синклинали Южной и Восточной Камчатки и Центральной Камчатской депрессии обычно объединяются под названием Восточной вулканической зоны, а грабен-синклиналь Западной Камчатки соответствует вулканической зоне Срединного хребта.

Для грабен-синклиналей характерна телескопичность строения, проявляющаяся в последовательном развитии в их пределах однотипных структур все более и более высокого порядка вплоть до узких впадин, которые непосредственно прилегают к расположенным в них одиночным вулканическим рядам.

Структуры образованы четвертичными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Выходы пород так называемого алнейского комплекса плиоцен-нижнечетвертичного возраста располагаются на обрамлении структур, полностью повторяя их контуры. Можно сказать, что за некоторыми исключениями, о которых будет сказано ниже, грабен-синклинали накладываются на преобразованные в ходе позднейших движений крупные плиоценовые прогибы, где также были развиты про-

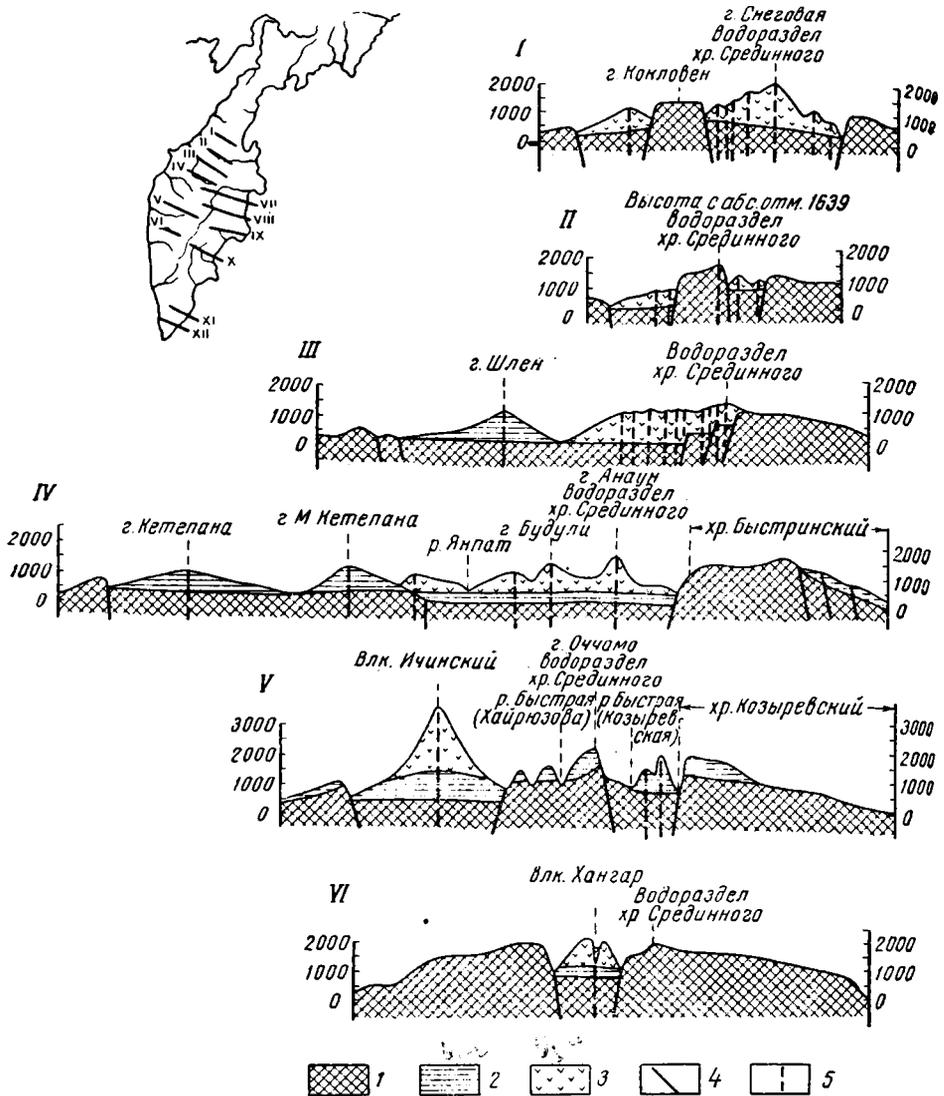


Рис. 2. (I—VI) Поперечные разрезы вулканогенных поясов Камчатки:

1 — комплекс дислоцированных дочетвертичных отложений; 2 — нижне- и среднечетвертичные вулканогенные образования; 3 — герцичетвертичные и современные вулканогенные образования; 4 — дизъюнктивные нарушения; 5 — подводные каналы вулканических аппаратов

цессы вулканизма. Таким образом, эти структуры в значительной мере унаследованные.

Амплитуда погружения, исчисленная по мощности четвертичных отложений и образований алнейского комплекса, как правило, значительно превышает 1000 м. В пределах южной части Центральной Камчатской депрессии и в районе Авачинской группы вулканов амплитуда погружения исчислена по геофизическим данным — подошва верхнего, вулканогенно-осадочного комплекса, образованного верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными породами в обоих случаях залегает на глубине около 1500 м (Ривош, 1963; Штейнберг, Зубин, 1963).

Грабен-синклинальные структуры имеют северо-восточное простирание, отвечающее простиранию основных зон Курило-Камчатской геосинклинальной системы.

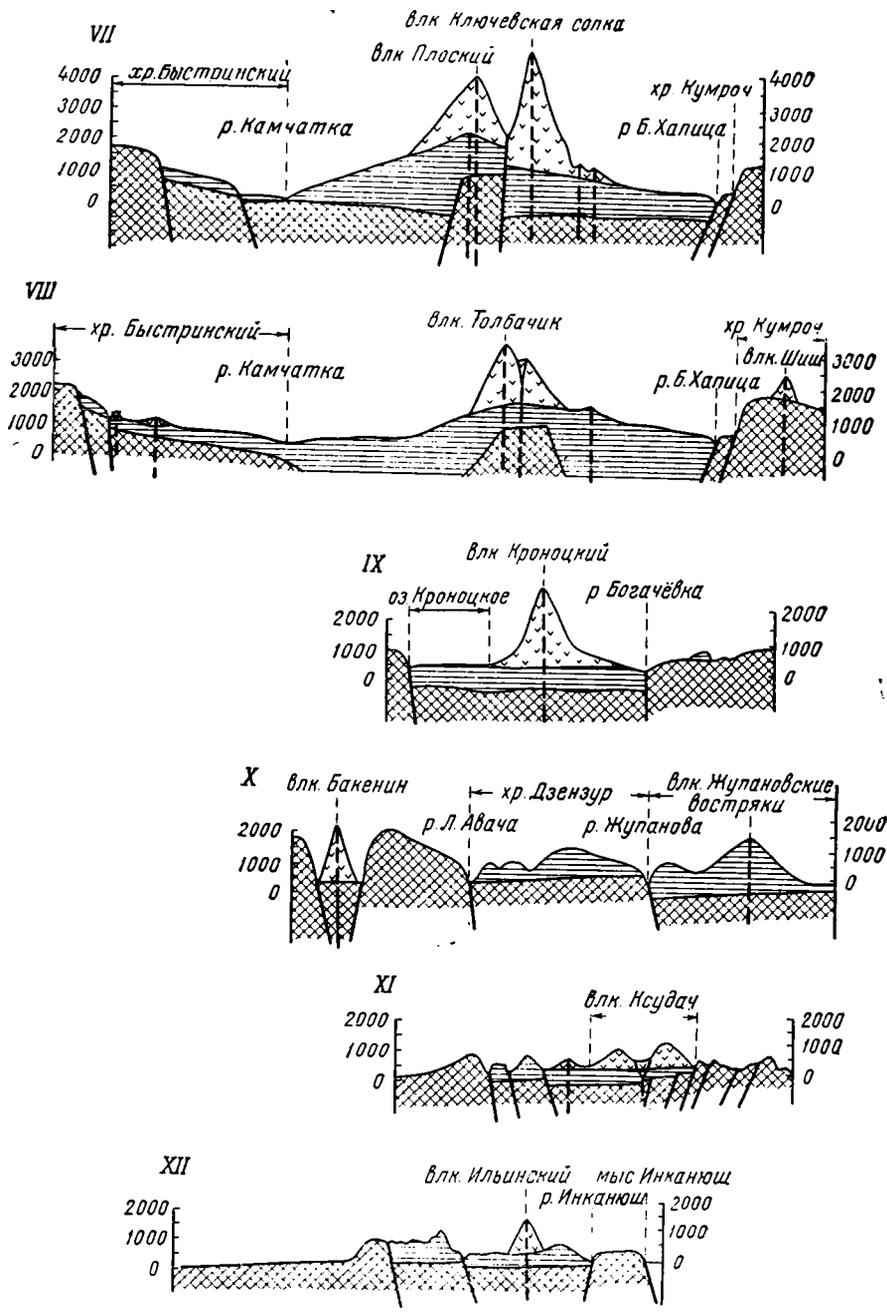


Рис. 2 (VII—XII)

Как правило, грабен-синклинали осложнены центральными поднятиями сводово-блокового типа. Крупное поднятие такого рода прослежено по оси Центральной Камчатской депрессии. Как видно из разрезов (рис. 2), такое же поднятие наблюдается и в грабен-синклинали Западной Камчатки. Гипотетические поднятия можно наметить и на отдельных участках грабен-синклиналей Восточной зоны (в частности в северной части грабен-синклинали Восточной Камчатки). Подобное поднятие намечается год вулканами Гамченской группы, возможно

существование подобных же структур под вулканами Жупановский и Дзензур и др.

Формирование грабен-синклиналей проходило в условиях исключительно высокой дифференцированности движений, характерной для всей территории Камчатки. Выше уже говорилось о том, что амплитуда погружения в пределах грабен-синклиналей за верхнеплиоцен-четвертичное время достигает 1000—1500 м. Если учесть, что в пределах окружающих зон амплитуда поднятия достигает тех же (и больших — до 2000 м) величин, то общий размах движений за этот короткий промежуток времени можно оценить не менее чем в 2000—2500 м. Распределение вулканических аппаратов в пределах грабен-синклиналей контролируется ослабленными зонами, в качестве которых выступают поперечные (по отношению к простиранию структуры) разломы фундамента и флексурные перегибы на склонах центральных поднятий или на бортах грабен-синклиналей. Характерной чертой этих разломов на тех участках, где они контролируют распределение вулканических аппаратов, является отсутствие крупных вертикальных смещений, фиксируемых в современном эрозионном срезе. Как правило, разломы имеют характер трещин растяжения или зачаточных сдвигов.

Вдоль активных сейсмогенных разломов значительной амплитуды, обрамляющих грабен-синклинали, вулканы не располагаются. Таковы сейсмогенные разломы западного обрамления горст-антиклинория Восточного хребта, сейсмичные зоны, идущие вдоль расколов северо-западного простирания у Шипунского полуострова, сейсмичная зона района Петропавловска, крупная сейсмически-активная зона разломов, идущая по рр. Шапина—Сторож, сейсмоактивные зоны вдоль долин рр. Быстрая (Козыревская) и Тигиль на обрамлении грабен-синклинали Западной Камчатки и т. д. Напротив, в пределах грабен-синклиналей тектонические землетрясения практически отсутствуют — в единичных случаях они приурочены к особо крупным зонам поперечных расколов. Обычными здесь являются вулканические землетрясения, прямо связанные с вулканическими процессами.

Вулканизм, накладывающийся на структуры более ранней стабилизации или зоны интенсивного поднятия (Малкинский свод, горст-антиклинорий Восточного хребта), проявляется либо в виде шлаковых конусов и одноактных лавовых вулканов, связанных с узкими наложенными грабенами (шлаковые конуса и экструзии грабенов рр. Паратунки, Лево́й Авачи и др.), либо в виде дифференцированных вулканических центров, располагающихся в кальдерах (Бакенин, Хангар), приуроченных к вершинам сводовых поднятий, а иногда аккумулятивно насаженных непосредственно на эрозионно-тектонический рельеф (Вилючинская сопка, г. Шиш и др.).

Следует подчеркнуть, что кальдеры типа Хангара, Бакенина, Кизмена существенно отличаются по генезису от кальдер обычного типа. Если кальдеры в обычном понимании (будь то кальдеры взрыва или кальдеры опускания) образуются на сформировавшемся вулканическом аппарате, знаменуя конец определенного цикла его эволюции, то кальдеры рассматриваемого типа закладываются одновременно с заложением вулканического аппарата, и развитие их идет параллельно эволюции связанных с ним вулканических процессов. В этом смысле само употребление термина «кальдера» в значительной мере условно. Структуры этого типа по генезису родственны грабенам и представляют собой как бы выродившийся тип этой структурной формы.

Говоря об особенностях пространственного распределения четвертичного вулканизма Камчатки, следует затронуть вопрос о природе Козыревско-Быстринской зоны поднятий. В настоящее время четко показано, что в миоцене и плиоцене эта структура представляла собой зону активного вулканизма, формировавшуюся на фоне растущего под-

пания и играющую роль внутренней вулканической островной дуги¹. Зона сравнительно узка — ее ширина не превышает 50 км. К востоку и западу вулканогенные толщи миоцена и плиоцена фациально замещаются разновозрастными осадочными отложениями (Ротман, 1963; Эрлих, Ермаков, 1964). Характерно, что линейный свод, вдоль которого располагаются вулканические аппараты, приурочен к осевой части про-

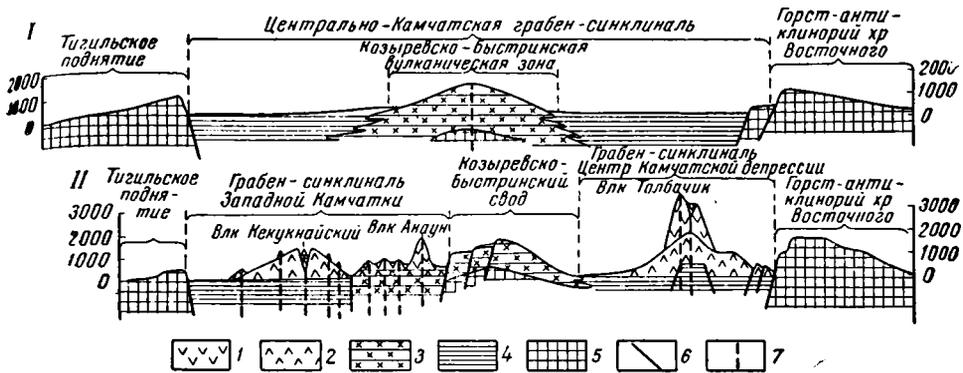


Рис. 3. Разрезы, иллюстрирующие развитие структуры Центрально-Камчатской грабен-синклинали:

I — поперечный разрез структуры плиоцен-нижнечетвертичного времени;

II — поперечный разрез современной структуры;

1 — верхнечетвертичные и современные вулканогенные образования; 2 — нижне- и среднечетвертичные вулканогенные образования; 3 — плиоцен-нижнечетвертичные вулканогенные образования (алейский комплекс); 4 — плиоцен-нижнечетвертичные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения — фациальные аналоги алейского комплекса; 5 — комплекс дислоцированных «доалейских» отложений; 6 — дизъюнктивные нарушения; 7 — подводящие каналы вулканических аппаратов

гиба, ограниченного с краев поднятиями. На востоке таким поднятием является внешняя невулканическая дуга. Как показывает фациальный анализ, по крайней мере с конца миоцена в качестве невулканической внешней дуги выступает цепь островов, сформировавшихся на месте современного Восточного хребта. Западный край прогиба в миоцене совпадает с краем Охотской платформы, а в плиоцене — с Тигильско-Паланской системой сводов (рис. 3).

В нижнечетвертичное время вулканизм в пределах рассматриваемой зоны полностью завершается. Она окончательно формируется как чисто тектонический Козыревско-Быстринский свод. Эта структура разделила надвое северную часть депрессии и привела к формированию двух новых структур — грабен-синклинали Срединного хребта и Центральной Камчатской депрессии в ее современном виде.

Одновременно или даже чуть позднее в этих вновь образовавшихся структурах заложилась новые вулканические зоны. Как известно, четвертичные вулканы зоны Срединного хребта, располагающиеся к западу от Козыревско-Быстринской системы сводов, имеют средне-, верхнечетвертичный и современный возраст, нижнечетвертичные вулканы здесь отсутствуют. Последними исследованиями (Эрлих, Ермаков, 1964) доказано отсутствие нижнечетвертичных эффузивов в фундаменте Ключевской группы вулканов. Таким образом, время образования структуры грабен-синклинали и время заложения в ее пределах вулканических аппаратов практически совпадают.

¹ Здесь и дал.э термин «островная дуга» используется для обозначения системы структур, состоящей в случае так называемой двойной дуги из океанического желоба, внешней (невулканической) геоантиклинали, внутреннего (вулканического) геоантиклинального пояса и тылового прогиба. Одиночная дуга сохраняет ту же последовательность структур; особенность ее состоит лишь в отсутствии внешней невулканической геоантиклинали. Дугообразность или линейность системы в расчет не принимаются,

Окончательное формирование Козыревско-Быстринской системы сводов, отмирание вулканизма в пределах этой структуры и возникновение двух новых грабен-синклиналей и сопутствующих им вулканических зон — существенный этап в эволюции геологического строения и вулканизма Камчатки. С этого времени перестает существовать четко выраженная зональность, характерная для систем островных дуг; внешняя дуга — внутренняя дуга — тыловой прогиб. Вместо этого появляется эшелонированная система грабен-синклиналей, с широко развитым в их пределах вулканизмом, и невулканических зон горст-антиклиналей. Четвертичный вулканизм Камчатки также в значительной мере отличается от типичного вулканизма островных дуг. Здесь широко развит базальтовый вулканизм; никаких признаков адезитовой линии нет. В то же время достаточно четко сохраняется связь с системой островных дуг (Курилы, Алеуты).

Камчатка — не единственный пример подобного преобразования структуры островных дуг. Такое же структурное положение занимают Новая Зеландия, Аляска. Вулканическая дуга Тонга-Кермадек по простиранию прямо переходит в грабен Таупо-Роторуа на Северном острове Новой Зеландии (Modriniak, Studt, 1959); Алеутская дуга продолжается в вулканическом поясе Аляски, также приуроченном к системе депрессий. Совпадают и прочие структурные признаки. Интересной особенностью структур рассматриваемого типа является затухание близ них глубоководных желобов, идущих вдоль фронта островных дуг. Так, Курило-Камчатская впадина полностью затухает, не доходя до Камчатского мыса, а грабен-синклинальные структуры, в пределах которых локализованы вулканические пояса, продолжают далеко на север. Аналогичная картина наблюдается на Аляске и в Новой Зеландии.

Можно, по-видимому, говорить о том, что области типа Камчатки являются отражением принципиально новой стадии развития островной дуги. Это образования переходного типа между классическими островными дугами и горными системами западной части США. Не случайна в этом отношении и близость химизма четвертичных вулканов Камчатки и вулканов Тихоокеанского побережья Северной Америки и полная аналогия в структурном положении вулканических зон обеих областей (Pakiser, Press, Kane, 1960).

