

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1987

СОДЕРЖАНИЕ

Красный Л. И. О клиновидных структурах и граничных углах	3
Шаров В. И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры	19
Яковлев Ф. Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)	31
Миллер Ю. В. Структура архейских трогов Карельской гранит-зеленокаменной области	49
Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы (на примере Кавказского и Карпатского регионов)	59
Бямба Ж. Основные этапы развития тектонических структур Монголии в позднем рифее — раннем палеозое	75
Филатова Н. И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса	85
Алексеев Э. С. Геодинамика зоны перехода океан — континент на примере позднемезозойской — кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья	102
Егоркина Г. В. Трещиноватость верхней части земной коры по данным сейсмических исследований	115

Дискуссии

Хаин В. Е. О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф. Л. Яковлева «Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)»)	122
Яковлев Ф. Л. К вопросу о факторах складкообразования	124

Хроника

Чекунов А. В., Глушко В. В., Галецкий Л. С. Совещание по рифтовым структурам Украины	126
---	-----

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

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1987

CONTENTS

Krasny L. I. On wedge-shaped structures and border angles	3
Sharov V. I. On the new three-layered seismic model of the continental crust . . .	19
Yakovlev F. L. Investigation of linear folding kinematics (exemplified by South-East Caucasus)	31
Miller Yu. V. The structure of Archean troughs of the Karelian granite-greenstone area	49
Reysner G. I., Reysner M. G. Recent endogenic regimes (exemplified by the Caucasian and Carpathian regions)	59
Byamba J. Major stages of Mongolia tectonic structures development in the late Riphean — early Paleozoic	75
Filatova N. I. Tectonic position of Maastrichtian-Eocene basaltoid magmatism in the North-West part of the Pacific belt	85
Alekseev E. S. Geodynamics of the ocean — continent transitional zone exemplified by the late Mesozoic — Cenozoic history of the Koryak upland south sector . . .	102
Egorkina G. V. Jointing of the Earth's crust upper part according to the data of seismic investigations	115

Discussions

Khain V. E. On major factors of folding (in connection with the article by F. L. Yakovlev «Investigation of the linear folding kinematics exemplified by South-East Caucasus»)	122
Yakovlev F. L. On the factors of folding	124

Chronicle

Chekunov A. V., Glushko V. V., Galetsky L. S. The conference on rift structures of Ukraine	126
---	-----

УДК 551.242

КРАСНЫЙ Л. И.

О КЛИНОВИДНЫХ СТРУКТУРАХ И ГРАНИЧНЫХ УГЛАХ

«Наконец, клинообразные очертания океанической литосферы имеют еще и то значение, что эти последняя, увлекаемая движением своих подкорковых масс в сторону материка, должна воздействовать на материковую литосферу как клин, раскалывающий эту последнюю. Это способствует разлому материковой литосферы на отдельные массивы, границы которых могут быть обусловлены более древней тектоникой, особенностями геологического строения и т. п.» [3, с. 33].

Рассматриваются клиновидные структуры, составляющие как самостоятельные геоблоки в углах древних и молодых платформ, так и межгеоблокные системы. Приводятся развернутые данные по геологическому строению, тектонике и минерагении (нефтегазозности, рудным месторождениям). Подчеркивается их значение как структур взаимодействия с океанской корой. Указывается, что клинораздвиговые структуры претерпевали длительную эволюцию, чем обусловлено их сложное строение. Одновременно привлекается внимание к граничным углам платформ. Указываются возможные причины происхождения клинораздвиговых структур.

В концепции геоблокового строения литосферы [5] ведущая роль принадлежит граничным, межгеоблокным структурам, которые были определены как зоны (пояса) длительного дисбаланса между смежными блоками. Взаимодействие последних нередко приводит к массовому перемещению осадочного материала, созданию гигантских седиментационных ловушек, приближению к поверхности массы перегретого мантийного материала.

Среди них клиновидной в плане формой выделяются расходящиеся под острым углом ясно очерченные граничные структуры, в состав которых входят осадочные, реже осадочно-вулканогенные, и магматические образования. Первые из них имеют значительную (тысячи метров) мощность, а также определяющее значение для крупнейших скоплений углеводородов. На клиновидную форму специфических структур еще в 1958 г. обратил внимание С. Кэри [19]. Он назвал сфенокэзмами¹ треугольные расщелины в океанской коре, разделяющие два континентальных блока, которые образуются при вращении их относительно один другого. Примером сфенокэзма служит Бискайский залив. Ранее, в 1946 г., Н. С. Шатский [18] подчеркнул значение «внутренних углов, входящих в платформу». Он различал в Восточно-Европейской платформе Североуральский и Астраханский углы, образующиеся на пересечении периферических разломов, и Марафонский, Атокский и другие углы на востоке Северо-Американской платформ.

Образование клиновидных структур нами рассматривается как один из очень значительных по своим тектоническим и минерагеническим следствиям процессов разъединения геоблоков. Многие исследователи, занимающиеся геологией нефти и газа и геологией рудных месторождений, акцентируют значение процессов раздвижения соседних блоков. В этих зонах в течение длительного времени имело место устойчивое прогревание формирующегося осадочного бассейна. М. Ф. Осмастон назвал эти седиментогенные структуры «раздвинутыми бассейнами а м и» [11]. Как будет показано ниже, в них наблюдается несколько этапов раздвижения, что создает многоэтажность залежей нефти и газа.

¹ В советской литературе употребляются также «сфеношезмы» и «сфеночезмы».

При этом нельзя забывать об исследованиях Н. В. Лопатина, который показал, как влияет температура, с учетом времени ее воздействия, на процессы нефтеобразования.

Несомненно значение раздвигов для эндогенного рудообразования. По В. И. Бергеру, Э. И. Кутыреву и др., в зоне раздвигов выводится на поверхность вещество глубинных слоев коры и мантии, что ведет к изменению термодинамических условий, создает благоприятную обстановку для формирования полиметаллических, сурьмяно-ртутных и других месторождений. Раздвиговые зоны, содержащие крупные колчеданные месторождения, приурочены к юго-восточному углу Западно-Канадского геоблока на его сочленении с Центрально-Канадским геоблоком. В этих раздвиговых (согласно Г. В. Ручкину) зонах, унаследованных трогами Кер д'Аллен, Флатхед и Северный, находятся месторождение-гигант Салливан, а также Кутней Кинг, Святой Евгений и др.

Клинораздвиговые структуры могут охватывать как значительные по площади геоблоки (Тимано-Печорский, Аляскинский, Фиджийский, Галапагосский), так и сравнительно узкие клинья. Многие из последних раскрываются в сторону океана (Нигер-Бенуэ, Красноморско-Суэцкий, Бомбей-Камбейский и др.). В настоящей статье рассматриваются около полутора десятков примеров этих структур, хотя их, несомненно, гораздо больше.

Североуральский угол (по Н. С. Шатскому) составляет самостоятельный Тимано-Печорский геоблок, относимый автором к клинораздвиговой системе. Последняя резко выражена в физических полях и отличается особым геологическим строением. На западе ее на протяжении 1100 км от Полюдова Камня до п-ова Канин тянется байкальская структура Тиманской гряды. Она продолжается и дальше еще на 600 км до полуостровов Средний и Рыбачий. На востоке границей геоблока служит сложно построенный перикратонный (и краевой) Приуральский прогиб.

В аномальном магнитном поле различаются: Западный район с однородным отрицательным или близким к нулю полем, Центральный — с протяженной положительной линейной аномалией, рассекающей весь геоблок, и Северо-Восточный — с изрезанным знакопеременным полем. В западном Тимано-Ижемском районе архейско-раннепротерозойское основание находится на глубине до 8 км. Резко увеличенная (до 12—15 км) мощность рифейских толщ и пологие структуры фундамента обосновывают наличие здесь рифейской внутригеоблоковой впадины. К Центральному району приурочена шовная структура, трассируемая, по-видимому, интрузиями основного состава и пермско-триасовыми приразломными поднятиями. В Северо-Восточном районе различаются рифейско-палеозойские авлакогены, разделенные поднятиями, претерпевшими инверсию. В Большеземельском районе, по геофизическим данным, вырисовывается древний кристаллический массив, который можно рассматривать как дораздвиговой останец. Эта картина сложной расчлененности глубинных структур региона, выявленная новой интерпретацией геофизических данных [1], показывает значительную и длительную подвижность геоблока. Клавишная, близкая к секторальной, раздробленности рифтогенного типа (рис. 1, I), исходящая из вершины угла, находящегося к юго-западу от г. Ивделя, подчеркивает специфическое строение Тимано-Печорской клинораздвиговой системы.

Итак, зональность магнитного поля с линейными магнитными максимумами северо-западного простирания, разломные ограничения структурных зон того же направления, значительная (1,5—2,0 до 3,0—8,0 км) амплитуда между положительными и депрессионными структурными элементами, а также геологические данные, свидетельствующие о раздробленности древнего кристаллического фундамента вместе с наличием рифейско-палеозойских авлакогенов — все это подтверждает особую тектоническую обстановку региона. Специфические черты выделенного Н. С. Шатским Североуральского внутреннего входящего угла недавно

отметил Е. Е. Милановский, предложивший для него название «мета-платформа».