Рассматривая систему структур от Курил до Корякского нагорья, можно, таким образом, говорить о ее четкой продольной зональности — островная дуга (Курилы) — Камчатка, включая район Олюторского прогиба — Корякское нагорье.

Все сказанное о современном геотектоническом строении Камчатки делает беспредметным спор о том, какие зоны полуострова следует считать аналогом внешней дуги, а какие — внутренней, так как сами эти термины не применимы к современному его состоянию: они здесь полностью теряют свой первоначальный смысл. На месте внутренней дуги развивается эшелонированная система грабен-синклиналей; на месте внешней — эшелонированная система горст-антиклиналей. С равным успехом можно говорить о том, что и Восточный хребет (как считает Г. М. Власов), и зона полуостровов (как утверждал А. Е. Святловский), и, добавим, зона Козыревско-Быстринской системы сводов (с нижнечетвертичного времени) играют роль «внешнего» поднятия по отношению к расположенным за ними (т. е. западнее них) грабен-синклиналям. При этом роль внешней зоны по отношению ко всей системе структур играет зона поднятий, протягивающаяся от Берегового горст-антиклинория к поднятиям полуостровов Шипунского и Кроноцкого, горст-антиклинорию Кумроча и далее к поднятиям на полуостровах Камчатском мысе, Озерном и острове Карагинском.

Как известно, особенностью четвертичного вулканизма Камчатки является одновременное развитие двух типов вулканизма — ареального

и центрального. Некоторые авторы (Г. М. Власов, Е. Ф. Малеев) скло- ны приписывать им принципиально различное значение, считая вулка- низм центрального типа характерным для орогенов, а ареальный вулка- низм — признаком посторогенной стадии молодой платформы. На осно- вании этого район Срединного хребта, где особенно развит этот тип вулканизма, считался зоной становления платформенного режима в про- тивоположность Восточной Камчатке, где развивается геосинклиналь.

Говоря об ареальном вулканизме, прежде всего следует отметить, что он развит в пределах всех вулканических зон Камчатки. В грабен- синклинали Южной Камчатки район ареального вулканизма занимает всю западную часть структуры — на площади около 1500 км² здесь рас- полагаются несколько сот шлаковых конусов и мелких одноактных лавовых вулканов. В грабен-синклинали Восточной Камчатки зона аре- ального вулканизма пересекает районы вулканов Кроноцкого и Краше- нинникова, уходя далее через район Кихпиныча к Семячику. Известны зоны шлаковых конусов в прилегающих к грабен-синклинали Восточной Камчатки узких грабенах, пересекающих горст-антиклиналь Восточного хребта — по долинам Левой и Средней Авачи, Кавычи и т. д. В Цент- ральной Камчатской депрессии крупные зоны ареального вулканизма располагаются близ вулканов Толбачик и Плоский, к северу от вул- канов Харчинской группы, к северо-востоку от Шевелуча, вдоль гра- ницы депрессии с Козыревско-Быстринской системой сводовых подня- тий. Фактически ареальный характер носит и зона экстрезивных куп- полов в центральной части Ключевской группы вулканов. В пределах грабен-синклинали Западной Камчатки несколько зон ареального вул- канизма локализируются вдоль границы с Козыревско-Быстринской си- стемой линейных сводов. Таков Анаунский район, район к северу от г. Кетепана, район г. Кебеней и т. д. Масштабы проявления ареаль- ного вулканизма в пределах различных зон вполне сопоставимы, так что нет основания говорить о специфической приуроченности этого типа вулканизма к Западной зоне.

Во-вторых, следует отметить параллельное развитие ареального вул- канизма и вулканизма центрального типа. Так, на юге Камчатки парал- лельно зоне ареального вулканизма и одновременно с ним развиваются крупные долгоживущие сильно дифференцированные по составу лав вулканы центрального типа — Ильинский, Желтовский, Ксудач, Мут- новский и др. Не менее четкая картина наблюдается в грабен-синклинали Восточной Камчатки и в Центральной Камчатской депрессии. Нако- нец, в зоне Срединного хребта, в Анаунском районе развития ареально- го вулканизма, почти в самом его центре, расположен вулкан Анаун, лавы которого дифференцированы от оливиновых базальтов до андезит- тов. Подчеркнем, что в этом положении нет ничего необычного. Напро- тив, оно отражает повсеместно существующие взаимоотношения между этими двумя типами вулканизма. А. Н. Заварицкий (1945), описывая ареальный вулканизм Армении, отмечает, что на краю района массовых базальтовых излияний, как правило, располагается крупный, долгоживу- щий, сильно дифференцированный по составу лав вулканический аппа- рат. При этом он ссылается на выводы Р. Зондера, наблюдавшего аналогичные взаимоотношения в Италии, Южной Америке и других районах. Различие в характере вулканизма определяется различием тектонической обстановки, в которой протекают вулканические про- цессы.

Четкое линейное расположение шлаковых конусов и мелких одно- актных лавовых вулканов в зонах ареального вулканизма определенно свидетельствует о их связи с крупными трещинами растяжения. Обра- щает на себя внимание тот факт, что зоны ареального вулканизма всег- да располагаются в пределах зон интенсивных движений близ крупных сбросов или на стыке грабен-синклиналей со структурами другого зна-

ка. Так, на юге Камчатки крупнейший район ареального вулканизма располагается возле четкого сбросового уступа, протягивающегося вдоль западного борта грабен-синклинали, на границе ее с поднятиями гор Детинка и Голыгинских. В своей северной части этот район охватывает серию структурных уступов, по которым близ Толмачева дола происходит сочленение грабен-синклинали с горстом Быстринского хребта. Все районы ареального вулканизма в пределах Срединного хребта четко тяготеют к системе крупноамплитудных сбросов, ограничивающих Козыревско-Быстринский линейный свод. Крупнейший Анаунский район ареального вулканизма с трех сторон ограничен сбросами значительной амплитуды. Крупная зона ареального вулканизма приурочена к границе Центральной Камчатской депрессии с Козыревско-Быстринским сводом, зоны шлаковых конусов и экструзий связаны с узкими линейными грабенами Авачи и Паратунки и т. д.

В противоположность ареальному вулканизму вулканы центрального типа локализируются в тектонически спокойных частях структуры, для которых не характерны активные перемещения по разломам в момент формирования вулканических аппаратов. Это зоны медленно развивающихся флексур на обрамлении грабен-синклинали или вдоль границы центрального поднятия, участки пересечения ослабленных зон фундамента, поперечные разломы. Так, все крупнейшие вулканы Южной Камчатки располагаются параллельно флексурной зоне, отделяющей грабен-синклинали от Берегового горст-антиклинория. Амплитуда этой зоны, судя по положению кровли дочетвертичных (или доплиоценовых) образований, достигает 1000 м, однако активность ее крайне мала — она слабо выражена и местами (в районе вулканов Горелый и Мутновский) перекрыта четвертичными эффузивами. Все крупнейшие вулканы Центральной Камчатской депрессии контролируются или склонами центрального поднятия (Ключевская, Камень, Безымянный, группа Плоских сопок) или трещинными зонами оперения поперечных разломов (Удины сопки, группа Толбачика, Шевелуч). Структурное положение отдельных вулканов Восточной и Западной зон менее ясно, но и здесь ни в одном случае крупные аппараты не связаны с активно живущими разломами.

Следствием подобной зависимости типа вулканизма от характера динамической обстановки является различие масштабов проявления вулкано-тектоники в связи с обоими типами вулканизма. Сравнительная стабильность тектонической обстановки в области развития вулканизма центрального типа и длительность действия сил, возникающих в ходе вулканического процесса, приводят к широкому развитию изометричных конических и кольцевых структур или радиальных систем трещин растяжения, связанных с вулкано-тектоникой. Особенно характерно в этом отношении распределение вулканизма в пределах грабен-синклинали Восточной Камчатки. Близ центриклинальных окончаний структуры вулканы распределяются линейно (Авачинский и Жупановский ряды на юге, Гамченский на севере), и кольцевые структуры здесь отсутствуют. В центральной же части грабен-синклинали располагаются колоссальные по размерам (30—40 км в поперечнике) системы кольцевых структур. Такова система кольцевых структур, охватывающая площадь от р. Жупановой на юге до р. М. Семячик на севере, внутри которой располагается до десятка вулканических аппаратов, в том числе такие крупные, как вулканы М. Семячик, Двор, Карымский, Березовый и др. Эта система структур впервые установлена автором на основании дешифрирования аэрофотоснимков. Вулканы расположены на фоне вулканического нагорья имеющего форму пологого щита (диаметр — 40—60 км, высота — около 600 м). Нагорье разбито системой кольцевых разломов амплитудой в несколько сот метров. Диаметр таких колец колеблется от 50 до 3 км. Известные кальдеры Карымского озера, вул-

кана Карымского. Академии наук, М. Семячика являются лишь элементами этой структуры.

Такие же системы, но несколько меньших размеров, устанавливаются в районе Б. Семячика и «Сопочки на долу». Сходная кольцевая структура известна в районе вулкана Крашенинникова. Аналогичные примеры можно привести и для других грабен-синклиналей. Так, огромная вулкано-тектоническая депрессия установлена автором к югу от вулкана Толбачик в пределах грабен-синклинали Центральной Камчатской депрессии. Депрессия захватывает площадь от г. Николки и Асхачного увала на юге до р. Студеной на севере. С востока ее ограничивают уступы Хапичинского дола. Северо-восточная граница структуры маскируется расположенными вдоль уступа двумя более молодыми вулканическими аппаратами — вулканами Удины сопки. Диаметр структуры не менее 45 км. Амплитуда смещения по ограничивающим ее разломам — от 700 до 300 м.

В грабен-синклинали Южной Камчатки расположена крупная вулкано-тектоническая депрессия в районе Курильского озера.

В грабен-синклинали Западной Камчатки известна кальдера Ичинского вулкана диаметром более 30 км.

В то же время, прямой контроль проявлений ареального вулканизма зонами интенсивного растяжения, скоротечность процессов вулканизма, связанная с большой скоростью тектонических процессов, почти нацело исключают проявление вулкано-тектоники.

Вплоть до последнего времени было широко распространено мнение о миграции четвертичного вулканизма Камчатки с течением времени в направлении с запада на восток и значительно более древнем возрасте четвертичных вулканов Срединного хребта по отношению к вулканам Восточной зоны (Святловский, 1957, 1960). Работы, проведенные в течение 1956—1963 гг. (Эрлих, 1960; Огородов, 1964), показали, однако, широчайшее развитие в пределах грабен-синклинали Западной Камчатки голоценового вулканизма. Общий объем вулканических продуктов, образовавшихся здесь в голоцене, ничуть не уступает количеству продуктов, образовавшихся в это время в грабен-синклиналях Восточной и Южной Камчатки. Это относится не только к процессам ареального вулканизма — в этот период формируются крупные щитовые и конусовидные вулканы северной части Срединного хребта (Черный, Кэбелей, Снеговая и др.), вулкан Анаун, активно продолжается деятельность Хангара, закончившаяся кульминационным взрывом, происшедшим, судя по определениям радиоуглеродным методом возраста остатков древесины из пемзы, около 6000 лет назад. Продолжается по сей день активная фумарольная деятельность вулкана Ичинского. Судя по рассказам местных жителей, на лавовом потоке вулкана Терпук снег зимой тает, что, возможно, говорит о том, что вулкан еще не до конца остыл.

Все это свидетельствует о том, что вулканы Западно-Камчатской зоны прекратили действовать лишь несколько сот лет назад.

Характерная особенность вулканических форм зоны Срединного хребта — преобладание щитовых и щитообразных вулканов и базальтовых страто-вулканов — связана с более основным (в среднем) составом лав этой зоны по сравнению с составом лав более восточных зон. С. И. Набоко (1960) указывала, что четвертичные эффузивы Центральной Камчатской депрессии также имеют в среднем более основной состав по сравнению с лавами Восточной Камчатки. По-видимому, эта закономерность является отражением изменения среднего состава верхней мантии по мере удаления от активной зоны островной дуги в направлении с востока на запад — от фронта структур к тыловому прогибу и платформе и, главным образом, с юга на север — по простираанию структур. С более кислым составом лав связано, видимо, широкое развитие

в пределах Восточной и Южной Камчатки кальдеры. Фактически кальдеры имеются здесь на большинстве крупных вулканов. Таковы крупнейшие кальдеры Курильского озера, Опалы, Ксудача, Горелого, Ильинского и Желтовского вулканов, Карымского вулкана, Семячика, Узона и т. д. На вулканах Центральной Камчатской депрессии развиты специфические кальдерные формы типа Плоского Толбачика и Дальней Плоской сопки — вулканов, близких к гавайскому типу. Более обычны здесь секторные опускания (вулканы Горный Зуб, Плоский). В зоне Срединного хребта типичные кальдеры — единичное явление. Они малы по диаметру и связаны с взрывной деятельностью. Кальдеры, сформировавшиеся в голоценовое время, здесь практически отсутствуют.

Эволюция тектонических условий в пределах вулканических поясов сопровождается эволюцией химического состава вулканических продуктов — с течением времени лавы становятся более основными (Эрлих, 1960; Эрлих, Ермаков, 1964). На фоне общей направленности этой эволюции отчетливо выявляется цикличность процессов. Дополнительный отпечаток на химизм вулканических продуктов, в виде повышения их щелочности, накладывает степень близости вулканических поясов к платформам.

Таким образом, пространственная локализация вулканогенных поясов связана не с плоскостями дизъюнктивных нарушений нормального типа, формирующихся на границах разнотипных блоков коры, а со структурами, имеющими трехмерное выражение (в данном случае — с грабен-синклиналями) и представляющими собой морфологическое выражение зон повышенной проницаемости. Концентрация в пределах подобных структур массовых вулканических проявлений и общая аномальная обстановка в отношении геотермальных условий свидетельствуют о чрезвычайно глубоком заложении структуры, ее прямой связи с особенностями строения глубоких горизонтов коры и верхней мантии. Это положение подтверждается данными, полученными при изучении аналогичных структур Новой Зеландии (Eiby, 1964). Все это позволяет заключить, что грабен-синклинали представляют собой морфологическое выражение зон глубинных разломов.

Формирование структур проходит в условиях общего растяжения в верхних горизонтах коры. Растяжение это связано с интенсивным поднятием всей области вулканизма. Так работами Г. М. Власова и В. К. Ротмана показано, что развитие вулканизма Камчатки на протяжении от верхнего мела до наших дней проходило в условиях общего изменения условий осадконакопления — от глубоководного трога в верхнем мелу к островной дуге миоцен-плиоценового времени и континентальным условиям верхнеплиоценово-четвертичного времени (Власов, 1963; Ротман, 1963).

Современный вулканизм повсеместно развивается не в пределах прогибов нормального типа, а в связи с зонами прогибания, формирующимися на фоне крупных поднятий. Таковы и рассмотренные грабен-синклинали, образующиеся на фоне геоантиклинали Камчатки, поперечные прогибы геоантиклиналей внутренних вулканических дуг, структуры запада США типа Лонг-Вэлли и Моно-Бэзин, рифтовые зоны Африки и Прибайкалья. В пределах самих грабен-синклиналей отражением той же тенденции является рост на их фоне центрального поднятия. По-видимому, именно такое сложное сочетание прогибания с поднятием характерно для структур, с которыми связана генерация магмы.

В заключение можно сформулировать следующие выводы:

1. Вулканогенные пояса Камчатки связаны со структурами типа грабен-синклиналей. В пределах грабен-синклиналей распределение вулканических аппаратов контролируется ослабленными зонами фундамента, для которых не характерны активные смещения в период вулканизма.

2. Появление центрального или ареального типа вулканизма не свидетельствует о переходе структуры от орогенного этапа развития к стадии молодой платформы, а определяется спецификой динамической обстановки в различных частях структуры.

3. Специфика четвертичного вулканизма зоны Срединного хребта связана с тем, что эффузивы становятся более основными при продвижении вкост фронта структур — с востока на запад и вдоль него — по мере удаления от активной зоны островной дуги.

Литература

- Власов Г. М. Тектоническое строение Тихоокеанских окраин СССР. Сб.: Геологическое строение СССР. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1958.
- Власов Г. М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья. Сб.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Изд-во Казах. Гос. ун-та. Алма-Ата, 1963.
- Влодавец В. И. Ключевская группа вулканов. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 1, 1940.
- Влодавец В. И. О кайнозойском вулканизме на Камчатке. Бюл. вулканол. ст. АН СССР, № 3, 1941.
- Заварицкий А. Н. Линейное расположение вулканов Камчатки. Сб. Тезисы докл. на XVII Междунар. геол. конгрессе, Изд-во Горнотопливн. и геол.-разв. л-ры, М., 1937.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1945.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 10, 1955.
- Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. Докл. Сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Петрограф. провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., 1960.
- Огородов Н. В. Основные черты четвертичного вулканизма Срединного хребта Камчатки. Сб.: Проблемы вулканизма (Материалы ко II Всесоюзному вулканологическому совещанию). Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 11, 1956.
- Ривош Л. А. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Центральной Камчатской депрессии. Сов. геология, № 2, 1963.
- Ротман В. К. История вулканизма Центральной Камчатки в поздне-меловое и кайнозойское время. Автореф. канд. дисс., Л., 1963.
- Святловский А. Е. О возрасте вулканов различных тектонических зон Камчатки. Бюл. вулканол. ст. АН СССР, № 26, 1957.
- Святловский А. Е. Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки. Автореф. докт. дисс., М., 1960.
- Святловский А. Е., Эрлих Э. Н. О закономерностях пространственного распределения четвертичного вулканизма Камчатки. Сб.: Проблемы вулканизма (Материалы ко II Всесоюзному вулканологическому совещанию). Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. Сб.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 89, 1963.
- Штейнберг Г. С., Зубин М. И. О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом. Докл. АН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Эрлих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1960.
- Эрлих Э. Н. Особенности новейшей структуры и четвертичного вулканизма Камчатки. Путеводитель экскурсий II Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Эрлих Э. Н., Ермаков В. А. Структура и эволюция четвертичного вулканизма Ключевской группы вулканов. Сб.: Проблемы вулканизма (Материалы ко II Всесоюзному вулканологическому совещанию). Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Eiby G. A. The New Zealand sub-crustal rift. N. Z. J. of geol. and geoph., vol. 7, No 1, 1964.
- Modriniak N., Studt F. E. Geological structure and volcanism of the Taupo — Tarawera district. N. Z. J. of geol. and geoph. vol. 2, No 4, 1959.
- Pakiser L. C., Press F., Kane M. F. Geophysical Investigation of Mono — Basin, California. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, No 4, 1960.

Институт вулканологии
СО АН СССР
Петропавловск-Камчатский

Статья поступила
3 ноября 1964 г.

УДК 551.243.4(471/50)

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ

**К ВОПРОСУ О ПОКРОВНОЙ ТЕКТОНИКЕ УРАЛА В СВЕТЕ
НОВЫХ ДАННЫХ**

Проведенные за последние годы на Среднем и Южном Урале геологосъемочные и буровые работы заставляют пересмотреть некоторые сложившиеся представления о тектоническом строении Урала. Показано развитие на Урале покровных структур и крупных надвигов.

Более тридцати лет назад А. Д. Архангельским (1932) была поставлена проблема возможности широкого развития на Урале покровных структур. Идея о покровном строении различных частей Урала в те годы развивалась А. А. Блохиным (1932), Е. А. Кузнецовым и Е. Е. Захаровым (1926), О. Ф. Нейман-Пермяковой (1931), О. Л. Абакумовой (1931) и др. Г. Н. Фредериксом и Т. М. Емельянцевым (1932), кроме того, были описаны крупные чешуйчатые надвиги вдоль восточной окраины Уфимского плато.

Однако последующие более детальные исследования на Уфимском плато и в ряде мест на Урале не подтвердили присутствия покровов и чешуйчатых надвигов, и поэтому вопрос о них как характерной структуры для Урала отпал. Это послужило причиной тому, что была поставлена под сомнение сама возможность существования здесь подобных тектонических образований.

Между тем до сих пор еще некоторые факты, приведенные в доказательство существования покровных структур и пологих надвигов, нельзя считать опровергнутыми.

Проведенными нами в последние годы исследованиями в южной части Уфимского амфитеатра обнаружены значительные по размерам останцы среднепалеозойских пород, залегающих на поверхности среднекаменноугольных отложений. Впервые эти образования были описаны автором (Камалетдинов, 1962) в статье «О клиппах на Среднем Урале».

К настоящему времени они выявлены и в ряде других мест как на западном, так и на восточном склонах Урала.

К сожалению, из-за недостаточного объема горных выработок не везде удается с достоверностью установить характер залегания крупных блоков древних пород среди отложений более молодого возраста, и поэтому природа их различными исследователями объясняется по-разному, чаще всего с позиций автохтонного происхождения.

Несомненно, что от правильного понимания природы этих образований зависит надежность тектонических построений и палеогеографических реконструкций и, следовательно, рациональное размещение поисково-разведочных работ на различные полезные ископаемые (нефть, газ, уголь и т. д.).

На современном этапе наиболее хорошо изучены клиппы Уфимского амфитеатра, на более подробном описании которых мы остановимся ниже.

Клиппы здесь располагаются среди поля распространения среднекаменноугольных отложений, представленных мощной (до 2000 м) толщей терригенных флишoidных пород, выделенных Г. А. Смирновым (1956) в ураимскую (С_{2b}) и абдрезяковскую (С_{2m}) свиты (рис. 1).

Возраст пород, слагающих клиппы, — ордовикский, силурийский, девонский и нижнекаменноугольный.

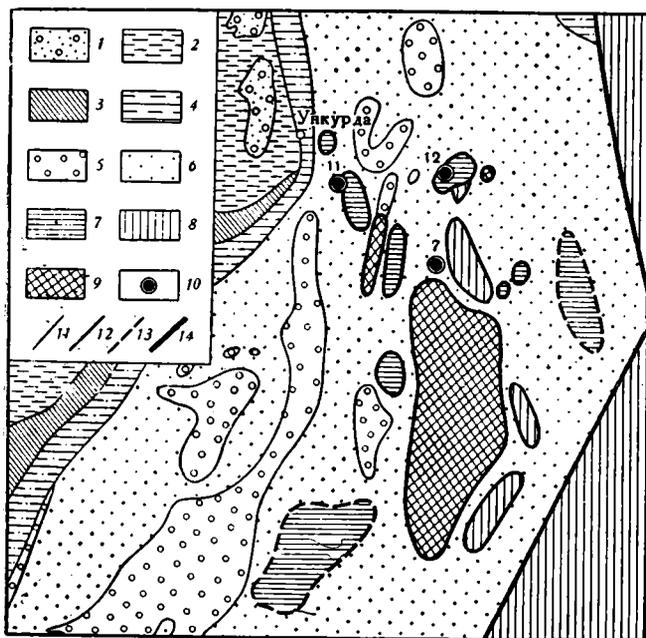


Рис. 1. Схематическая геологическая карта междуречья Ураима и Ургалы:

1 — нижняя пермь, артинский ярус, белокатайская свита конгломератов и песчаников; 2 — ассельский ярус, новокуркинская свита аргиллитов и песчаников; 3 — верхний карбон, васелгинская свита песчаников и аргиллитов; 4 — средний карбон, московский ярус, абдрезяковская свита песчаников и аргиллитов; 5 — московский ярус, аямская свита конгломератов и гравелитов; 6 — башкирский ярус, ураимская свита песчаников и аргиллитов; 7 — нижний карбон, известняки визейского яруса; 8 — девонские отложения, известняки, аргиллиты, песчаники; 9 — нижний силур, ландоверский ярус, ураимская свита кремнисто-глинистых сланцев; 10 — скважины глубокого структурного бурения; 11 — стратиграфические границы; 12 — контуры клиппов; 13 — контуры изолированных выходов нижнекаменноугольных известняков, природа которых не установлена; 14 — тектонические разрывы

Считалось, что все встречающиеся здесь выходы более древних образований приурочены к сводам положительных структур или связаны с эрозионными выступами древнего рельефа.

Например, изолированные выходы силурийских пород Н. Г. Чочиа (1950) считал реликтами погребенного горного сооружения, так называемого Уфалейского острова, созданного каледонской складчатостью.

Весьма четко эти представления нашли отражение и на последних сводных геологических картах Урала, где показано, что силурийские породы в виде изолированных пятен выступают из-под несогласно перекрывающих их отложений среднего карбона.

Клиппы силурийских и ордовикских пород в пределах рассматриваемой территории образуют отдельные вершины и горные хребты (горы Маяк-Тау, Вязовую, Захарову Шишку, хр. Таратай и др.), резко возвышающиеся над окружающей местностью. В отличие от них клиппы нижнекаменноугольных и девонских известняков характеризуются слабой обнаженностью и не обособлены орографически.

Один из клиппов известняков нижнего карбона закартирован нами в верхнем течении р. Ураима, западнее горы Захаровой Шишки. Известняки здесь обнажаются по склонам оврагов и в карстовых воронках глубиной до 4—5 м (рис. 2).

Для характеристики их приведем описание некоторых обнажений.

1. В 3 км западнее вершины горы Захаровой Шишки обнажаются известняки серые, участками водорослевые, рифового облика, креп-

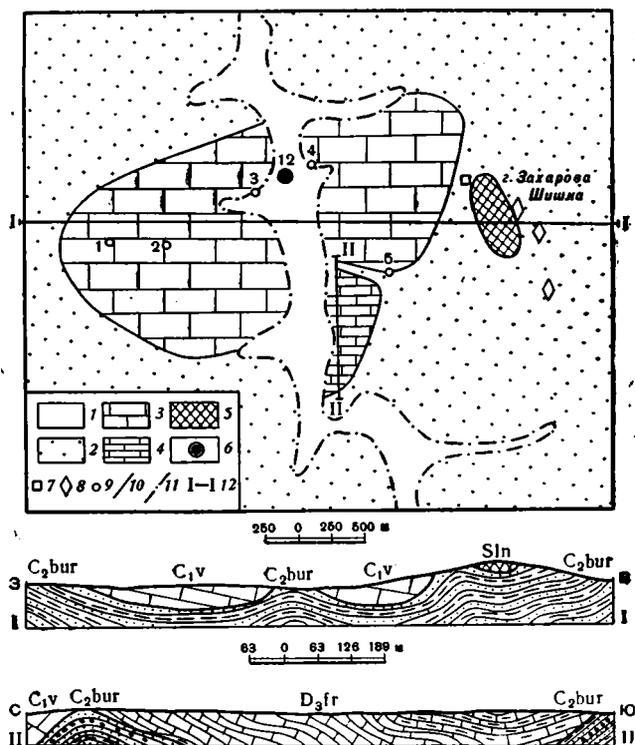


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района горы Захаровой Шишки:

1 — четвертичные отложения; 2 — средний карбон, ураимская свита песчаников и аргиллитов; 3 — нижний карбон, известняки визейского яруса; 4 — верхний девон, известняки и аргиллиты французского яруса; 5 — нижний силур, ураимская свита кремнисто-глинистых сланцев; 6 — скважина глубокого структурного бурения; 7 — глыбы визейских известняков; 8 — глыбы верхнедевонских известняков; 9 — обнажения визейских известняков; 10 — границы клиппов; 11 — границы четвертичных отложений; 12 — линии профилей

кие, сильно трещиноватые, с брахиоподами¹: *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Cancrinella undata* (DeFr.), *Productus* sp., *Camarotoechia* aff. *pleurodon* (Phill.), *Spirifer* ex gr. *triangularis* Mart., *S.* ex gr. *trigonalis* (Mart.), *Brachythyris ovalis* (Phill.), *Squamularia lineata* (Mart.), *Wagenosconcha* sp. Видимая мощность 0,5 м.

2. В 350 м восточнее описанного пункта обнажаются известняки серые, участками темно-серые, органогенные, глинистые, плотные, кальцитизированные с кораллами и брахиоподами: *Paleosmia murchisoni* E. H., *Dibunophyllum* ex gr. *turbinatum* M'Coey, *Schellwienella crinistria* (Phill.), *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Striatifera striata* Fisch., *Productus concinnus* Sow., *Camarophoria* sp. ind., *Spirifer duplicicostus* Phill., *Martinia glabra* (Mart.), *M.* aff. *rhombiformis* E. Ivan.

¹ Определение фораминифер произведено А. Я. Виссарионовой и А. Я. Никольской. кораллов — Н. Я. Спасским, брахиопод — Р. А. Камалетдиновым и автором.

Dielasma attenuatum (Mart.), *Squamularia lineata* (Mart.). Видимая мощность 10 м.

3. В 700 м северо-восточнее вскрываются известняки серые, кальцитизированные, крепкие, массивные с брахиоподами: *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Cancrinella undata* (Deff.), *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Mart. и др. Видимая мощность 3,5 м.

4. В 500 м северо-восточнее, в правом коренном берегу Ураима обнажаются известняки светло-серые и коричневато-серые, афанитовые, с редкими брахиоподами: *Schizophoria resupinata* Mart., *Striatifera striata* Fisch.

5. В 1000 м юго-восточнее вскрыты светло-серые, органогенно-обломочные, водорослевые известняки с редкими включениями обломков зеленых кремней. Встречаются также глыбы известняков темно-серых, плотных, трещиноватых. В известняках обнаружены фораминиферы и брахиоподы: *Aichaediscus* cf. *krestovnicovi* var. *pusilla* Raus., *Endothyra* ex gr. *prisca* Raus. et Reitl., *E. globulus* Eichw., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Productus* sp., *Athyris* sp., а также обломки криноидей и мшанок.

Вся перечисленная выше фауна характеризует среднюю и верхнюю части визейского и нижнюю часть намюрского ярусов нижнего карбона.

Пробуренная в долине Ураима скважина, к северу от описанного выхода известняков, не вскрыла последние и была остановлена бурением в терригенных породах среднего карбона на глубине 1563 м, показав тем самым, что известняки эти не имеют корней, представляя собой клипп, располагающийся на поверхности среднекаменноугольных отложений.

Кроме рассмотренного выше клиппа, изолированные выходы известняков, совершенно аналогичные по своему литологическому составу и содержащейся фауне, наблюдались еще в ряде мест (см. рис. 1).

Представляет интерес выход известняков, расположенный на правом берегу р. Куткуры (рис. 3). Вдоль западного края этого выхода, в 70 м восточнее глубокой скважины № 11, на контакте с породами ураимской свиты шурфами вскрыты сильно известковистые кварцевые песчаники охристо-серые, тонко- и мелкозернистые, иногда грубозернистые, слоистые. В песчаниках встречен коралл *Astrophyllum* sp., характерный для средне- и верхнедевонских отложений. Слои падают на восток под углами 28—30°. Мощность их не более 8 м.

В 20 м восточнее обнажаются крупные глыбы серых водорослевых рифогенных известняков с фораминиферами и брахиоподами визейского и намюрского ярусов нижнего карбона. Эти известняки просле-

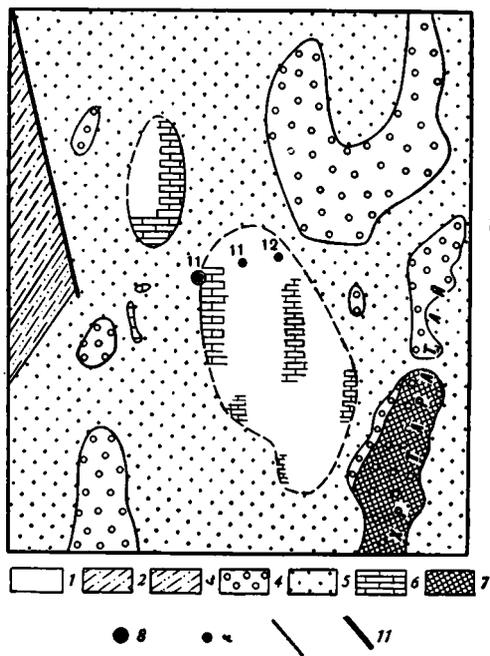


Рис. 3. Схематическая геологическая карта бассейна р. Куткуры:

1 — четвертичные отложения; 2 — нижняя пермь и верхний карбон, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 3 — средний карбон, абдрезяковская свита песчаников и аргиллитов; 4 — средний карбон, азиянская свита конгломератов и гравелитов; 5 — средний карбон, ураимская свита песчаников и аргиллитов; 6 — известняки с визейской фауной; 7 — нижний силур, ургалинская свита кремнисто-глинистых сланцев; 8 — скважина глубокого структурного бурения; 9 — скважины картировочного бурения; 10 — геологические границы; 11 — тектонические разрывы

живаются в меридиональном направлении на расстоянии 15 км. Местами в них встречаются многочисленные *Davisiella comoiodes* Sow., *Productus concinnus* Sow., *Camarotoechia* aff. *pleurodon* (Phill.), *Camarophoria* (?) aff. *ferganensis* Jan., *Spirifer* sp., *Choristites* ex gr. *bisulcatus* Sem., *Martinia* sp., *Ambocoelia* sp. и *Dielasma sacculus* Mart.

Восточнее и южнее среди поля четвертичных и, возможно, третичных образований обнаружено еще четыре небольших выходов визейско-намюрских известняков.

Скважинами № 11 и 12 картировочного бурения под этими образованиями вскрыты известняки, по которым скважины прошли соответственно 6 и 9 м.

Встреченная в известняках фауна характерна для визейских и намюрских отложений нижнего карбона; коралл же, обнаруженный в кварцевых песчаниках западной части выхода, является обычной формой для среднего и верхнего девона.



Рис. 4. Характер контакта ураимской свиты с девонскими известняками: 1 — аргиллиты и песчаники ураимской свиты; 2 — известняки франского яруса верхнего девона; 3 — делювиальные образования

Нахождение глыб песчаников с девонскими кораллами среди нижнекаменноугольных известняков, вероятно, свидетельствует о брекчиевом строении рассматриваемого выхода, состоящего в основном из глыб визейских и намюрских известняков.

Скважина № 11, пробуренная в 70 м к западу от этого выхода, прошла по терригенным породам среднего карбона 1680 м.

На правом берегу Ураима, западнее горы Захаровой Шишки, непосредственно к югу от клиппа нижнекаменноугольных пород обнаружены известняки верхнего девона (см. рис. 2), представляющие собой серые и темно-серые, слоистые, плотные породы с фауной брахиспод и кониконхий: *Schizophoria striatula* Schl., *Sch. grandis* Ljasch., *Liorhynchus megistanus* (Le Hon), *L. biplicatus* Nal., *Atrypa* ex gr. *tubaecostata* Paeck., *Hypothyridina coronula* Schl., *Eoreticularia pachyrincha* Tschern., *Emanuella* sp., *Stiliolina* sp., *Tentaculites* sp. и др., характерной для доманикового и мендымского горизонтов. Мощность известняков 160 м. Известняки образуют синклинали, с осью ориентированной в широтном направлении. Строение ее симметричное. В 600 м северо-восточнее бывшего кардона Мухинского, в южной части выхода девонских известняков был вскрыт контакт их с аргиллитами ураимской свиты, развитыми к юго-востоку (рис. 4). Аргиллиты имеют северо-западное падение по азимуту 305°, под углом 50°, т. е. падают под известняки. К кровле аргиллитов резко несогласно примыкают известняки. Известняки и аргиллиты вблизи контакта сильно перемяты, трещиноваты и содержат зеркала скольжения.

Кроме описанного выхода, верхнедевонские известняки были обнаружены еще в трех местах, показанных на рис. 1.

Следует отметить, что в 500 м к западу от одного из выходов пробурена скважина № 7, которая, как и предыдущие скважины, была остановлена бурением в породах среднего карбона, на глубине 585 м.

Клиппы силурийских и ордовикских пород, как отмечалось выше, образуют на местности ряд вершин и хребтов. Один из клиппов силурийских кремнистых сланцев известен на вершине горы Захаровой Шишки¹. Склоны этой горы сложены аргиллитами и песчаниками среднего карбона, среди которых встречаются глыбы серых кристаллических известняков, заключающих фауну фораминифер фаменско-тур-

¹ Силурийский возраст пород, слагающих вершину горы Захаровой Шишки, впервые установлен Г. А. Смирновым.

нейского возраста: *Parathurammia dagmarae* Sul., *P. cf. cuschmani* Sul., *P. sp.*, а также глыбы известняков с визейскими брахиоподами: *Striatifera striata* Fisch., *Martinia glabra* (Mart.) и др.

Породы среднего карбона, смятые в мелкие складки, на западном склоне горы погружаются к востоку под углами $10-15^\circ$, а на восточном — к западу под углами до 20° , образуя синклиналию складку, к ядру которой приурочены кремнистые сланцы силура (см. рис. 2).

Южнее горы Захаровой Шишки известен другой выход силурийских и ордовикских пород, слагающий горы Маяк-Тау и Вязовую (рис. 5).

Здесь, на западном склоне горы Маяк-Тау, горными выработками вскрыта толща кварцевых песчаников и алевролитов, с пачкой известняков в средней части, мощностью 151 м. В песчаниках и известняках встречены брахиоподы карадокского яруса ордовика¹: *Opikina* (?) sp., *Rafinesquina* aff. *expansa* (Sow.), *Platistrophia* cf. *lunx* var. *ovalis* Alich., *Dalmanella* ex gr. *unguis* (J. de C. Sow.), *D. waltsi* (Bancr.).

Выше располагается толща кремнистых сланцев, содержащая в средней части пачку глинистых сланцев. Общая мощность толщи 390 м. В породах обнаружены многочисленные граптолиты ландоверского яруса силура²: *Spirograptus minor* Bouček, *Monograptus sedgwickii* (Portl.), *M. gemmatus* Barr., *Pseudoplegmato-graptus* aff. *obesus* (Lapw.), *Petalolithus tenuis* Barr., *Campograptus* sp. ind., *Climacograptus* sp. ind. и др.