В сводке по тектонике Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [10] приводятся краткие данные о ее фундаменте, залегающем под среднеюрско-раннемеловым чехлом, и ее нефтегазоносности. Так, в центральной части системы располагается Печоро-Колвинская тектоническая зона, в которой известны: Печоро-Кожвинский мегавал (400×35 км), ограниченный разломами, Денисовский прогиб (400 км), представленный чередованием валов и разделяющих их локальных погружений, где фундамент погружается на 6–7 км, и Колвинский мегавал (350×25 км). В последнем наблюдается резкая дифференциация структурных поверхностей. По кровле доманиковых отложений соседствуют глубоко погруженные (до 4,8 км) и относительно приподнятые (до 2 км) блоки. Согласно тектонической карте, составленной под редакцией В. И. Богацкого и В. А. Дедеева [15] (см. рис. 1, II), видно, как в общую клинораздвиговую Тимано-Печорскую систему вписываются направленные к вершине угла клиновидные прогибы и впадины второго порядка (Ижемская, Хорейверская и Косью-Роговская).

Подчеркнем наличие в системе восьми (!) нефтегазоносных комплексов: 1 — ордовикско-раннедевонского, 2 — среднедевонско-позднефаменского (25% начальных потенциальных ресурсов углеводородов), 3 — позднефранко-фаменского, 4 — раннекаменноугольного, 5 — раннепозднепермского (38% начальных потенциальных ресурсов углеводородов), 6 — раннепермского, 7 — позднепермского, 8 — мезозойского.

Значительно слабее изучена геолого-геофизическими методами и бурением перспективная в нефтегазоносном отношении Вилюйская клинораздвиговая система ($0,35 \cdot 10^6$ км²) с глубиной залегания фундамента от 3–4 (на западе) до 8–10 км (на востоке). Она вклинивается между Анабарским и Алдано-Становым геоблоками, образуя характерную структуру внутреннего, входящего в Сибирскую платформу, угла. Геофизические данные свидетельствуют о резко расчлененном фундаменте. В наиболее значительных впадинах он располагается на глубинах 6–14 км. Ранний этап формирования системы относят (Н. С. Малич) к палеоавлакогену, прослеженному с рифея (0,9–0,62 млрд. лет). Он рельефно выделяется по кровле венда (юдомия). Вендское карбонатонакопление после перерыва сменилось в среднем палеозое красноцветными галечными и молассоидными образованиями. Известны здесь девонские соляные диапиры, а также широко проявлены толеит-долеритовый, трахибазальтовый и кимберлитовый магматизм, связанный, возможно, с рифтогенным процессом. В это время предполагается утонение коры и существенная переработка кристаллического фундамента. Согласно Г. С. Фрадкину и др. [17], границы Вилюйской клинораздвиговой системы определяются Хоргочумской и Бес-Кюельской флексурами (рис. 2), контролирующими распределение мощностей толщ среднего — верхнего палеозоя и мезозоя. Вдоль этих ограничений прослеживаются плотностные уступы, прослеживающиеся до глубин 50–100 км. Менее протяженные уступы трассируются вдоль границ впадин и поднятий, а также по обрмалению Хапчагайского мегавала до глубин 30–50 км. В Вилюйской клинораздвиговой системе геотермический градиент интенсивно нарастает от бортов к наиболее погруженным частям от 2,5 до 3,5°С/100 м и более, а интенсивность тепла — от 50 до 70 мВт/м². Все сказанное позволяет наметить длительное сложное развитие этой системы на востоке Сибирской платформы и выявить известные черты сходства с Тимано-Печорской клинораздвиговой системой. Разведанные запасы углеводородов и основной объем прогнозных ресурсов в регионе пока связываются с верхнепалеозойско-юрскими отложениями. Важной задачей следует считать изучение нижнесреднепалеозойских и рифейских толщ, что создаст более достоверное обоснование нефтегазоносности всего разреза системы.

Уже давно американские геологи (Б. Патон и др.) отметили значительный раздвиг в центральной части п-ова Аляска, обрамленный офио-

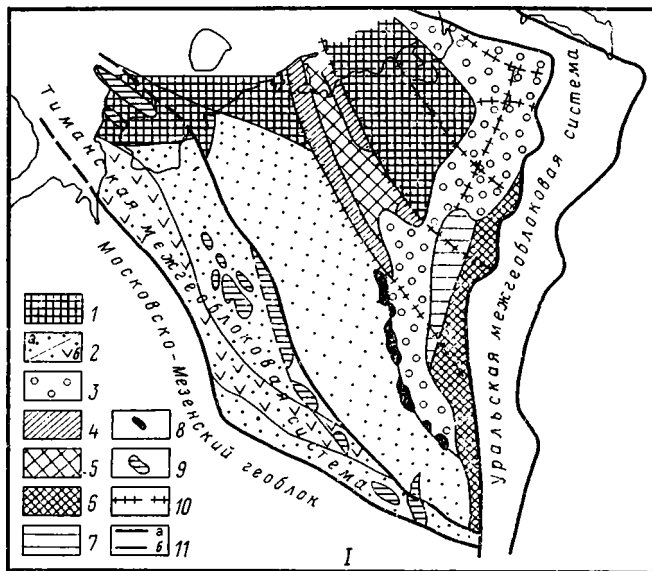


Рис. 1. Схема тектонического районирования Тимано-Печорского клинораздвигового геоблока: I — по Н. Г. Берлянд и И. В. Запорожцевой [1] с изменениями, II — по В. А. Дедееву и др. [5] с изменениями:

Для I: 1 — кристаллический фундамент (AR—PR₁); 2 — перикратонные структуры (PR₂): а — Тимано-Ижемский прогиб, б — Притиманский вулканогенный пояс; 3 — Приуральский прогиб (PZ); 4, 5 — Печоро-Колвинская палеоструктура (PR₂—PZ₁₋₂); 4 — палеоавлакогены, 5 — палеоподнятия; 6 — Урало-Пай-Хойское поднятие (V—E); 7 — обрамляющие его грабены (V—E); 8 — погруженные интрузии основного (?) состава (PZ); 9 — выходы на поверхность рифея; 10 — разломы; 11 — границы: а — главных структур, б — второстепенных. Для II: 1 — границные межгеоблокные системы: А — Тиманская, Б — Уральская; 2 — мегавалы и валы; 3 — поднятия; 4 — моноклинали; 5 — седловины; 6 — впадины и депрессии; 7 — границы структур: а — главных, б — второстепенных; 8 — условное обозначение клиновидности впадин

литами. Крупный треугольник ($0,6 \cdot 10^6$ км²), соответствующий Аляскинскому геоблоку, ограничен на севере поднятием Брукса, а на юго-западе — крупными разломами с лентовидными интрузиями диоритов. На западе в пределах п-ова Сьюард находится дораздвиговой фрагмент древнего массива. В южной части полуострова выходят докембрийские гнейсы, сланцы и мраморы с силлами метагаббро. Они перекрыты рифейскими известняками. Осадочные и метаморфические толщи прорваны мелкими интрузиями меловых диоритов и гранодиоритов. Здесь расположен золотоносный район Ном. На севере полуострова известны оловянные и полиметаллические руды.

Треугольник геоблока рассечен разломами, делящими его на вытянутые в юго-западном направлении «ломти», сочетающие поднятые палеозойские эвгеосинклинальные антиклинорные фрагменты, сложенные андезитами и их туфами, превращенными в зеленокаменные породы с граувакками, кремнями и известняками, и прогибы, выполненные верхнемеловыми и кайнозойскими осадочными и вулканогенными толщами.

По мнению ряда американских геологов, большая часть Аляскинской клинораздвиговой системы пережила три этапа развития: I — ранний палеозой — ранний карбон (миссисипий); II — пермь — триас — в эти этапы накопились мощные эвгеосинклинальные толщи с подводными вулканитами; III — в раннем мелу значительные площади (особенно в нижнем течении р. Кускоквим) были перекрыты толщей, состоящей из граувакк, аргиллитов и конгломератов с прослоями известняков.

В зоне Юкон-Куякук широко развиты и осадочно-вулканогенные образования, включающие: 1) андезитовые туфы и вулканомиктовые песчаники — 1,5 км (K₁); 2) песчаники, алевролиты, паралические угленосные отложения — 3,0—6,0 км (альб — сеноман); 3) лавы и туфы, связанные с субэаральными извержениями латитового и риолитового со-