В плане описываемый выход представляет собой блок

¹ Определения Н. Ф. Петрова.

² Определения Т. Н. Корень.

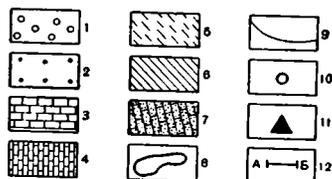
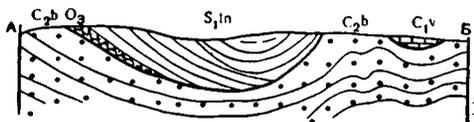
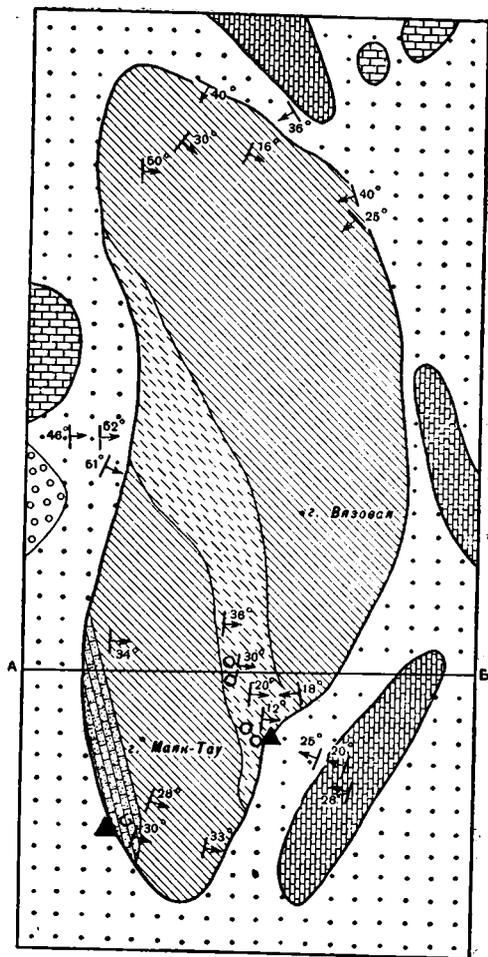


Рис. 5. Схематическая геологическая карта района гор Маяк-Тау и Вязовой:

1 — средний карбон, московский ярус, азиатская свита конгломератов и гравелитов; 2 — башкирский ярус, уральская свита песчаников и аргиллитов; 3 — нижний карбон, известняки визейского яруса; 4 — верхний девон, известняки франского яруса; 5, 6 — нижний силур, ландоверский ярус, ургалинская свита (5 — глинистые сланцы, 6 — кремнистые сланцы); 7 — верхний ордовик, карадокский ярус, кварцевые известковистые песчаники; 8 — границы клиплов; 9 — стратиграфические границы; 10 — пункты сборов фауны; 11 — места вскрытия контактов уральской свиты с породами силура и ордовика; 12 линия профиля

длиной до 15 км и шириной 4,5 км, вытянутый в меридиональном направлении.

Слои силурийских кремнистых сланцев и ордовикских песчаников образуют синклинали, ось которой ориентирована в северо-западном направлении, под косым углом к простираению блока и окружающих его среднекаменноугольных пород.

На отдельных участках западное крыло синклинали осложнено мелкой складчатостью, иногда с разрывами небольшой амплитуды. Сложная мелкая складчатость в кремнистых сланцах хорошо видна в верховьях р. Ургалы. Размеры складок здесь варьируют от 0,5 до

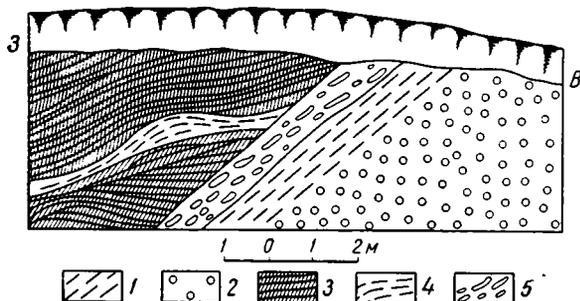


Рис. 6. Характер контакта ураимской свиты с нижнесилурийскими кремнистыми сланцами на южном склоне горы Вязовой:

1 — аргиллиты ураимской свиты; 2 — конгломераты ураимской свиты; 3 — кремнистые сланцы нижнего силура; 4 — глинистые сланцы нижнего силура; 5 — брекчия трения

контакта здесь падает на запад под углом 40° и проходит по поверхности пласта аргиллита ураимской свиты (рис. 6). Головы силурийских пластов, имеющих более пологое западное падение, этим контактом срезаются. Вдоль контакта наблюдается брекчия мощностью до 0,6 м, состоящая из остроугольных и угловатых обломков силурийских кремней и ураимских аргиллитов и песчаников. Как силурийские, так и среднекаменноугольные породы интенсивно перемяты, в них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения и мелкие разрывы сплошности слоев.

На западном склоне горы Маяк-Тау под песчаниками верхнего ордовика, которые здесь слагают основание клиппа, были вскрыты породы ураимской свиты с восточным падением.

Описанные соотношения клиппов силурийских и ордовикских пород с ураимской свитой свидетельствуют о залегании их на поверхности среднекаменноугольных отложений.

Итак, бурение глубоких скважин и изучение контактов показало, что ряд изолированных выходов пород нижнего карбона, девона, силура и ордовика, встречающиеся среди поля развития среднекаменноугольных отложений, является экзотическими утесами — клиппами, приуроченными в основном к синклиналильным зонам, а не к сводам положительных структур, как считалось ранее. Известно, что клиппы значительно распространены и хорошо изучены в пределах молодых горных сооружений — в Альпах, Пиренеях, Карпатах, на Кавказе, где явились предметом многочисленных исследований зарубежных и советских геологов (Аляев, 1938; Белоусов, 1963; Богданович, 1906; Богданов, 1949; Вассоевич, 1940; Гроссрейм, 1948; Кузнецов, 1941; Мирчинк, 1931; Мишунина, 1932; Andrusow, 1930; Heim, 1922; Kober, 1931). В результате этих исследований возникло несколько точек зрения на генезис клиппов, которые сводятся к двум принципиально противоположным представлениям.

7—10 м в поперечнике, замки складок имеют остроугольную форму, простираение их осей меняется на коротком расстоянии.

С целью установления соотношения силурийского блока с окружающими среднекаменноугольными породами в его южной части были вскрыты восточный и западный контакты.

Восточный вскрывался канавой на левом берегу р. Малой Ургалы, у подножия южного склона горы Вязовой. Плоскость

Согласно первому из них, клиппы считаются автохтонными структурами, возникшими на месте в результате дробления жестких ядер древних антиклиналей, образующих кордильеры; или происхождение их связывается с разломами, служащими путями вывода клиньев жестких пород на поверхность; или, наконец, с островами, представляющими денудационные выступы древнего рельефа.

Согласно второму представлению, клиппы рассматриваются как аллохтонные сооружения — останцы покровов перекрытия (шарьяжей), крупные глыбы — оползни и т. п.

Механизм образования покровных структур в настоящее время еще недостаточно изучен. Некоторыми исследователями он связывается с процессами сжатия земной коры, другими — с перемещением масс горных пород под действием сил гравитации (Белоусов, 1963 и др.). А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1963) допускают возможность образования гравитационных покровов во флишевых бассейнах.

Действительно, процессы горообразования приводят к созданию сильно расчлененного рельефа. При этом под действием сил гравитации и сейсмических толчков большие массы горных пород начинают оползать в пониженные участки. Этот процесс облегчается тогда, когда жесткие породы подстилаются пластичными (некомпетентными), которые, очевидно, могут играть роль своеобразной смазки. При крупных масштабах указанных явлений, вероятно, могут развиваться покровы перекрытия типа альпийских шарьяжей.

Не останавливаясь далее на рассмотрении общих вопросов образования покровных структур, в настоящей статье мы попытаемся объяснить происхождение клиппов Уфимского амфитеатра. Предлагаемая схема, вероятно, может быть применима и для объяснения происхождения клиппов ряда других складчатых областей.

1. Клиппы Уфимского амфитеатра залегают на поверхности среднекаменноугольных пород.

2. В плане клиппы как бы в беспорядке разбросаны по обширной площади, в простирации их не наблюдается линейности, что является показателем отсутствия непосредственной связи их с кордильерами и разломами.

3. Разновозрастные породы часто располагаются на одинаковом гипсометрическом уровне, а иногда резко сближены между собой (район горы Захаровой Шишки), как бы замещая друг друга по простирации.

4. Некоторые выходы известняков имеют брекчиевое строение, что доказывается находками в них глыб с разновозрастной фауной.

Учитывая сказанное выше, образование клиппов Уфимского амфитеатра можно представить следующим образом. Интенсивные горообразовательные движения, начавшиеся в среднем карбоне на Центральном Урале, сопровождалось погружением прилегающей с запада области Уфимского амфитеатра, где отлагались флишеидные породы большой мощности.

Границей раздела участков земной коры, испытывавших вертикальные движения противоположного знака, явился разлом глубокого заложения, проходящий вдоль западного крыла Тараташского антиклинория. Высоко поднятое в виде крутого уступа и надвинутое восточное крыло этого разлома подверглось интенсивному разрушению, сопровождавшемуся обрушением и оползанием глыб и целых массивов в понижения рельефа под действием сил гравитации. Скорость передвижения глыб могла быть различной. В периоды относительного тектонического спокойствия она, возможно, не превышала долей или нескольких сантиметров в год, а при активизации сейсмической деятельности могла возрастать во много раз, перерастая в грандиозные катастрофические явления природы.

Высота разрушавшегося горного хребта была не менее 1,5—2 км. Причем хребет непрерывно поднимался, и уже в среднем карбоне в своде его в зону размыва были вовлечены породы верхнего протерозоя.

Весьма интенсивно процессы обрушения проявились на рубеже башкирского и московского веков. Подтверждением сказанному является чрезвычайно широкое развитие в среднем карбоне Уфимского амфитеатра грубых кластических пород. Отдельные горизонты верхов ураимской свиты нацело слагаются кремневыми конгломератами с размером галек до 30 см в диаметре. В подошве абдрезяковской свиты развиты азиямские конгломераты и пуддинги, состоящие из галек и валунов протерозойских кварцитов и силурийских кремней, размером до 1,5 м в поперечнике. Отдельные глыбы протерозойских кварцитов, силурийских кремней, девонских и нижнекаменноугольных известняков, размером от 0,5 до 7 м и более, встречаются довольно часто в пределах всей площади развития пород среднего карбона. По краям некоторых клиппов развиты конгломерато-брекчии типа дикого и грубого флиша. Эти образования, территориально тесно связанные с клиппами, по мнению большинства исследователей, возникают у подножия формирующихся поднятий.

В артинский век происходят новые мощные воздымания Урала, в которые была вовлечена вся флишевая зона Уфимского амфитеатра. Эти воздымания сопровождались процессами интенсивного оползания и образованием крупных лежачих складок и чешуйчатых надвигов, реликты которых в современном эрозионном срезе можно наблюдать по правобережью р. Уфы, севернее широты пос. Ураима, в полосе развития каменноугольных, девонских и силурийских пород. Образование надвигов на Урале могло происходить так же и в более поздние эпохи, например, в мезозое и в третичное время.

Известно, что породы, слагающие клиппы, происходят из иных фациальных зон. В частности, породы доманика в клиппе западного склона горы Захаровой Шишки имеют мощность до 150 м. Указанная цифра мощности несоизмерима с мощностями ни одного из близлежащих разрезов доманика Уфимского амфитеатра.

Мощность доманиковых слоев в разрезе д. Вознесенки, например, составляет 4 м, у пос. Злоказова — 18 м, а в разрезе р. Ушат, у д. Аптряковой эти слои полностью отсутствуют, будучи размытыми в предорловское время. Существующие различия в строении разрезов клиппов и коренных образований объясняются нами тем, что первые обычно располагаются вблизи длительно развивающихся глубинных разломов, разделяющих различные структурно-фациальные зоны. Инверсия геотектонического режима, происходящая в этих областях, приводит к обратному соотношению поднятого и опущенного крыльев глубинного разлома и последующему оползанию пород, имеющих большую мощность и стратиграфическую полноту, в зоны формирования сокращенных мощностей разновозрастных отложений.

Возникая как следствие тектонической инверсии, клиппы в большинстве случаев являются единственными свидетелями, при помощи которых мы можем производить более или менее надежные реконструкции палеогеографической обстановки областей сноса.

Все рассмотренные нами клиппы были снесены с Тараташского антиклинория. В то время как в смежной к югу области Башкирского антиклинория мощность верхнепротерозойских пород составляет не менее 15 км, на крыльях Тараташского антиклинория она не превышает 3—5 км. Судя по строению разрезов клиппов, в ордовикский и силурийский периоды в пределах Тараташского антиклинория располагалась миогеосинклиналь, во франском веке формировались осадки субплатформенного типа увеличенной по сравнению с более западны-

ми областями мощности. В среднем и верхнем визе, а также в нижнем намуре здесь располагалась зона рифов.

Описанные нами клиппы имеют важное значение для понимания геологии не только Уфимского амфитеатра, но и Урала в целом. Они свидетельствуют о том, что некоторые сложившиеся к настоящему времени представления о строении этой области не отвечают действительности. Геологическое строение Урала оказалось значительно более сложным, и ряд вопросов принципиального характера все еще остается не решенным или решенным лишь частично. Важнейшим среди них является вопрос о времени и интенсивности проявлений здесь складчатых движений.

Многочисленными исследованиями (Блохин, 1932; Домрачев, Мелещенко и Чочиа, 1948; Есипов, 1949; Келлер, 1949; Наливкин, 1926, 1943; Оли, 1948; Смирнов, 1956; Тяжева, 1951; Хоментовский, 1952 и др.) бесспорно доказано существование на западном склоне Урала интенсивных предордовиковских и предсреднедевонских складчатых движений, зафиксированных в разрезе палеозоя резкими стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями.

Известно в ряде районов существование предпашийского, предордовиковского, а также ряда других менее значительных по глубине, но региональных размывов.

Кроме указанных выше твердо установленных стратиграфических несогласий, в последнее время на геологических картах Урала стали изображаться и другие глубокие размывы: предфаменские, предсреднекаменноугольные, донижнепермские и другие, развитые подчас на локальных участках, но затрагивающие мощные толщи осадков.

Если признать их существование, мы должны признать и существование на западном склоне Урала интенсивных складчатых движений, проявившихся в соответствующие этим размывам отрезки времени. Между тем часто даже в близлежащих районах в указанных интервалах палеозойского разреза стратиграфических перерывов, свидетельствующих о перестройке структурного плана, не устанавливается.

«Неожиданные» контакты разновозрастных пород — явление весьма распространенное во многих районах Урала. На Уфимском амфитеатре они неоднократно отмечались Г. А. Смирновым (1956).

В одних случаях эти контакты являются седиментационными, в других отражают тектонические нарушения типа сбросов, взбросов, сдвигов и т. п., наконец, в третьих объясняются залеганием древних пород на более молодых в форме надвигов, клиппов и шарьяжей. Возможность всех этих явлений следует признать в одинаковой степени вероятной и учитывать при расшифровке структуры района.

Помимо указанных структур (клиппов), в последние годы появляются данные о развитии на Урале пологих надвигов. Так, бурением картировочных скважин, произведенным Уральским геологическим управлением севернее широты г. Нязепетровска, установлено, что надвиг пород бардымской свиты силура имеет пологий наклон плоскости сместителя.

Бурение глубоких скважин на западном склоне Южного Урала, в долине р. Малой Сурени показало, что верхнедевонские отложения здесь надвинуты на среднекаменноугольные (рис. 7).

Важно отметить, что разрез среднего карбона, вскрытый разведочной скважиной № 2 по фациальному составу, существенно отличается от разновозрастных образований, обнажающихся по левобережью Б. Ика.

В первом случае средний карбон представлен, в основном, известняками, во втором — флишоидными породами, в которых известняки играют резко подчиненную роль.

Основываясь на указанном факте, можно заключить, что весь комплекс флишеидных пород карбона, развитый западнее верхнего течения Малой Сурени, слагает аллохтонную часть надвига и что амплитуда последнего не менее 15—20 км.

Скважиной, пробуренной в долине Большого Ика, восточнее д. Мурадымово, на южном окончании девонского (герцинского) рифа бесспорно доказано, что рифовый массив надвинут здесь на породы среднего карбона.

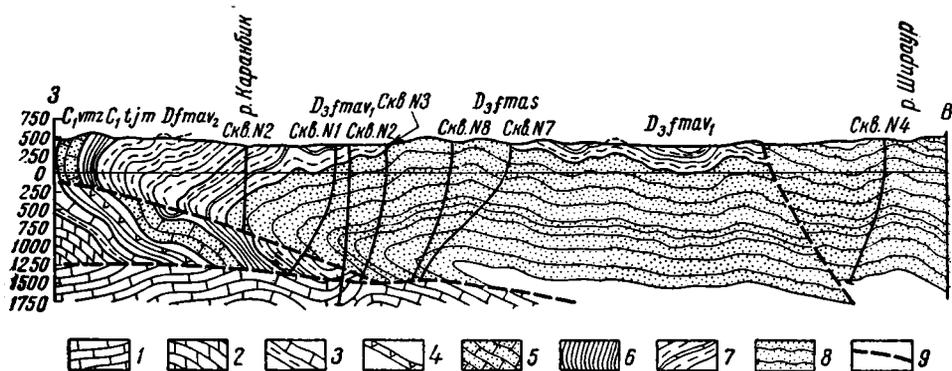


Рис. 7. Геологический разрез по р. Малой Сурени:

1 — средний карбон, известняки с прослоями аргиллитов; 2—5 — нижний карбон, визейский ярус (2 — бухарчинская свита известняков, 3 — иткуловская свита известняков и аргиллитов, 4 — курумльская свита известняков и кремнистых сланцев, 5 — мазитовская свита аргиллитов и песчаников); 6 — нижний карбон, турнейский ярус, ямашлинская свита кремнистых сланцев и известняков; 7, 8 — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская серия (7 — авашлинская свита аргиллитов и алевролитов, 8 — астахская свита песчаников и аргиллитов); 9 — линии надвигов

Обнаружен надвиг и в скважине, пробуренной на Таушской структуре, на междуречье Белой и Большого Ика, а также в скважине, расположенной в долине р. Ужи (левый приток р. Белой). Все сказанное выше заставляет нас пересмотреть некоторые сложившиеся представления о тектоническом строении Урала с новых позиций и вновь поставить проблему возможности широкого развития здесь крупных надвигов и покровных структур.