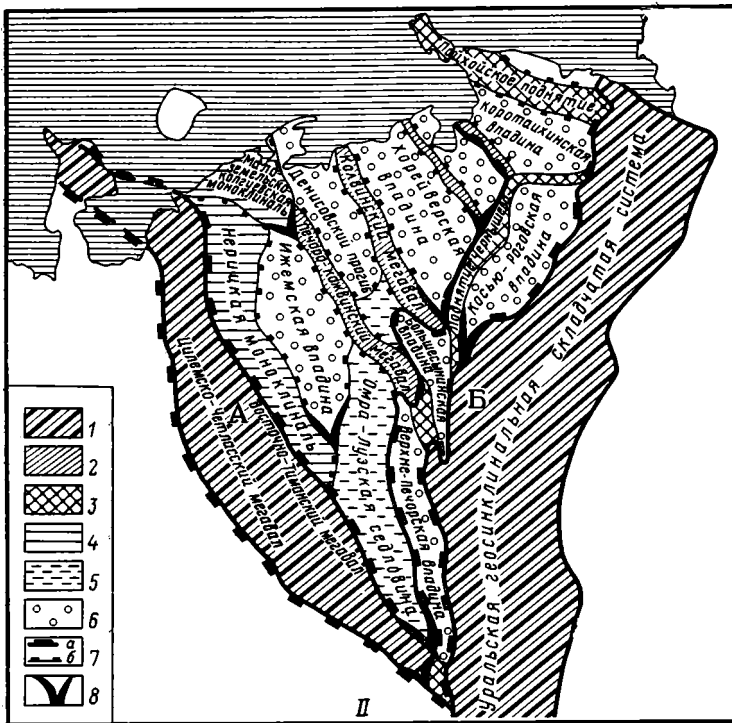


Рис. 1 (II)

става — до 1,0 км (K_2 — P). Андезитовый вулканизм неокома и интрузии монцитонитового состава известны и в более южной зоне Кускоквим. Большое значение в Аляскинской клинораздвиговой системе занимают мезозойские гипербазиты и базиты и гранитоиды с монцитонитовым петрохимическим профилем.

В типичной для клинораздвига Кускоквимской зоне [13], приуроченной к разлому северо-восточного направления, совпадающему с наложенным прогибом (K_1), располагаются поздне меловые — палеогеновые гранитоиды, а также базиты и ультрабазиты с платиноидами. В сложной сети разрывов широтного, меридионального и северо-восточного направления известны месторождения ртути, сурьмы и ассоциированные с ними золоторудные.

В западной части п-ова Аляска, расширяющейся в сторону Берингова моря прогибами, выявлены значительные по мощности осадочные (неогеновые и более древние) толщи, перспективные на нефть и газ. Это бассейны Нортон и Бристольский.

Из геоблоков транзиталей привлекает внимание геоблок Фиджи, треугольная форма которого дает основание причислить его к клинораздвиговой системе с вершиной угла на юге. Его бортовыми граничными зонами служат на северо-западе — цепь вулканических островов Новые Гебриды, на востоке — протяженная островная гряда Кермадек — Тонга. Это высоко прогретая система со значениями теплового потока, превышающими нормальные в 4—5 раз (!), которая свидетельствует об особом термальном состоянии геоблока. Повышенный тепловой поток (рис. 3, А) и пониженная плотность мантии (по гравиметрическим данным) указывают на сравнительно тонкую и более прогретую литосферу, чем в окружающих геоблоках. Его клинораздвиговая природа с внутри-геоблоковой спрединговой тектонической активностью была показана Ф. Дэвеем [20] (рис. 4, Б).

В состав раннемеловых — кайнозойских вулканических образований геоблока Фиджи входят: 1) базальты, андезиты и их туфы с прослоями известняков (K_1), прорванные диоритами и гранодиоритами; 2) базальты, андезиты, плагиолипариты толеитовой ассоциации повышенной щелочности (N_1^2 — N_2^1); базальты шошонитовой ассоциации (N_2^2 — Q).

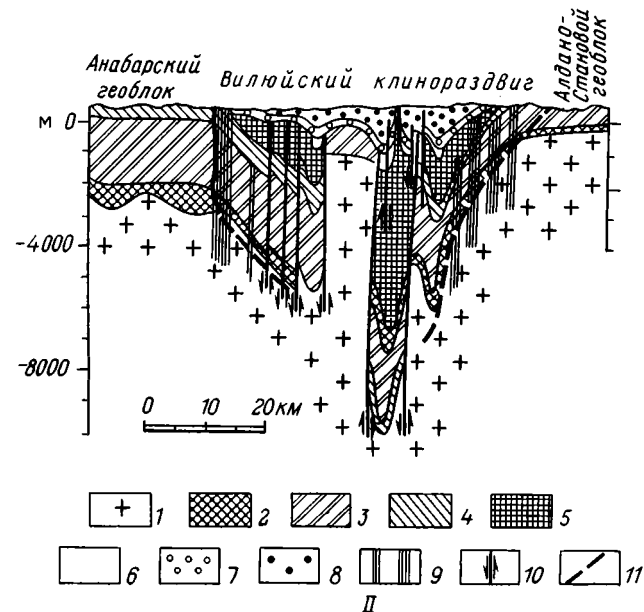
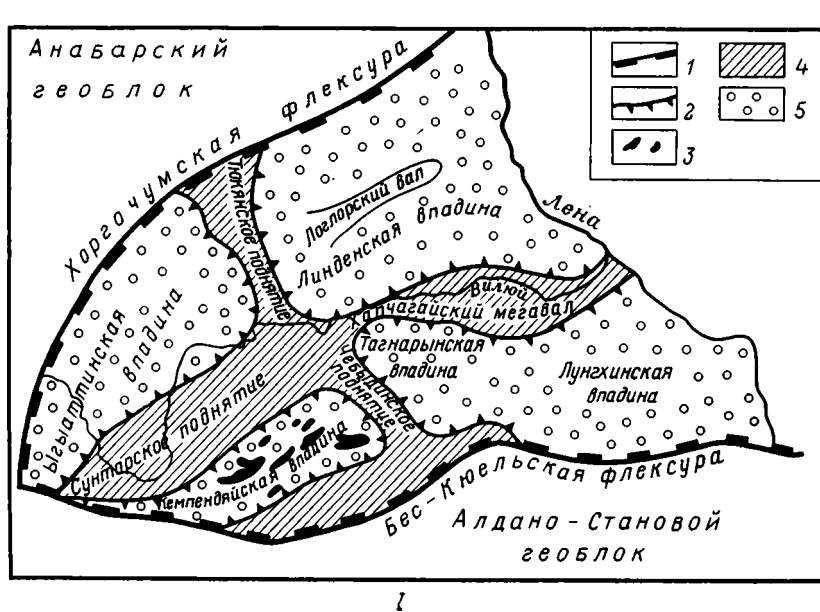


Рис. 2. Главные структурные элементы (I) и разрез (II) Вилуйского клинораздвига (по Г. С. Фрадкину, М. В. Болдыреву, В. В. Гайдуку и др. [17] с изменениями)

Для I: 1 — границы клинораздвига; 2 — границы структурных элементов; 3 — основные соляные структуры; 4 — мегавалы, валы и поднятия; 5 — впадины. Для II: 1 — кристаллический фундамент; 2—9 — структурно-формационные комплексы: 2 — байкальский, 3 — венд-среднекембрийский, 4 — позднекембрийско-силурийский, 5 — среднепозднедевонский, 6 — раннекаменноугольный, 7 — среднекаменноугольно-пермский, 8 — раннесреднетриасовый; 9 — пояса базальтовых даек; 10 — разломы; 11 — границы клинораздвига

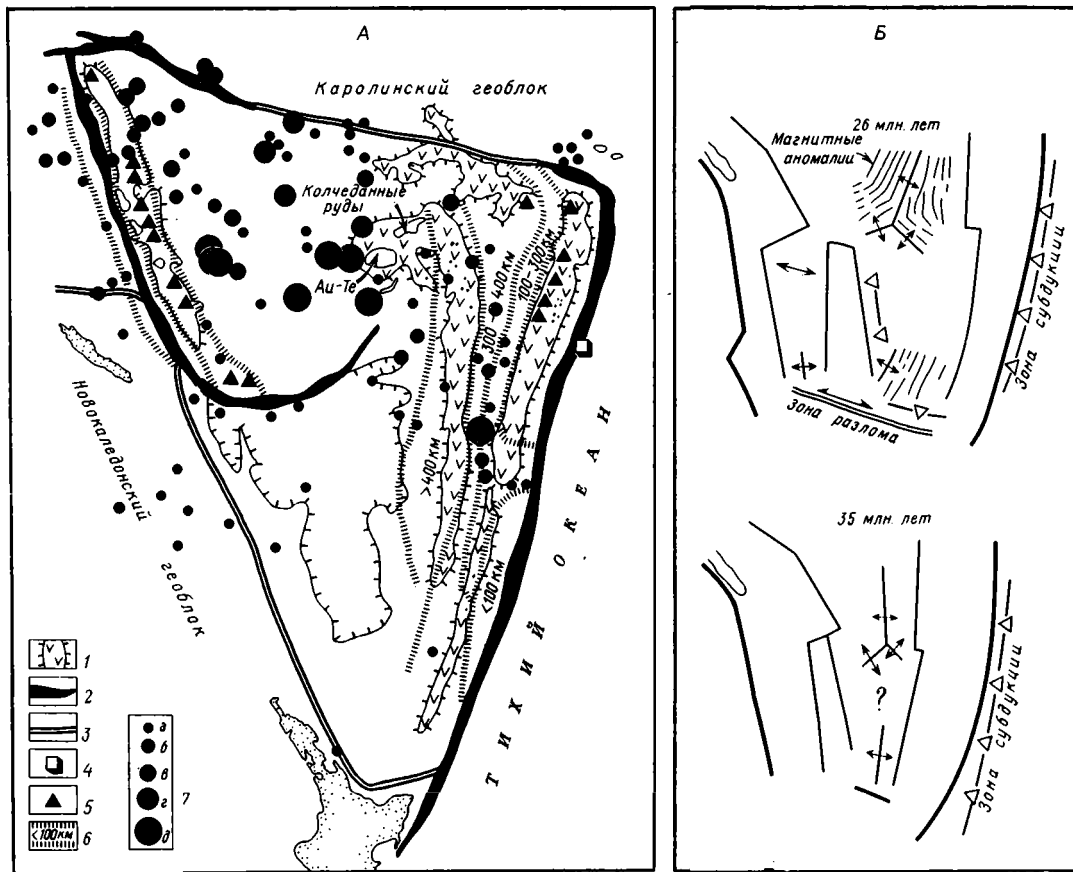


Рис. 3. Схема строения Фиджийского клинораздвигового геоблока по Л. И. Красному, А. М. Фирсову [5] (А) и схемы развития геоблока по Ф. Дэвею (Б)