Литература

- Абакумова О. Л. Геологический очерк немой осадочной толщи в районе 139 листа Зап. Всерос. минералог. о-ва, № 1 (60), 1931.
- Аляев С. Е. К вопросу о возрасте и условиях залегания Красноколодского известняка. Тр. нефт.-геол. развед. ин-та, сер. Б, вып. 29, 1938.
- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X, № 1, 1932.
- Балаев В. А. Основные этапы развития тектонических структур в девонское время на территории Волго-Уральской провинции. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1956.
- Белоусов В. В. Земля, ее строение и развитие. Изд-во АН СССР, 1963.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X, № 1, 1932.
- Богданович К. Н. Система дибрара в Юго-Восточном Кавказе. Тр. Геол. ком-та. Нов. сер., вып. 20, 1906.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геология, № 40, 1949.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1963.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап. Всерос. минералог. о-ва, т. XIX, № 2—3, 1940.
- Гроссгейм В. А. Дибрарские утесы Юго-Восточного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1948.

- Домрачев С. М., Мелешенко В. С., Чочиа Н. Г. Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-Тау. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1948.
- Есипов П. М. О каледонских движениях на западном склоне Среднего Урала. Докл. АН СССР, т. 68, № 4, 1949.
- Камалетдинов М. А. О клиппенах на Среднем Урале. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Келлер Б. М. Флишевая формация в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР. Сер. геол., вып. 104, 1949.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Изд-во АН СССР, 1941.
- Кузнецов Е. А., Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. IV (1—2), 1926.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. горн. ин-та, т. VII, 1926.
- Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловскгиз, 1943.
- Мирчик М. Ф. К вопросам генезиса Дибрарских утесов. Изв. Азерб. нефт. ин-та, № 3 (10), 1931.
- Мишунина З. А. К стратиграфии меловых отложений Кабристана. Тр. нефт. геол.-развед. ин-та сер. Б, вып. 14, 1932.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Силурийские отложения Западного склона Среднего Урала. Изв. главн. геол.-развед. упр., Геол. изд-во ГГРУ, М.—Л., вып. 36, 1931.
- Олли А. И. Древние отложения западного склона Южного Урала. Изд-во Саратовск. гос. ун-та, 1948.
- Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр, ч. 1. Стратиграфическое описание. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1956.
- Тяжева А. П. Стратиграфия средне- и верхнедевонских отложений бассейнов рек Нугуша и Белой (Южный Урал). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXVI, вып. 6, 1951.
- Фредерикс Г. Н. Вопросы тектоники Урала. Вестн. Геол. ком-та, № 4, 1927.
- Фредерикс Г. Н., Емельянцева Т. М. Тектоника Уфимского плато. Зап. Русск. минералог. о-ва, Нов. сер., т. XI, № 1, 1932.
- Хоментовский В. В. К истории развития антиклинория Яман-Тау. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 27, № 1, 1952.
- Чочиа Н. Г. Девон Уфимского амфитеатра. Геология западного Урала. Гостоптехиздат, М.—Л., 1950.
- Andrusow D. Prispévki ku geologü. Severo-Sapadn Karpat. Praga, 1930.
- Heim A. Geologie der Schweiz, Bd. 1. Leipzig, 1922.
- Kober L. Das Alpine Europa, 1931.

Стерлитамакская геолого-поисковая
контора

Статья поступила
12 октября 1964 г

УДК 551.24(574.1)

П. Я. АБРОВ, З. Е. БУЛЕКБАЕВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ,
И. Б. ДАЛБЯН, В. С. ЖУРАВЛЕВ, Г. Г. МУЛДАКУЛОВ,
К. Е. ФОМЕНКО, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИН ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ПОДСОЛЕВЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ

В статье рассмотрен возраст, состав и характер залегания подсолевых отложений восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины. Сейсморазведка и бурение доказывают их платформенный характер. Отмечается шовное сочленение Русской платформы с погребенной палеозойской складчатой областью.

Глубокое бурение и сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ), корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), регулируемым направленным приемом (РНП) и электроразведка методом теллурических токов (ТТ), проведенные в последние годы в восточной и юго-восточной частях Прикаспийской впадины как на отдельных соляных структурах, так и по ряду региональных профилей, позволили выяснить основные черты строения подсолевых (докунгурских) отложений палеозоя этой территории.

Платформенные подсолевые отложения палеозоя были уже давно известны по результатам бурения глубоких скважин на юго-восточной окраине Прикаспийской впадины в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Здесь, на площадях Тугаракчан (скв. 1а и 5), Туресай (скв. 2а и 3) и Сарыкум (скв. 1 и 2) обнаружены преимущественно карбонатные толщи нижнего, среднего и верхнего карбона и нижней перми, подробно описанные в геологической литературе (Айзенштадт, Лапина, Степанов, 1957; Айзенштадт, Пинчук, 1961; Грачев, 1959; Днепров, 1962; Журавлев, 1960; Калинин, 1954; Яншин, 1955).

Платформенные подсолевые отложения палеозоя в настоящее время вскрыты и вдоль восточной окраины Прикаспийской впадины в Мортук-Кенкияк-Жаназольском районе. Здесь их наиболее полный разрез пройден скв. Г-1, расположенной на Жаназольском (Богомолова и др., 1963) и скв. 13-П на Алибекмолинском поднятиях. В скв. Г-1 непосредственно под отложениями кунгура в интервале 2408—2650 м вскрыты терригенные породы ассельского яруса (швагериновый горизонт), из которых Л. И. Богомоловой и С. Ф. Щербович определены фораминиферы *Schwagerina* ex gr. *sphaerica* Scherb., *Sch. constans* Scherb., *Pseudofusulina pararegari* Raus., *P. ex gr. sulcata* Karzh., *P. aff. declinata* Karzh., *Pseudoschwagerina fusulinoides* (Schellw.), а В. Н. Крестовниковым — брахиоподы *Spirifer* ex gr. *ufensis* Tschern. В интервале 2650—2780 м встречены темно-серые аргиллиты и песчаники гжелского яруса верхнего карбона, из которых С. Ф. Щербович определены *Triticites* ex gr. *jigulensis* Raus., *T. ex gr. postarcticus* Raus.

T. ex gr. schwageriniformis Raus., *Rugosofusulina ex gr. moderata* Raus., *Daixina ex gr. sokensis* Raus., *D. aff. pseudoarcticus* Raus., *D. ex gr. magna* Raus. В интервале 2780—2910 м пройдены аргиллиты с прослоями известняка и ангидриты касимовского яруса верхнего карбона. В известняках Р. А. Ганелиной определены *Triticites cf. mantiparus* (Moell.), *Schubertella ex gr. sphaerica* Sul., *S. sphaerica var. staffelloides* Sul., *Deckerella aff. elegans* Mor. В интервале 2910—3020 м вскрыты афанитовые коричневатые-серые известняки мячковского горизонта московского яруса среднего карбона, в которых Р. А. Ганелиной определены *Fusulinella eopulchra* Raus., *T. aff. pulchra* Raus. et Bel., *F. bocki var. pauciseptata* Raus. В интервале 3020—3153 м пройдены светло-серые сахаровидные известняки подольского горизонта московского яруса, содержащие, по определениям Р. А. Ганелиной, фораминиферы *Fusulinella typica* Lee et Chen, *F. typica var. ventricosa* Raus., *F. colaniae* Lee et Chen., *F. praecolaniae* Saf., *Schubertella obscura* Lee et Chen., *S. gracilis* Raus.

Материалы сейсморазведки и глубоких разведочных скважин позволяют в настоящее время достаточно объективно осветить характер залегания отложений палеозоя и поверхности кристаллического фундамента восточной и юго-восточной частей Прикаспийской впадины. На региональных сейсмических профилях КМПВ XXI и XXIV, отработанных в 1963 г., поверхность фундамента, которой соответствует преломляющий горизонт с граничной скоростью 6500—6700 м/сек, у восточных концов профилей залегает на глубинах около 7000—7500 м (рис. 1, 2). В направлении на запад литологически разнородные породы фундамента, что подтверждается различными значениями граничных скоростей, вначале постепенно погружаются на глубину до 9500 м (у Козды-Сая), а затем в центральной части Прикаспийской впадины в виде ступенчатых уступов опускаются до 12 000—15 000 м и более.

В толще палеозойских пород, покрывающих фундамент, достаточно четко прослеживаются два сейсмических отражающих горизонта (P_2 и P_1). Нижнему отражающему горизонту P_2 соответствует преломляющий горизонт с граничной скоростью 6000—6300 м/сек. Он расположен внутри палеозойского комплекса пород и, по-видимому, может быть стратифицирован с кровлей афанитовых известняков нижнего карбона. В восточной части профилей XXI (на участке Алибек-Мола — Кенкияк) горизонт находится выше поверхности фундамента на 4000—4200 м и на профиле XXIV до меридиана пос. Жаркамыс — на 2600—2900 м. Западнее Кенкияка и Жаркамыса до меридиана, проходящего через соляной купол Жекенткуль, горизонт P_2 размещается выше поверхности фундамента на профиле XXI на 5000—5200 м и на профиле XXIV на 3200—3500 м. Еще западнее расстояние между ними увеличивается по профилю XXI до 6800 м и по профилю XXIV до 5500 м. Увеличение мощности пород между поверхностью кристаллического фундамента и горизонтом P_2 от восточного борта к центральной части впадины может быть связано с появлением в разрезе нижней части палеозоя более древних отложений, отсутствующих в окраинной части ввиду приподнятого ее положения.

Верхний преломляющий горизонт P_1 с граничной скоростью 5000—5400 м/сек, по данным бурения скважин на куполах Алибек-Мола, Шенгельский и поднятии Жанажол, приурочен к эрозионной поверхности разновозрастных подсолевых палеозойских отложений. Поэтому горизонт P_1 не может быть отождествлен с распространенным в пределах Актюбинского Приуралья отражающим горизонтом *a*, который по данным бурения приурочен к кровле терригенных отложений артинского яруса. Отражающий горизонт P_1 четко прослеживается на территории всей восточной части Прикаспийской впадины и в ее прибрежном участке расположен на 1000—1200 м выше горизонта P_2 , а

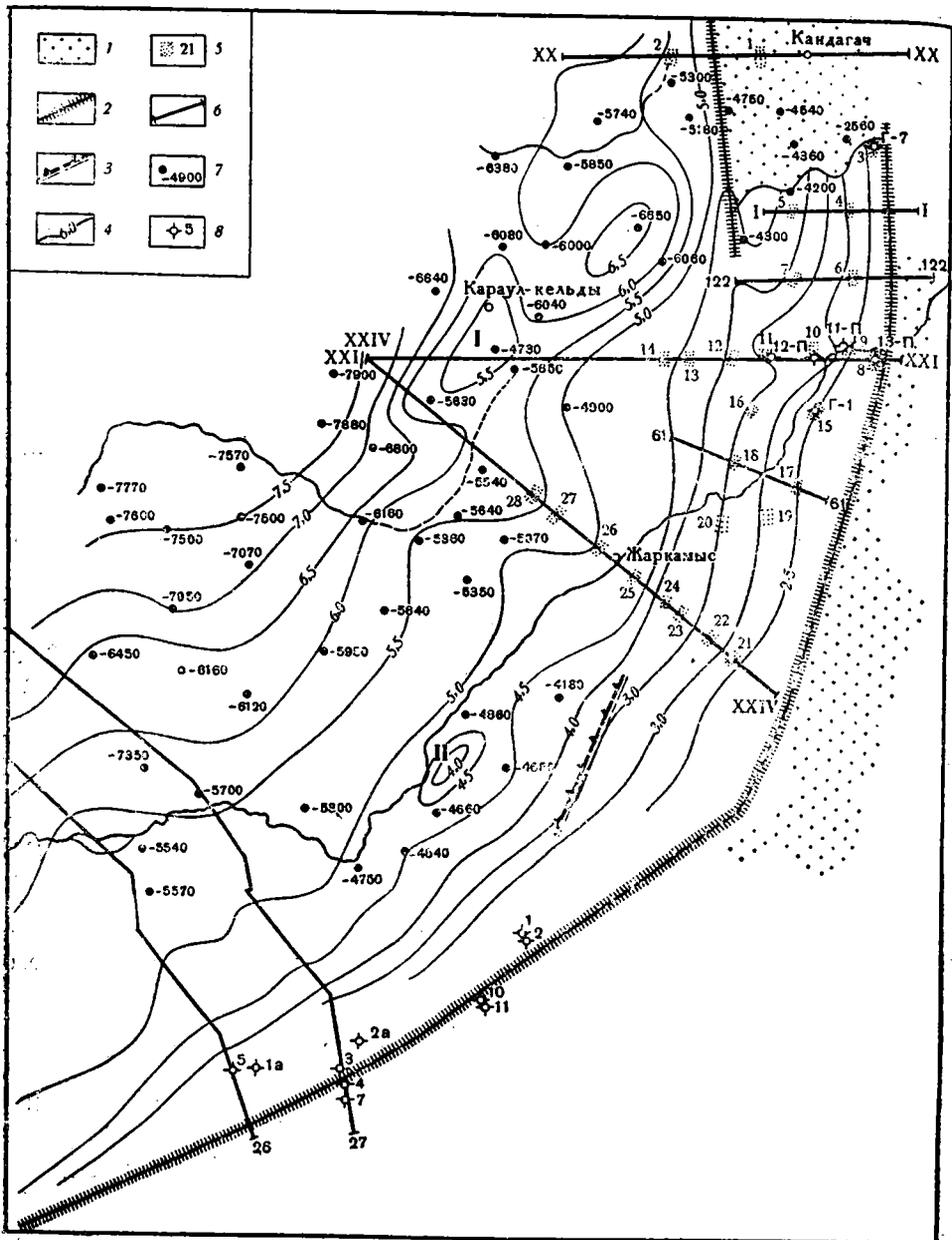


Рис. 1. Схема строения подсолевого ложа восточной и юго-восточной частей Прикаспийской впадины (составлена по материалам конторы «Спецгеофизика», Актюбинской геофизической экспедиции и треста Актюбнефтеразведка):

1 — Южный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы; 2 — краевые швы Русской платформы; 3 — Чиркалинский разлом юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины; 4 — изогипсы по подсолевому ложу, проведенные через 0,5 км; 5 — локальные поднятия подсолевого ложа, выявленные сейсморазведкой; 6 — линии сейсмических профилей; 7 — пункты наблюдений точечного сейсмического зондирования (абсолютные отметки глубины залегания подсолевого ложа даны в м); 8 — скважины. Цифрами на схеме обозначены крупные поднятия подсолевого ложа: I — Тепсекское, 2 — Перелюбовское, 3 — Джилянсаидское, 4 — Остунсукское, 5 — Аккумское, 6 — Талдынакинское, 7 — Арансайское, 8 — Алибекмолинское, 9 — Шенгельшійское, 10 — Муртукское, 11 — Кенкиякское, 12 — Коздысайское, 13 — Итассайское, 14 — Карачаказганское, 15 — Жанажольское, 16 — Сарксымолинское, 17 — Синельниковское, 18 — Кожасайское, 19 — Чудовское, 20 — Жанатанское, 21 — Тускумское, 22 — Восточное, 23 — Ближнее, 24 — Чиркалинское, 25 — Киндысайское, 26 — Байганинское, 27 — Беттауское, 28 — Ащесайское

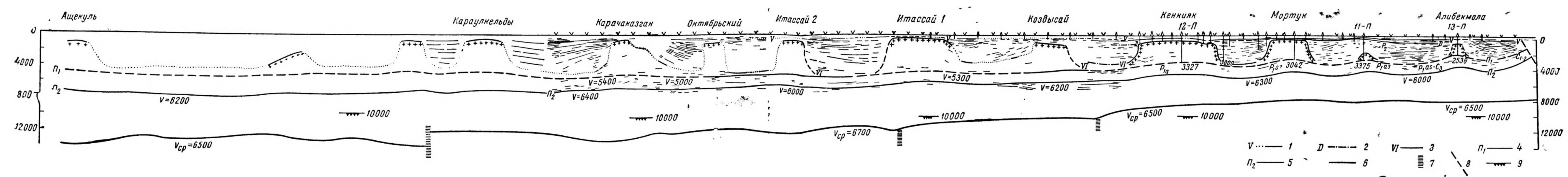


Рис. 2. Геолого-сейсмический профиль XXI через восточную окраину Прикаспийской впадины (составлен по материалам конторы «Спецгеофизика», Актюбинской геофизической экспедиции и треста Актюбнефтеразведка):

1 — отражающий горизонт, приуроченный к кровле пород нижнего триаса; 2 — отражающий горизонт, приуроченный к кровле пород верхней перми; 3 — отражающий горизонт, приуроченный к поверхности соли; 4 — отражающий горизонт, приуроченный к размытой поверхности подсолевых палеозойских отложений; 5 — отражающий горизонт внутри палеозойских пород (по-видимому, кровля нижнего карбона); 6 — горизонт, приуроченный к поверхности кристаллического фундамента; 7 — предполагаемые разломы фундамента; 8 — региональный краевой шов; 9 — уровень глубины 10.000 м.

западнее — на 1500—2000 м, что связано с появлением в разрезе отложений сакмарского и артинского ярусов.

Тектоника подсоловых палеозойских пород восточной части впадины определяется региональным погружением их в направлении с востока на запад. На фоне постепенного погружения пород, как установлено бурением и геофизическими исследованиями, в прибортовой части впадины расположены пологие платформенные поднятия субмеридионального простирания с амплитудой в 250—400 м, к которым приурочены соляные купола. Западнее прибортовой части впадины расположен восточный ее склон, где поверхность подсоловых пород погружена до глубин 6000—6500 м, а мощность каменной соли в ядрах соляных куполов увеличивается до 4000—4500 м. Восточный склон впадины осложнен крупными подсоловыми антиклинальными структурами с расширенными сводами (Караулкельдинской, Ащесайской и др.).

Материалы сейсморазведки и электроразведки значительно уточнили представления о строении восточного и юго-восточного бортов Прикаспийской впадины. Крупные структурные элементы, выделявшиеся здесь ранее многими исследователями на основании структурно-фациального анализа подсолового комплекса пород или на основании интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных, не подтвердились. Так, в районе пос. Жаркамыс не оказалось одноименного поднятия, показанного на схемах Н. В. Неволлина (1961, 1962). Не подтвердилось также Жаркамыское валообразное поднятие, которое в течение многих лет выделяли геологи Московского института нефтехимической и газовой промышленности (Едренкин, Казаков, Козицкий, 1963; Казаков и др., 1958; Чарыгин и др., 1964). Напротив, выявленные теперь Караулкельдинское, Ащесайское и др. поднятия этими исследователями не были отмечены.

Поверхности напластования, различаемые в кернах глубоких скважин, пробуренных вдоль восточного и юго-восточного бортов Прикаспийской впадины, также указывают на пологое залегание палеозойских пород. Углы наклона слоев в этих толщах не превышают 2—5° (скв. 13-П Алибекмола и Г-7 Джилансаид, и только на флексурах они увеличиваются до нескольких градусов, а реже до 10—20°.

Пологозалегавшие толщи палеозоя с востока и юго-востока на всем протяжении ограничиваются региональным погребенным тектоническим швом. Он прослеживается от ст. Изембет вдоль западного Примугоджарья и далее через район Южно-Эмбенского гравитационного максимума вплоть до берегов Каспийского моря. Особенно хорошо он виден на сейсмических профилях, отработанных МОВ и КМ1В, 1—1, 122—122, XXI—XXI, 27—27 и др. В районе ст. Изембет этот погребенный шов с запада кулисообразно подставляется другим крупным погребенным швом, простирающимся далеко на север (Журавлев, 1964; Журавлев, Шлезингер, 1962; Яншин, 1962). Под водами Каспийского моря он также не затухает, а в виде сложной системы кулис прослежен на территории Предкавказья, дна Азовского моря и Степного Крыма (Борисов и др., 1963; Журавлев, 1964; Корнев, Луцук, Сунгуров, 1962; Маловицкий, 1962; Маловицкий, Ласкина, Лазаренко, 1962; Мирчинк и др., 1963).

К западу и северо-западу от этого шва в пределах Прикаспийской впадины, как уже описано выше, породы палеозоя и поверхность кристаллического фундамента залегают очень спокойно. Напротив, к востоку и юго-востоку от него уверенные сейсморазведочные горизонты внутри толщи палеозоя не прослеживаются. Преломляющий сейсмический горизонт прослежен лишь на очень небольшом расстоянии по южной периферии Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Он имеет крутое залегание и к юго-востоку от шва вскоре перестает прослеживаться. На сейсморазведочных профилях МОВ к востоку и юго-

востоку от шва отмечаются лишь отдельные крутонаклоненные площадки, свидетельствующие о значительных углах наклона пород¹. Эти материалы сейсморазведки находятся в полном соответствии с результатами бурения. Сильно дислоцированные породы граувакковой формации верхнего девона — нижнего карбона были вскрыты на южной периферии Южно-Эмбенского гравитационного максимума в скв. 4 и 7 Туресай и в скв. 10 и 11 Жанасу (Гарецкий и др., 1961; Гарецкий, Наумова, Шлезингер, 1961; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962; Грачев, 1959; Днепров, 1962; Яншин и др., 1962). Не менее дислоцированные (углы падения от 10 до 90°) эффузивные, интрузивные, терригенные и карбонатные породы палеозоя, возраст которых колеблется от ордовика (?) до нижней перми, обнаружены в Западном Примугоджарье (Гарецкий, 1960, 1962; Гарецкий, Кононова, Щербович, 1963).

Таким образом, материалы глубокого бурения и особенно сейсморазведки показывают, что платформенные отложения палеозоя восточной и юго-восточной окраин в Прикаспийской впадины граничат со складчатыми геосинклинальными формациями Западного Примугоджарья и Южно-Эмбенского гравитационного максимума по региональному шву. Никаких признаков наличия краевого прогиба здесь нет. Линейные складки Актюбинского Приуралья прослеживаются только южнее широты ст. Кандагач (Авров, 1957; Журавлев, Шлезингер, 1962; Неволин, 1962; Яншин, 1962). К югу от нее линейные складки в отложениях палеозоя постепенно затухают, и палеозойский комплекс пород испытывает здесь относительно пологое погружение в сторону центральной части Прикаспийской впадины. Эта моноклираль осложнена лишь пологими платформенными структурами изометричной и куполовидной формы, не имеющими ничего общего с линейными складками Актюбинского Приуралья. Отсутствие краевого прогиба к югу от ст. Кандагач вдоль восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины является сейчас достаточно доказанным фактом. Однако некоторые геологи в угоду своим старым представлениям без какого-либо обоснования продолжают его выделять здесь до настоящего времени (Едренкин, Казаков, Козицкий, 1963; Чарыгин и др., 1964).

Характерной особенностью строения восточной окраины Прикаспийской впадины является резко несогласное налегание отложений кунгура на разновозрастные подстилающие подсолевые породы. Так, на соляном куполе Джилансаид вблизи регионального тектонического шва докунгурские отложения, представленные чередованием терригенных и карбонатных пород, вскрыты скв. Г-7 на глубине 940 м, после прохождения толщи соли в 800 м и на основании спорово-пыльцевых комплексов датируются как нижнекаменноугольные. Несколько южнее на соляном куполе Алибекмола, расположенном в 8 км западнее регионального шва, докунгурские породы вскрыты скв. 13-П на глубине 2350 м. Здесь они представлены темно-серыми аргиллитами и песчаниками с прослоями конгломератов и известняков, возраст которых, на основании спорово-пыльцевых комплексов, определяется как нижняя часть верхнего карбона. В более удаленном на запад от шва разрезе Жанажольского поднятия докунгурские отложения вскрыты на глубине 2408 м. Они сложены здесь фаунистически охарактеризованными терригенными породами ассельского яруса нижней перми. Еще дальше на запад скв. 11-П, заложенная на далеком юго-западном кры-

¹ Пологие отражающие горизонты внутри толщи палеозоя на Южно-Эмбенском гравитационном максимуме к юго-востоку от шва, полученные по результатам сейсморазведочной съемки треста Казахстаннефтегеофизика в середине пятидесятых годов, явились, по-видимому, следствием ошибочной интерпретации кратных отражающих площадок (Гарецкий и др., 1961).

ле соляного купола Шенгельский, вскрыла докунгурские терригенные породы на глубине 3125 м. Их возраст по спорово-пыльцевым данным может быть установлен как нижняя часть сакмарского яруса.

Таким образом, от внутренней части борта к его периферии, т. е. с запада на восток, отложения кунгура срезают все более древние подсолевые горизонты и близ восточной границы Прикаспийской впадины со стратиграфическим и угловым несогласиями ложатся непосредственно на породы нижнего карбона. Так же с перерывом и угловым несогласием на породы верхней перми ложатся здесь отложения нижнего триаса. Необходимо отметить, что в Актюбинском Приуралье подобные несогласия в подошве отложений кунгурского яруса и в основании пород нижнего триаса не отмечаются. Здесь породы кунгура, так же как и подстилающие горизонты перми и карбона и покрывающие отложения верхней перми и нижнего триаса, смяты в единую систему линейных складок. Все это показывает, что по крайней мере восточная окраина Прикаспийской впадины в предкунгурское время была приподнята, и накопившиеся в ее пределах отложения нижней перми и карбона подверглись частичному размыву. Максимальный срез произошел близ восточной границы впадины, где были выведены на поверхность породы нижнего карбона, впоследствии перекрытые отложениями кунгура. Таким образом, несогласие и перерыв в осадконакоплении, наблюдаемые в основании отложений кунгурского яруса и в подошве пород нижнего триаса, являются характерными для восточной окраины Прикаспийской впадины, испытывавшей в палеозое платформенное развитие. В пределах Предуральского кривого прогиба и Южного периклиналиного прогиба Урала эти несогласия и перерывы в осадконакоплении, по-видимому, полностью исчезают.

Приведенный материал показывает, что к югу от широты ст. Кандагач Русская докембрийская платформа и погребенная под платформенным чехлом палеозойская складчатая область Туранской и Скифской плит сочленяются по системе кулисных краевых швов (Журавлев, 1964). В настоящее время установлено, что и другие палеозойские складчатые области, погребенные под платформенным чехлом, т. е. плиты молодых платформ, сопрягаются с древними докембрийскими платформами по региональным тектоническим швам. Как известно, Н. С. Шатский (1947) считал, что такое сочленение (без краевого прогиба) возможно в тех местах, где фундамент платформы высоко приподнят. Однако по юго-восточной и южной окраинам Русской платформы фундамент залегает в большинстве случаев на значительных глубинах, много больших, чем в районе развития Предуральского краевого прогиба. Очевидно, что тот или иной характер сочленения платформы и складчатого сооружения связан не только с положением окраин фундамента платформы, но и с историей развития окружающей геосинклинальной области. В тех местах, где геосинклинальные системы в конце своего развития не подверглись значительным горообразовательным процессам, на прилегающих краях платформ не формировались компенсационные краевые прогибы и складчатые системы сочленяются со значительно погруженными частями платформ по системам краевых швов. К близким выводам независимо от нас пришел и А. А. Богданов (1964).

Платформенные подсолевые палеозойские отложения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины крайне интересны для поисков в них месторождений нефти и газа. Они залегают на глубинах, вполне доступных для современного бурения. Наличие локальных структур в подсолевых породах позволяет наметить конкретные объекты для постановки глубокого бурения. Наиболее перспективными площадями на поиски нефти и газа при современном уровне изученности территории, по нашему мнению, являются Жанажольское, Караул-

кельдинское и Мартукское поднятия. На первом из них в скважине Г-1 в подсолевых отложениях уже получены прямые признаки нефти и газа.

Литература

- Авров П. Я. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 1(16), 1957.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Лапина Н. Н., Степанов Д. Л. Новые данные по геологии юго-востока Русской платформы. Геология и геохимия, вып. 1(VII), 1957.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Пинчук И. А. Южно-Эмбенская 2 и Тугаракчанская 5 опорные скважины. Тр. Всес. нефт. геол.-развед. ин-та, вып. 184, 1961.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). Сов. геология, № 9, 1964.
- Богомолова Л. И., Гарецкий Р. Г., Гридасов Ю. М., Замаренов А. К., Шлезингер А. Е. Подсолевые отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы (Кенкияк-Мартук-Жаназольский район). Докл. АН СССР, т. 149, № 5, 1963.
- Борисов А. А., Крылов Н. А., Летавин А. И. и Маловицкий Я. П. О границе разновозрастных платформ в Северном Прикаспии. Докл. АН СССР, т. 148, № 4, 1963.
- Гарецкий Р. Г. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения Кокпектинской антиклинали (Примугоджарье). Докл. АН СССР, т. 134, № 2, 1960.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 60, 1962.
- Гарецкий Р. Г., Егоров И. П., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения района Жанасу (Южно-Эмбенский гравитационный максимум). Докл. АН СССР, т. 136, № 6, 1961.
- Гарецкий Р. Г., Кононова И. Б., Шербович С. Ф. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения южного периклинального прогиба Урала в районе Кокпектинской антиклинали. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVIII, вып. 1, 1963.
- Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н. и Шлезингер А. Е. Стратиграфия и формационный характер верхнедевонских отложений в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Докл. АН СССР, т. 141, № 4, 1961.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И., Яншин А. Л. О перспективах нефтегазоносности района Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Сов. геология, № 12, 1961.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е. и Яншин А. Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных. В кн. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.
- Грачев Р. И. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбенского поднятия. Тр. Всес. нефт. геол.-развед. ин-та, Геол. сб. 4, вып. 131, 1959.
- Днепров В. С. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устьярта. Тр. Всес. нефт. геол.-развед. ин-та, вып. 194, 1962.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 42, 1960.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. 4. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Журавлев В. С., Шлезингер А. Е. Особенности тектоники и перспективы нефтегазоносности северо-восточной части солянокупольной территории Западного Казахстана. В кн. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений». Гостоптехиздат, М., 1962.
- Едренкин С. С., Казаков М. П., Козицкий В. Ф. Структура и фациальный состав подсолевых отложений юго-восточной части Русской платформы. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., вып. 43, 1963.
- Казаков М. П., Чарыгин М. М., Быков Р. И., Васильев Ю. М., Знаменский В. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат, М., 1958.
- Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефт. х-во, № 10, 1954.
- Корнев В. А., Луцук Е. М., Сунгуров А. М. Основные черты тектоники Каспийского моря по данным морских геофизических исследований. Сов. геология, № 12, 1962.
- Маловицкий Я. П. Результаты сейсморазведки МОВ на Азовском море. Новости нефт. и газ. техники. Геология, № 8, 1962.
- Маловицкий Я. П., Ласкина В. В., Назаренко О. В. Схема рельефа фундамента Азовского моря. Новости нефт. и газ. техники. Геология, № 12, 1962.

- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. Гостоптехиздат, М., 1961.
- Неволин Н. В. Глубинное геологическое строение Прикаспийской впадины. Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Каламкарров Л. В., Мильничук В. С., Скворцов И. И. Закономерности распределения нефти и газа в Прикаспийской впадине. Изд-во «Недра», М., 1964.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 3. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955.
- Яншин А. Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. В кн. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений» Гостоптехиздат, М., 1962.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVI, вып. 4, 1961.

Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР
Трест Актюбнефтеразведка
Геологический институт АН СССР

Статья поступила
18 ноября 1964 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(477.9)

В. Е. БУРАКОВСКИЙ, Б. Л. ГУРЕВИЧ

ГИПСОМЕТРИЯ ПОВЕРХНОСТИ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ
РАВНИННОГО КРЫМА, ПРИСИВАШЬЯ И АЗОВСКОГО МОРЯ

Сведения о характере и глубине залегания складчатого основания в рассматриваемом регионе до последнего времени ограничивались данными единичных скважин, дошедших до фундамента, и некоторыми схемами, основанными на анализе геолого-геофизических данных (Гуревич, 1961; Соллогуб, Чекунов и др., 1963).

В связи с тем, что нефтегазоносные отложения нижнего мела в равнинном Крыму залегают непосредственно на комплексе в различной степени метаморфизованных образований палеозоя, триаса и юры, изучение гипсометрии этого разновозрастного основания в настоящее время представляется одной из важнейших разведочных задач.

Так как в западной части равнинного Крыма эта поверхность не отбивается методом преломленных волн (КМПВ) (Соллогуб, Чекунов и др., 1963), для ее изучения нами дополнительно были привлечены материалы электроразведки и гравиразведки.

Поверхность складчатого основания в пределах всего региона является эффективной плотностной границей. Поэтому в основу ее изучения была положена интерпретация гравитационного поля.

По опорным сейсмическим профилям КМПВ (в восточной части равнинного Крыма, Присивашье и Азовском море), скважинам, вскрывшим фундамент, и профилям глубинного электрического зондирования (Евпаторийско-Новоселовский район) был подсчитан гравитационный эффект, создаваемый осадочной толщей. При исключении его из наблюдаемого гравитационного поля получены значения глубинных аномалий, проинтерполированные на всю изучаемую площадь. Такое интерполирование становится возможным, если допустить, что в фундаменте нет плотностных неоднородностей, и что глубинные границы раздела меняются плавно и, следовательно, соответствующие им гравитационные аномалии легко коррелируются. При исключении глубинных аномалий из наблюдаемого гравитационного поля определены значения остаточных гравитационных аномалий по площади.

Рельеф поверхности метаморфического комплекса исследован в результате интерпретации остаточного гравитационного поля после исключения из него эффекта, создаваемого основной плотностной поверхностью в осадочных отложениях, приуроченной к низам нижнетретичных отложений, поведение которой в пределах большей части рассматриваемой территории известно по данным бурения и сейсморазведки.

Эти расчеты и построения, выполненные для территории равнинного Крыма, Присивашья и прилегающей части Азовского моря, положены в основу схемы рельефа домелового комплекса (рис. 1).

На схеме изображены положительные и отрицательные формы в рельефе фундамента и главнейшие разрывные нарушения (разломы), положение которых выявлено в результате сопоставления трансформированных гравитационных полей с материалами бурения и сейсморазведки. Основными структурными элементами поверхности складчатого основания рассматриваемой территории являются:

А. Положительные формы: I. Приазовский выступ Украинского щита.

II. Азовский вал, протягивающийся в широтном направлении через все Азовское море, переходит в пределах Краснодарского края в Каневско-Березанский вал. С севера и юга он ограничен региональными нарушениями. Наиболее приподнятые участки в пределах вала оконтуриваются изогипсой 1000 м и располагаются в западной части Азовского моря.

III. Евпаторийско-Симферопольский свод. Изогипса 1000 м имеет субширотную ориентировку и протягивается по линии: Евпатория — Саки — Крымская — Новожиловка. Симферопольский выступ в пределах свода оконтуривается изогипсой 500 м и имеет субмеридиональное простирание. На юго-западе свода изогипсой 1000 м оконтуривается наложенная Альминская впадина.

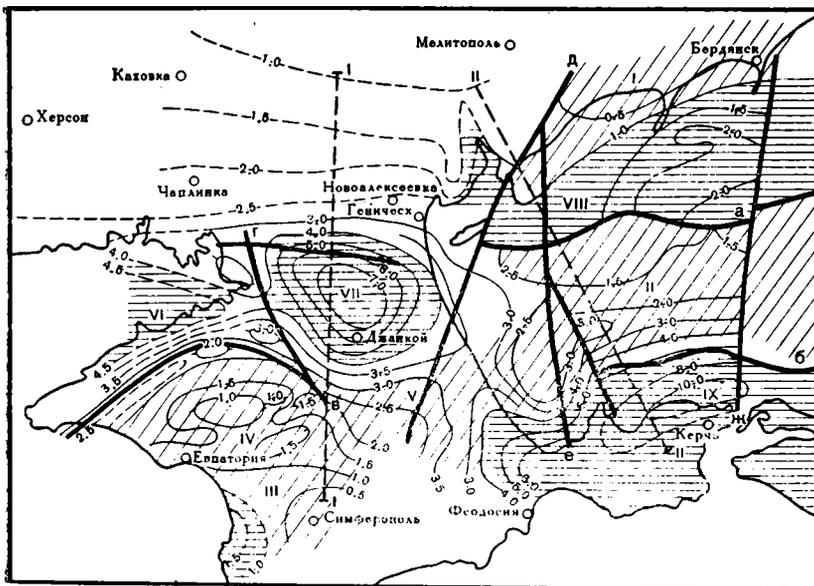


Рис. 1. Схема рельефа домелового фундамента равнинного Крыма и Азовского моря:

1 — изогипсы поверхности фундамента в км; 2 — основные разрывные нарушения; 3 — профили I-I и II-II. А — положительные формы рельефа фундамента: I — Приазовский выступ Украинского щита, II — Азовский вал, III — Евпаторийско-Симферопольский свод, IV — Новоселовское поднятие, V — Ново-Царичыньское поднятие; Б — отрицательные формы рельефа фундамента: VI — Каркинитская, VII — Сивашская грабенообразная впадина, VIII — Северо-Азовский прогиб, IX — Индоло-Кубанский краевой прогиб, X — Альминская впадина

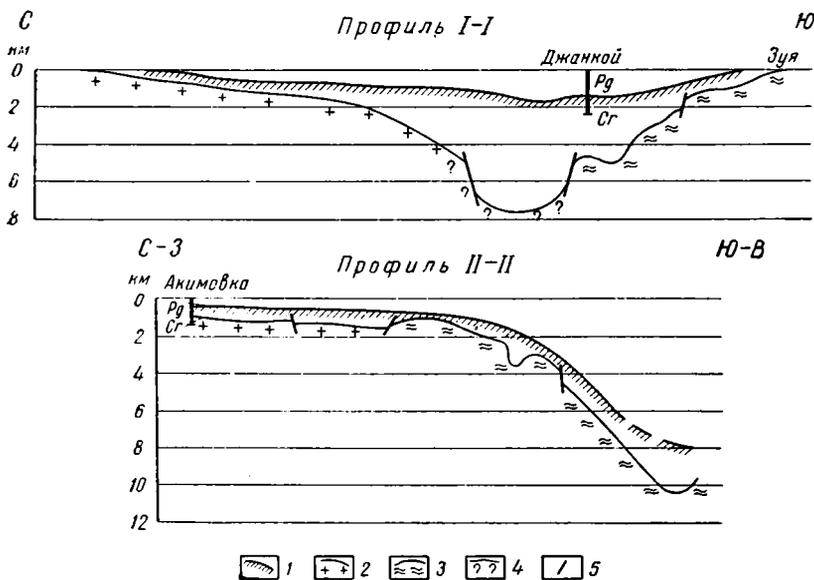


Рис. 2. Схематические геологические разрезы по профилям I-I и II-II: 1 — поверхность мезозойских отложений; 2 — поверхность кристаллических пород докембрийского фундамента Русской платформы; 3 — поверхность метаморфизованных разновозрастных образований Скифской платформы; 4 — поверхность фундамента неясного возраста; 5 — разрывные нарушения. Искажение масштабов 1:6

IV. Новоселовское поднятие отделяется от Евпаторийско-Симферопольского свода неглубокими прогибами (Гвардейским и Калиновским). Наиболее приподнятая часть его имеет субширотное простирание. Размеры поднятия 25×10 км в пределах изогипсы 1000 м.