Для А: 1 — вулканические поднятия островных дуг; 2 — глубоководные желоба; 3 — границы геоблоков; 4 — породы, поднятые при драгировке (дуниты, гарцбургиты, габбро и базальты); 5 — действующие вулканы; 6 — зоны распределения сильных (магнитуда 7,5—8,0) землетрясений по глубинам гипоцентров (в км); 7 — значения теплового потока, мВт/м²: а — 0—41,5, б — 41,9—83,4, в — 83,8—125,3, г — 125,7—146,2; д — 146,6 и больше

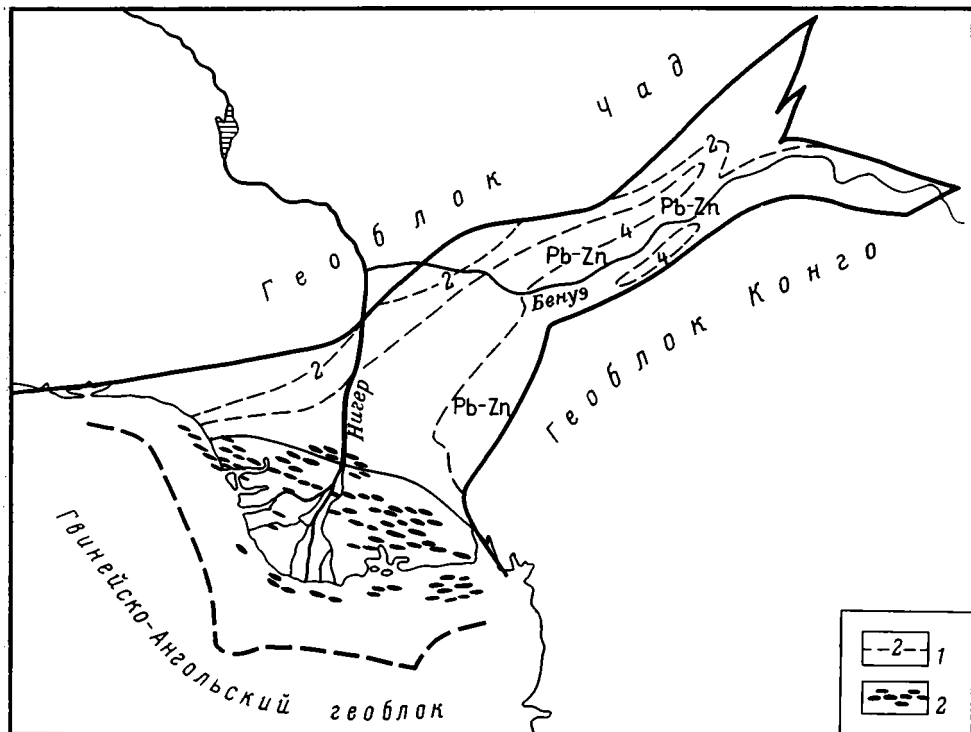


Рис. 4. Клинораздвиговая система Нигер — Бенуэ
 1 — схематичные изолинии мощности осадков; 2 — месторождения нефти

Своеобразна и металлогения этого геоблока. С раннемеловыми интрузиями связано свинцово-цинковое и золототеллуговое оруденение, другое (неогеновое) — с интрузивной фацией рогообманковых андезитов. В Фиджийской золотоносной зоне [13] разрабатываются золотокварцевые жилы, связанные с кайнозойскими субвулканами. На севере о-ва Вануа Леву выявлены колчеданные руды типа Куроко в дацитах и андезитах миоцена — раннего плиоцена. На о-ве Вити Леву в миоценовых вулканитах известно золототеллуговое месторождение Тавуа. Тонкая кора и высокий долговременный тепловой поток заставляют признать, что металлогения Фиджийского клинораздвигового геоблока связана с мантийными источниками.