V. Ново-Царицынское поднятие, являющееся юго-западным продолжением Азовского вала и отделенное от него небольшой седловиной.

Б. Отрицательные формы:

VI. Каркинитская грабенообразная впадина субширотного простирания. Впадина имеет асимметричное строение; южный борт крутой, северный — более пологий, глубина залегания фундамента в изученной части до 5 км.

VII. Сивашская грабенообразная впадина имеет субширотное простирание и близкую к изометричной форму. Глубина залегания фундамента в осевой части свыше 7 км. Между Сивашской и Каркинитской впадинами четко выделяется поперечная Перекопская перемычка с максимальными глубинами до поверхности фундамента 3—4 км.

VIII. Северо-Азовский прогиб располагается к востоку от Сивашской впадины в северной части Азовского моря. Максимальная глубина погружения фундамента в его осевой части достигает 2,5—3,0 км. Северо-Азовский прогиб имеет субширотное простирание и протягивается через северную часть Азовского моря.

IX. Индоло-Кубанский краевой прогиб, протягивающийся от Керченского полуострова в южную часть Азовского моря. Осевая часть прогиба поперечной перемычкой разделена на две зоны максимального погружения; глубина залегания фундамента в осевой части превышает 10—12 км.

X. Алюминская впадина располагается в самой юго-западной части рассматриваемой территории. В пределах изученной площади впадина имеет, по-видимому, субширотное простирание и глубину залегания фундамента свыше 1,5 км.

На схеме выделен ряд положительных и отрицательных форм более высокого порядка: отдельные поднятия в пределах Перекопской перемычки, Джанкойское поднятие, Донузлавско-Войковский, Гвардейско-Калиновский прогибы и т. д.

На рис. 2 приведены схематические разрезы по профилям, пересекающим основные структурные элементы региона. Разрез по профилю I—I' проведен через осевую часть Сивашской впадины; разрез по профилю II—II' проходит через западную часть Азовского вала и Индоло-Кубанский прогиб.

На схеме показаны главные продольные и поперечные разрывные нарушения, обуславливающие сложное блоковое строение региона.

К продольному нарушению (а), ограничивающему Азовский вал с севера, вероятно, приурочена зона сочленения разновозрастных фундаментов Скифской и Русской платформ. Вдоль этой границы происходит резкая смена характера физических полей (гравитационного и магнитного). Далее на запад предполагаемая зона сочленения платформ не находит такого четкого отображения в характере физических полей.

Другим продольным нарушением (б) Азовский вал отделяется от Индоло-Кубанского краевого прогиба.

Дугообразное субширотное нарушение (в) отделяет приподнятую часть Скифской платформы (Евпаторийско-Симферопольский свод и Новоселовское поднятие) от более погруженной ее части.

Поперечным нарушением (г) западная более приподнятая часть равнинного Крыма отделяется от восточной. Другое нарушение (д) отделяет Сивашскую впадину и всю более погруженную восточную часть равнинного Крыма от Азовского вала и Северо-Азовского прогиба.

Нарушения (г) и (д) ограничивают восточную часть равнинного Крыма, выделенную ранее под наименованием Восточно-Крымской депрессионной зоны. Для нее характерна большая мощность осадочного чехла (Чирвинская, Гуревич, 1959).

Поперечное нарушение (е) отделяет центральную наиболее приподнятую часть Азовского вала от западной относительно погруженной его части.

Наконец, еще одно поперечное нарушение (ж) разделяет осевую часть Индоло-Кубанского прогиба на две части.

Литература

- Гуревич Б. Л. О трех структурных планах Центрального Причерноморья в связи с проблемой его нефтегазоносности. Сов. геология, № 7, 1961.
Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным. Материалы геофиз. исслед. территории Украины, Геофизический сборник, 6(8). Изд-во АН УССР, Киев, 1963.
Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.

Киевская экспедиция Украинского
научно-исследовательского
геолого-разведочного института

Статья поступила
15 сентября 1964 г.

В. Г. ГЛАДКОВ

ЛИНЕЙНО-ОРИЕНТИРОВАННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЗОНЕ ОЛОВЯНИНСКОГО НАДВИГА

(Восточное Забайкалье)

Относительно понятия линейность существуют различные мнения. Многие исследователи считают, что линейность выражается только в структурно-текстурных особенностях породы (Ажгирей, 1956; Горлов 1957; Дембо, 1954; Елисеев, 1953 и др.). Э. Клоос (1958) предлагает под линейностью понимать «все линейные структуры независимо от их происхождения». Хотя подобный подход признан некоторыми исследователями формальным (Сорский, 1952), мы полагаем, что он заслуживает внимания. Однако в отличие от Э. Клооса в понятие этого термина целесообразно вложить описательно-генетический, а не описательный смысл и рассматривать линейность в связи

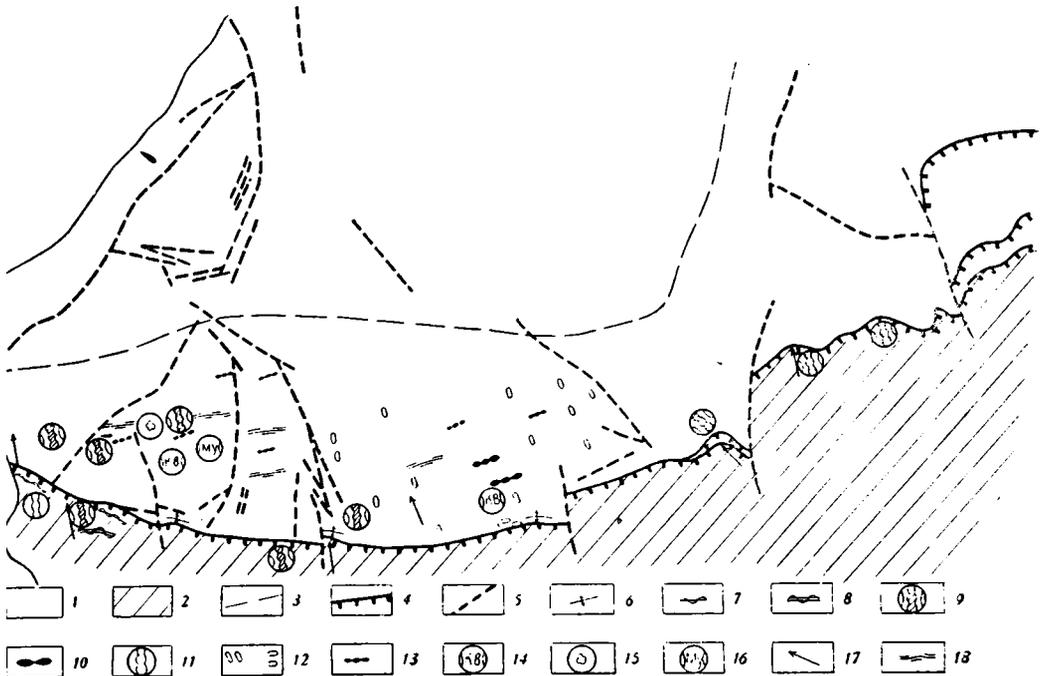


Схема геологического строения надвига и размещение линейно-ориентированных структурных элементов:

1 — нижнеюрские сланцы, песчаники и конгломераты; 2 — палеозойские метаморфические зеленые сланцы; 3 — граница между брахиформной (к югу) и линейной (к северу) складчатостью; 4 — линия Оловянинского надвига; 5 — линии сбросов, зон смятия и дробления; 6 — складки типа изгиба с концентрическим скольжением; 7 — складки течения; 8 — складки скалывания; 9 — пояса трещин; 10 — будины; 11 — пояса оптических осей кварца в R-тектонитах; 12 — ориентировка галек в конгломератах; 13 — узловые обособления кварца и биотита в сланцах; 14 — оптические оси кварца в S-тектонитах; 15 — нормали к спайности биотита в S-тектонитах; 16 — ориентировка лейст мусковита в S-тектонитах; 17 — направление борозд в зеркалах скольжения; 18 — ориентировка шероховатости и ребристости в породах

с создавшими ее движениями. В таком случае под линейностью (линейно-ориентированными структурными элементами) следует понимать все структурные формы, созданные теми или иными тектоническими движениями и имеющими линейную ориентировку. В частности, характерный комплекс линейно-ориентированных структурных элементов существует у надвиговых структур. Изучение их висячем, лежащем крыльях и в шве надвига позволяет установить направление относительного перемещения крыльев, кинематику надвиговой структуры и ее генетические особенности. В связи с этим возникает необходимость более детального описания и классификации линейно-ориентированных структурных элементов, генетически связанных с надвигами. В качестве примера взят Оловянинский надвиг в Восточном Забайкалье (Шейнманн, 1927; Гладков, 1961). Его изучение и ознакомление с литературой (Данилович, 1949, 1950, 1956) позволяют считать, что описываемые ниже линейно-ориентированные структуры являются существенной деталью надвиговых структур.

Линейно-ориентированные структурные элементы в зоне надвига

Стадия пластической деформации						Стадия хрупкой деформации					
Линейность течения с подчиненным вращением осей						Линейность вращения осей с подчиненным течением		Трещины		Линейность скольжения	
Прослои и включения жестких пород среди пластичных		Прослои пластичных пород среди жестких		Агрегаты минералов		Минералы		Кристаллографические элементы минералов		Складки	
Гетерогенная порода в пластичном состоянии (конгломерат)	<i>b</i> -линейная ориентировка галек в конгломерате	<i>b</i> -линейная ориентировка осей складки течения в шве сместителя	<i>b</i> -линейная ориентировка осей кварца в узелках биотита	<i>b</i> -линейная ориентировка осей кварца в <i>R</i> -тектонитах	<i>b</i> -линейная ориентировка осей кварца в <i>S</i> -тектонитах	<i>b</i> -линейная ориентировка осей складки течения в шве сместителя	<i>b</i> -линейная ориентировка осей складки течения в шве сместителя	линейная ориентировка осей складки течения	линейная ориентировка осей складки течения	<i>b</i> -линейная ориентировка осей поясов трещин	<i>a</i> -линейная ориентировка борозд скольжения
	<i>b</i> -линейная ориентировка галек в конгломерате										<i>b</i> -линейная ориентировка ребристости, шероховатости
											Пересечение поверхностей

Оловянинский надвиг развит на стыке широтного выступа Агинского массива с Восточно-Забайкальским прогибом. Он приводит в сопряженные палеозойские метаморфические сланцы с нижнеюрскими отложениями (рисунок). Простираение, сместителя 80—100°, падение южное под углами от 5—8 до 15—25°.

В зоне Оловянинского надвига в участках висячего и лежащего крыльев обнаружены следующие проявления линейности: 1) ориентировка осей складок, 2) пояса трещин, 3) будины, 4) ориентировка оптических осей кварца, 5) деформации галек в конгломератах, 6) узловые обособления кварца и биотита, 7) ориентировка роста минералов, 8) борозды в зеркалах скольжения.

Складки развиты в породах обоих крыльев и в шве сместителя. Так, в лежащем крыле отмечаются небольшие складки (изгиб с концентрическим скольжением) размером до 1—4 м в поперечнике. Простираение их субширотное, осевые поверхности наклонены к северу, реже к югу и иногда слабо изогнуты в плане; шарниры крутые, близкие к вертикальным. В породах висячего крыла распространены складки течения, опрокинутые к северу. Небольшие пологие складки известны в отдельных участках сместителя надвига (Шейнманн, 1927) и его чешуя. Размеры их различны, от 0,3—1 до 10—50 м. Оси складок горизонтальны, осевые поверхности падают к югу под углом 30—50°.

Поясное расположение трещин устанавливается в породах обоих крыльев (Гладков, 1961). Оси поясов трещин ориентированы параллельно простиранию надвига.

Структуры будинажа отмечаются в прослоях песчаников и конгломератов, мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м, залегающих в углисто-сланцевых сланцах (Гладков, 1960). Длинные оси будин ориентированы по азимуту 60—90°.

Оптические оси кварца в милонитах, залегающих вблизи сместителя, располагаются в виде пояса, ось которого ориентирована в субширотном направлении (*R*-тектонит). В сланцах лежащего крыла оси кварца имеют в основном линейную ориентировку (*S*-тектонит) параллельно линии надвига.

В деформированных конгломератах, на интервале 0,5—1 км от сместителя, галка сплющена и вытянута в субмеридиальном направлении по азимуту 350°. Форма галек эллипсоидная, линзовидная до пластинчатой; отношение толщины галек к длине равно 1:3, 1:5, 1:10, 1:15, иногда больше. Значительно реже, вблизи сместителя в случае преобладания в конгломератах глинистого цемента, более крепкие удлиненные гальки ориентированы своими длинными осями параллельно линии надвига.

Узловые обособления минералов характерны для метаморфизованных

разновидностей сланцев в лежащем крыле надвига. Узелки сложены мелкозернистым агрегатом кварца, окаймленным венчиком чешуек биотита. Размер узловатых обособлений колеблется от долей до 3—4 мм, форма их овальная, вытянутая в субширотном направлении по азимуту 60—90°. В этих же породах имеет место ориентировка плоских и линейно-вытянутых минералов: чешуек биотита и мусковита. Биотит располагается в основном в плоскости рассланцевания (S), а нормали к его спайности вертикальны или слабо наклонены к северу. Мелкие лейсты и иголки мусковита ориентированы в широтном направлении.

Борозды в зеркалах скольжения чаще ориентированы поперечно к линии надвига и относятся к штрихам продольного типа.

Характерным для пород в крыльях надвига является наличие на поверхностях рассланцевания шероховатости, ребристости, мелких нешироких валиков (шириной 1—2 мм), хорошо проявляющихся на выветрелой поверхности.

Рассмотренные линейно-ориентированные структурные элементы, по-видимому, характерны для надвигов. По отношению к направлению движения всякого крыла они ориентированы параллельно или поперечно и могут быть отнесены к *a*-линейности и *b*-линейности (Клоос, 1958). В некоторых случаях (поперечные изгибы поверхностей складок, нормали к спайности биотита) скалярные линии, характеризующие положение линейно-ориентированных структурных элементов, располагаются почти вертикально и совпадают с координатной осью «с» Зандера. Эти элементы предлагается относить к *c*-линейности, чтобы подчеркнуть ее ориентировку относительно общего направления движения всякого крыла. По существу эти элементы обусловлены локальными планами деформации (также производными от надвига).

Таким образом, можно говорить о комплексе надвиговых линейно-ориентированных структурных элементов. Несомненно, что свои комплексы элементов возникают при формировании других структурных форм — сдвигов, сбросов, складок различных кинематических типов и др.

Классифицируя надвиговые линейно-ориентированные структурные элементы, целесообразно выделить линейность течения с подчиненным вращением осей, линейность вращения с подчиненным течением, линейность скольжения и анизотропии поверхности (таблица). Предложенная Э. Клоосом (1958) общая классификация линейности не свободна от недостатков, так как первичная и вторичная линейности могут быть как в изверженных, так и в осадочных породах; в ряде случаев невозможно разграничить деформации, возникшие в результате течения и вращения, вероятнее всего они сопровождаются друг друга.

Литература

- А ж г р е й Г. Д. Структурная геология, Изд-во МГУ, 1956.
- Г л а д к о в В. Г. Некоторые проявления структуры будинажа в Оловянинском районе (Восточное Забайкалье). Изв. Выssh. учебн. завед., Геол. и геофиз., № 1, 1961.
- Г л а д к о в В. Г. Новые данные об оловянинском надвиге. Геол. и геофиз., № 1, 1961.
- Г о р л о в Н. В. Кристаллизационная сланцеватость, полосчатость и линейные текстуры. В кн. «Методика геологического картирования метаморфических комплексов». Гссгеолтехиздат, М., 1957.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Новые данные об ангарском надвиге. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1949.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Трещинная тектоника и ориентировка движения покрова надвига. Тр. Иркутского ун-та, т. 5, вып. 1, 1950.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Некоторые структурные элементы южной окраины Иркутского амфитеатра. Тр. Иркутского горно-металлург. ин-та. Сер. геол., вып. 10, 1956.
- Д е м б о Т. М. Опыт геометрической систематизации направленных текстур и структур горных пород. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 29, в. 4, 1954.
- Е л и с е е в Н. А. Структурная петрология, Изд-во ЛГУ, 1953.
- К л о о с Э. Линейность, Сб. «Вопросы структурной геологии», Изд-во иностр. лит., М., 1958.
- С о р с к и й А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та. АН СССР, № 18, 1952.
- Ш е й н м а н н Ю. М. О надвигах в Центральном Забайкалье. Изв. Геол. ком., т. 46, № 8—9, 1927.

Иркутский Государственный
научно-исследовательский институт
редких металлов

Статья поступила
5 октября 1964 г.

ХРОНИКА

УДК 551.240

ЗАСЕДАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

13—14 ноября 1964 г. состоялось пленарное заседание Тектонического комитета отделения наук о земле, которое было посвящено вопросам тектонической терминологии платформенных структур. В заседании участвовало 32 члена Комитета и около 160 представителей 34 различных организаций. Было заслушано 6 докладов: Ю. А. Косыгина и Ю. А. Воронина «Фундаментальные понятия структурной геологии», В. Д. Наливкина, «Некоторые взаимосвязи платформенных структур», А. С. Новиковой «Соотношение чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы», А. А. Богданова «Некоторые вопросы тектоники древних платформ», А. Л. Яншина, Р. Г. Гарецкого, А. Е. Шлезингера «Структуры чехла молодых платформ», А. А. Борисова «Геофизическая характеристика платформенных областей».

После обсуждения докладов и отдельных вопросов терминологии платформенных структур было принято следующее решение:

1. Считать своевременным обсуждение терминологии тектонических структур, которое проводится Тектоническим комитетом, и начато с рассмотрения структурных форм платформенных областей, представляющих важнейшие нефтегазоносные районы.

2. Отметить большое значение доклада Ю. А. Косыгина и Ю. А. Воронина, касающегося вопросов применения математики в геологии, как одну из первых попыток формализации некоторых понятий геологии. Тектонический комитет рекомендует геологическим организациям развивать и совершенствовать работы подобного рода.

3. Считать, что в основу терминологии платформенных структур, рекомендуемой Комитетом для широкого применения, должно быть положено представление о платформенных областях, развитое советскими геологами, начиная с работ А. Д. Архангельского, как об областях земной коры с двухъярусным строением и наличием в них складчатого основания и осадочного чехла, спокойно залегающего на больших территориях. В соответствии с этим платформенные структуры характеризуются, прежде всего, глубиной залегания поверхности складчатого основания и выражены в строении осадочного чехла. Платформы могут быть разделены на два главных типа — древние и молодые, отличающиеся возрастом складчатого фундамента и историей развития их тектонических структур.

Классификация тектонических структур платформ должна быть основана на объективных и существенных признаках.

4. Ряд указанных в приложении к настоящему решению терминов тектонических структур платформ рекомендуется Тектоническим комитетом в качестве терминов, которые могут быть использованы без дополнительных объяснений и для широкого применения. Эти термины касаются главных структурных элементов платформы, которые могут быть в дальнейшем при региональных описаниях разделены на отдельные разновидности, подобно тому, как в зоологии или палеонтологии выделяют роды, включающие иногда много видов.

Помимо главных терминов, имеющих четкий, но ограниченный смысл, должны быть сохранены названия свободного пользования: поднятие, прогиб, депрессия, разлом и т. п.

5. Тектонический комитет считает целесообразным установление тектонотипов структур платформ. Эти тектонотипы должны быть выбраны с учетом истории установления определенных типов структур. Для работы по выделению и характеристике тектонотипов платформенных структурных форм Тектонический комитет выделяет комиссию в составе: А. А. Богданов, А. Л. Яншин, В. Д. Наливкин, С. С. Шульц, Г. Х. Дикенштейн.

Комиссии поручается составить перечень тектонотипов платформенных структур с их характеристикой для рассмотрения и утверждения на следующем пленарном заседании Тектонического комитета в середине 1965 г.

6. Тектонический комитет отмечает, что для работы над тектонической терминологией и характеристики главнейших платформенных структур большую помощь оказывают следующие коллективные сводки:

а) Материалы к тектоническому словарю А. В. Долицкого, В. П. Колчанова под редакцией А. А. Богданова, В. Е. Хаина, С. С. Шульца.

б) Материалы по тектонической терминологии Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, изданного под редакцией Ю. А. Косыгина.

в) Решение совещания по классификации платформенных структур, состоявшегося во ВНИГРИ в марте 1963 г., изданное под редакцией В. Д. Наливкина.

7. Комитет считает целесообразным при дальнейшей разработке терминологии платформенных структур учитывать вероятную стадийность в тектоническом развитии платформ и обратить особое внимание на возможность выделения структур, характерных для определенных стадий или этапов развития платформенных областей.

8. Считать целесообразным следующее пленарное заседание Тектонического комитета в 1965 г. посвятить вопросам терминологии структур геосинклинальных складчатых поясов.

Поручить подготовку предложений по тектонической терминологии геосинклинальных складчатых поясов Комиссии из следующих лиц: М. В. Муратова, Н. А. Штрейса, Е. В. Павловского, Л. И. Красного, Ю. М. Пушаровского.

В дальнейшем должна быть разработана терминология и определение понятий областей горообразования и океанических впадин с краткими характеристиками обозначаемых понятий.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ РЕКОМЕНДУЕМЫХ ТЕРМИНОВ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Платформы — обширные площади земной коры, обладающие сравнительно малой подвижностью, равнинным или платообразным рельефом, двухъярусным строением и наличием в них складчатого основания и осадочного чехла, спокойно залегающего на больших территориях.

Среди платформ выделяются платформы древние и молодые.

Внутри платформ выделяются структуры более мелкого порядка. Некоторые из этих структур по своему характеру являются общими как для древних, так и для молодых платформ (плиты, своды синеклизы и др.). В то же время ряд типов тектонических форм может быть признан характерными только для древних (антеклизы, валы) или только для молодых платформ (мегаантиклинали и некоторые другие формы складок).

Плиты — длительно прогибавшиеся обширные пространства платформ, сплошь перекрытые чехлом.

Щиты — длительно поднимавшиеся обширные части платформ, которые в продолжение всей или большей части истории платформы, подвергались размыву и потому не перекрыты или частично перекрыты платформенным чехлом.

Массивы — небольшие по размерам (порядка 500 км и менее в диаметре) выступы поверхности складчатого основания платформ, которые целиком, или в значительной своей части покрывались чехлом, размывым при последующих поднятиях этих участков (Богемский, Анабарский и другие массивы).

Синеклизы — плоские крупные (сотни тысяч км²) синклинальные платформенные структуры, имеющие в плане неправильную, вытянутую или изометричную форму и характеризующиеся чрезвычайно пологими наклонными слоями на крыльях. Для синеклиз характерны наибольшие для данной плиты мощности осадков и полнота стратиграфического разреза.

Антеклизы — пассивные участки относительного поднятия на плитах, разделяющие площади синеклиз, часто формировавшихся в различное время; имеют в плане неправильную иногда вытянутую или изометричную форму и занимают площадь в десятки или сотни тысяч км², характеризуются относительно сокращенным разрезом, наличием перерывов и малыми мощностями осадочного чехла.

Перикратонный прогиб — длительно развивающийся асимметричный прогиб, возникающий вдоль края древней платформы. Гомологичные прогибы встречаются и на краях молодых платформ, вдоль их границ с альпийской геосинклинальной областью.

Своды — крупные (до 500 км в диаметре) изометричные куполовидные платформенные структуры в некоторых случаях осложняющие антеклизы (Токмовский и Таттарский), а в некоторых составляющие самостоятельные положительные структуры плит.

Валы — пологие крупные асимметричные вытянутые структуры древних платформ, связанные с разломами фундамента и осложняющие другие более крупные структуры чехла, часто несогласно по отношению к их простираению или их контурам. Обычно состоят из цепочек частных куполовидных или брахиантиклинальных поднятий.

Мегаантиклиналь — крупная длительно развивающаяся антиклиналь чехла молодых платформ, часто осложненная рядом вторичных складок и совпадающая в плане с положительной структурой фундамента. Тектонотип: Каратаусская мегаантиклиналь Мангышлака.

Мегасинклиналь — крупная длительно развивающаяся синклиналь чехла молодых платформ, часто осложненная рядом вторичных складок и совпадающая в плане с отрицательной структурой фундамента. Тектонотип: Чакырланская мегасинклиналь на Мангышлаке, расположенная между Каратаусской и Беке-Башкудукской мегаантиклиналями.

ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА

Так был озаглавлен один из разделов программы Второго Всесоюзного вулканологического совещания, состоявшегося в г. Петропавловске-Камчатском с 3 по 18 сентября 1964 г. Это было широкое и весьма представительное совещание, в котором приняло участие 400 чел., в том числе 230 геологов, прибывших из самых различных городов и районов Советского Союза. Основную работу по созыву совещания провел Институт вулканологии СО АН СССР, возглавляемый чл.-кор. АН СССР Б. И. Пийпом.

Обстоятельную информацию об этом чрезвычайно интересном и прекрасно организованном совещании читатель найдет в ряде публикаций в других журналах (Известия АН СССР, сер. геол., Вестник Академии наук СССР, Известия Высших учебных заведений, отд. геол. и развед. и др.). Мы же здесь лишь перечислим главные направления работы совещания и вкратце остановимся на содержании сообщений, касавшихся связи вулканических и тектонических процессов.

Этими главными направлениями были следующие: 1) глубинное строение областей современного и четвертичного вулканизма, 2) современный вулканизм и его результаты, 3) вулканические и вулканоплутонические формации, 4) вулканизм и тектоника, 5) постмагматические процессы и геотермия, 6) металлоносность вулканогенных пород.

Вопросы связи вулканизма с тектоническими структурами нашли свое отражение не только в упомянутом 4-м разделе программы, но также и в некоторых докладах, прочитанных по другим разделам. Это представляется вполне естественным, так как отдельные отрасли, если можно так сказать «вулканической геологии», тесно между собой связаны.

Первая группа докладов была посвящена тектоническому положению и связям со структурами позднекайнозойских (в том числе и современных) вулканических зон в обрамлении впадины Тихого океана.

В. К. Ротман и Н. М. Сытина (ВСЕГЕИ) высказали свои соображения об особенностях распространения и истории развития зон молодого и современного вулканизма на Камчатке. Авторами выделены три соответствующих зоны: Западно-Камчатская, северной части Срединного хребта и Восточно-Камчатская. Первая из них характеризуется широким распространением небольших экструзивных тел щелочных пород, внедрившихся в плиоцен и, возможно, в начале четвертичного периода. Во второй зоне интенсивный вулканизм проявлялся в миоцене, плиоцене и начале четвертичного периода. Третья зона характеризуется активным современным вулканизмом; ее история связана с четвертичным периодом. Вулканизм северной части Срединного хребта связывается с орогенным этапом развития области кайнозойской складчатости, отсеченной крупным швом, простирающимся с юго-востока на северо-запад, от более южной платформенной (как думают авторы) области Камчатки. Восточно-Камчатская вулканическая зона понимается авторами, как наложенное образование, связанное во времени и пространстве с развитием Курило-Камчатского глубоководного желоба. Эволюция вулканических процессов на Камчатке выявляет общее смещение во времени глубинной тектонической зоны магнообразования к побережью Тихого океана.

В докладе А. Е. Святоловского (Ин-т вулканологии СО АН СССР) обращалось внимание на то, что условием возникновения интенсивного вулканизма является региональное прогибание, сопровождающееся расколами и изменением термического режима. Развитие вулканизма, по мнению докладчика, синхронно формирующимся тектоническим структурам. На Камчатке региональные вулканические изменения связаны с системой продольных грабенов, которые автор рассматривает в качестве структурных форм первого этапа развития орогена.

На страницах данного номера журнала публикуется интересная статья сотрудника Института вулканологии СО АН СССР Э. Н. Эрлиха (на совещании он выступал в прениях), в которой развивается ряд положений аналогичного характера.

В обзорном докладе о геологическом строении и полезных ископаемых Камчатской области Т. В. Тарасенко, Ю. В. Жегалова и Л. Ф. Марченко (Камчатское геологическое управление), прослушанном с большим вниманием, отмечалось, что вулканические пояса Камчатки пространственно и генетически связаны с разломами.

Тектонической позиции вулканических зон северо-запада Тихоокеанского пояса касался в своем докладе Г. М. Власов (Дальневосточный геологический ин-т СО АН СССР). Он различает три типа вулканических зон. Первый тип связан с «внешними складчатými дугами», представляющими собой в современном тектоническом плане геантиклинальные структуры (Восточная Камчатка, Малая Курильская дуга, внешняя зона юго-западной Японии). Второй тип приурочен к «внутренним дугам», являющимся по мнению Г. М. Власова, пологими сводообразными антиклиналями (Центрально-Камчатская вулканическая зона, Большая Курильская гряда, внутренняя зона северо-восточной Японии). Наконец, к третьему типу зон принадлежит окраинные вулканические пояса, связанные с разломами (Восточно-Камчатский, продолжающийся в Большой Курильской гряде, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский).

Сообщение Ю. М. Пущаровского (ГИН АН СССР) было посвящено тектоническому положению вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Автор подчеркнул, что в современном геосинклинальном поясе, простирающемся от Аляски до Новой Зеландии, крупнейшие вулканические зоны приурочены к островным и подводным хребтам и грядам, представляющим собой геоантиклинальные структурные формы. Эти зоны нередко сопровождаются более или менее мощными зонами «сателлитового вулканизма», лежащими на продолжении островных, а также подводных хребтов и гряд и наложенными по отношению к структурному плану более древних комплексов. Подобное явление имеет место в Южной Аляске, на восточной Камчатке, на о-ве Хоккайдо, в северной половине о-ва Хонсю, на о-ве Кюсю, на севере Тайваня, на севере Новой Зеландии. Следовательно, сателлитовый вулканизм может внедряться в тыловые (приматериковые) части кайнозойского тектонического пояса.

В следующей группе докладов в той или иной степени затрагивалась проблема тектоники вулканогенных поясов, развитых на краю Азиатского материка. Е. К. Устиев (ИГЕМ АН СССР) касался ее в своем теоретическом докладе о вулканоплутонических формациях. Указывая, что эти краевые пояса являются исключительно яркими примерами структур, образованных вулканоплутоническими формациями гранитоидного происхождения, он считает, что такие пояса представляют собой постороненные образования, связанные с тектонической активизацией.

М. А. Фаворская (ИГЕМ АН СССР), разбирая пример Сихотэ-Алиньского пояса, высказала предположение, что подобные вулканические пояса возникают в зонах глубинных разломов, разделяющих складчатые области и древние консолидированные массивы, претерпевающие деструкцию земной коры. Такие массивы, по ее мнению, находились ранее в пределах Японского и Охотского морей. Называя этот процесс «тектонической активизацией», М. А. Фаворская пыталась объяснить им также возникновение вулканического пояса в среднем миоцене на территории Центральной Камчатки.

С. М. Тильман (СВКНИИ СО АН СССР) описал строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, сообщив много новых сведений о возрасте образующих его пород, их составе и тектонике. Докладчик продемонстрировал недавно составленную интересную тектоническую карту Северо-Востока СССР в м. 1 : 2500000 со значительно более детальным, чем это делалось раньше, структурным расчленением вулканического пояса.

Наконец, Е. Е. Милановский (МГУ) в докладе о роли туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры говорил о Восточно-Азиатском вулканическом поясе как о краевом, наложенном на орогенную область по границе с продолжающей свое развитие геосинклинальной областью. Он отметил, что в этом типе тектонических структур туфолавы и игнимбриты количественно резко подчинены продуктам нормального орогенного вулканизма кислого и среднего составов (всего им выделено пять различных типов тектонических структур, с которыми в основном связаны туфолаво-игнимбритовые образования).

Нам остается упомянуть о последней группе докладов, в которой содержались интересные сведения, имеющие отношение к вопросу о связи вулканических и тектонических процессов. Эти доклады были посвящены глубинному строению вулканических зон.

Г. С. Штейнберг (Ин-т вулканологии СО АН СССР) от имени ряда геологов сделал доклад о глубинном строении Авачинской группы вулканов. На основании геофизических работ авторы пришли к выводу о том, что эта вулканическая группа находится в грабене, днище которого разбито разломами с амплитудой перемещения блоков до 1,5 км. Поверхность так называемого базальтового слоя и граница *M* здесь перегибаются, переходя от района поднятия к району опускания (участок г. Петропавловска-Камчатского).

И. К. Туезов (САХКНИИ СО АН СССР) также от имени группы геологов сделал сообщение о глубинном строении Курильской вулканической зоны. Авторы справедливо исходят из того, что эта зона представляет собой современную геосинклинали, состоящую из глубоководного желоба, островных поднятий и Южно-Охотской впадины. Современный вулканизм локализован во внутренней части геосинклинали. Зона островов, как считают авторы, характеризуется распространением в ней продольных и поперечных горстов и грабенов. Помимо вертикальных смещений блоков, отмечаются также горизонтальные. Авторы полагают, что в настоящее время нет возможности однозначного решения вопроса о направленности процессов развития земной коры в данном районе. Вероятнее всего (по их мнению) происходит рост континентальной коры, но на отдельных участках допускается процесс базификации.

С. А. Федотов (Ин-т физики Земли АН СССР) осветил результаты сейсмологических исследований в пределах Курило-Камчатской островной дуги. Докладчик считает, что существует фокальная зона землетрясений, уходящая под Курильские острова и Камчатку, представляющая собой планетарный разлом и проникающая до глубины 200 км. Кровля магнообразующего слоя под островной дугой расположена на глубине примерно 80 км. Автор приходит к выводу, что упомянутый выше разлом не является каналом для магмы.

Г. С. Горшков (Ин-т вулканологии СО АН СССР) посвятил свой доклад теме «Вулканизм и верхняя мантия». Он считает, что очаги генерации магмы и питания вулканов лежат в верхней мантии и что роль ассимиляции на пути магмы к поверхности в общем незначительная. Тем самым, по его мнению, петрохимия вулканических пород отображает процессы, идущие в верхней мантии. Устанавливается различие в составе верхней мантии под океанами, островными дугами и континентами.

Помимо упомянутых докладов, были и другие, в которых в той или иной мере затрагивалась интересующая нас тема. Кроме того, ряд вопросов был поднят в прениях. Мы надеемся, что соответствующие материалы найдут отражение в трудах совещания, которое, как было заявлено Оргкомитетом, предполагается печатать.

Из приведенной информации, хотя и краткой, все же, как нам представляется, можно видеть, что по проблеме «вулканизм и тектоника» Тихоокеанского пояса выполнен ряд интересных работ. Это относится как к отдельным исследованиям связей тектонических и вулканических процессов в тех или иных регионах, так и к работам общего характера. В то же время нужно сказать, что много актуальнейших вопросов, необходимых для дальнейшего развития и вулканологии, и тектоники, еще ждет своей разработки. При этом продвижение ряда коренных проблем может быть обеспечено лишь совместными исследованиями вулканологов, петрографов, геофизиков и тектонистов. Эту мысль справедливо подчеркнул А. В. Пейве в своем выступлении при закрытии совещания. Путь к этому лежит прежде всего через координацию соответствующих работ. В этой связи нельзя не отметить большого значения единого координированного плана основных геолого-геофизических исследований на востоке СССР, составленного в октябре с. г. Тихоокеанским комитетом и Научным советом по комплексному изучению земной коры и верхней мантии. Хотелось бы надеяться, что оба эти органа приложат усилия и к реализации этого плана.

Ко времени работы совещания Оргкомитетом была издана объемистая книга тезисов, в которой нашли отражение некоторые вопросы, не рассматривавшиеся на заседании по условиям регламента. Эта книга представляет самостоятельный научный интерес.

После совещания состоялись многодневные геологические экскурсии по стране огнедышащих гор, которые произвели на участников огромное впечатление. Очень удачно был составлен путеводитель экскурсий.

Не приходится говорить о том чрезвычайно большом труде, который вложили в организацию экскурсий и совещания в целом дирекция и сотрудники Института вулканологии СО АН СССР.

Нужно также отметить, что успехом своей работы совещание во многом обязано руководству партийных и советских органов Камчатской области и работникам на местах, неизменно оказывавших помощь в организационных вопросах и всегда проявлявших большое гостеприимство.

Ю. М. Пуцаровский

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» будет освещать общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и p, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.