Примером океанской клинораздвиговой системы служит Галапагосский геоблок, граничащий с Гватемальским (на севере) и Перуанским (на юге) геоблоками. Это вытянутый в широтном направлении идеальной формы треугольник с эшелонированным распределением линейных элементов рельефа — узких впадин и гряд. В нем прослеживается спрединговая ось и, согласно Г. Джонсону, две аномальные магнитные провинции. В первой, составляющей ядро структуры, наблюдается «высокоаномальная галапагосская кора»; во второй, периферической, — «нормальная галапагосская кора» умеренной амплитуды. Если судить по надводным выходам Галапагосских островов, вулканизм играл существенную роль в образовании геоблока. Известно, что западная часть архипелага сложена толентовыми базальтами, восточная — щелочными базальтами с высокой глиноземистостью. При драгировании в Галапагосской рифтовой долине подняты обломки вариолитовых пиллоубазальтов с низким содержанием Ti, P и K и с повышенным — SiO₂. Параллельно оси геоблока обнаружены ряды холмов высотой 15–20 м и отдельные холмы с четко выраженной системой рудоносных активных гидротерм с повышенными концентрациями марганца, железа, меди, цинка и других металлов. Существует представление, что этот клинораздвиговый геоблок расположен в области тройного сочленения плит

с существенно различной скоростью движения. Обращает на себя внимание то, что в восточную часть геоблока вписывается более древняя структура внутреннего треугольника, стороны которого составлены поднятиями Кокосовым и Карнеги. Последний оканчивается на западе архипелагом Галапагосских островов.

Постепенно суживающиеся клинораздвиговые зоны (клинораздвиги), сходные с рифтогенными или авлакогенными структурами, но в силу ряда отличий (см. ниже) представляющие самостоятельный класс структур, вытягиваются по оси клина на сотни километров. Учитывая приоритет выделения их С. В. Кэри, начнем с Бискайского сфенокэзма.

Клинораздвиг Бискайско-Аквитанский (около $0,2 \cdot 10^6$ км²) врезан в область сочленения Иберийского и Западно-Европейского геоблоков. Он ограничен четко выраженными континентальными уступами. В его восточной части известна асимметричная впадина, включающая Аквитанский нефтегазоносный бассейн, отделенный от Пиренеев «Большим Северо-Пиренейским разломом». На севере прослеживается Северо-Аквитанская флексура. Карбонатные и соленосные толщи триаса и юры (2,5 км) перекрывают меловыми (2–5 км) терригенно-карбонатными отложениями с датскими рифами. На меловых отложениях залегают олигоцен-неогеновые терригенно-карбонатные и терригенные толщи (свыше 0,6 км). В Аквитанском бассейне выявлено 12 месторождений нефти и газа, из которых наиболее крупное — газовое месторождение Лак. В этом бассейне раздельно размещаются зоны преимущественного накопления нефти (впадина Аракшон в центральной части) и газа (впадина Адур на юге).

Сложно построенная весьма протяженная Камеруно-Суданская межгеоблоковая система (поздний архей? — протерозой), разделяющая геоблоки Чад (на западе), Конго и Нильский (на востоке), сопряженная на юго-западе с прогибом (грабеном, рифтом, авлакогеном) Бенуэ, описанным Е. Е. Милановским [7], заканчивается в устье р. Нигер крупным нефтегазоносным бассейном. Как видно из рис. 4, прогиб Бенуэ вместе с дельтой р. Нигер представляет клинораздвиговую зону, вероятно, унаследованную от древнего структурного шва. Эта зона вытянута на 1000 км, при ширине на юго-западе в 350 км и на северо-востоке 100 км. Мощность меловых отложений в ней достигает 5–6 км, а меловых — кайнозойских в дельте р. Нигер и на ее подводном продолжении — 12–15 км. Продуктивны эоцен-четвертичные отложения. Основная нефтегазоносная толща (3 км) насчитывает до 50 продуктивных горизонтов и включает хорошие песчаные коллекторы и прослой глинистых покровов. Все месторождения многопластовые, глубина залегания нефтегазоносных пластов от 1,5–2 км на суше до 2,5–3,5 км на шельфе. Около 70% разведанных на шельфе запасов [9] сосредоточены в его северо-западной части, находящейся на продолжении прогиба Бенуэ. Отметим, что в треугольнике устья р. Нигер намечается (Р. Тиссен и др.) вытянутая серия «горячих пятен».

Известно, что в рассматриваемой клинораздвиговой зоне имеется ряд крупных месторождений свинца, цинка, залегающих как в жилах, выполняющих круто падающую систему трещин в слабо дислоцированных породах альба, так и в виде пластообразных залежей, развитых вдоль гребней антиклинальных складок. А. Митчелл и М. Гарсон [8] предполагают, что эти руды осаждались при смешении металлоносных хлоридных растворов, отчасти магматического происхождения, с насыщенными сульфидами водами эвапоритовых толщ и сернистыми флюидами нефтяных месторождений.

Как и подавляющее большинство межгеоблоковых систем, Суэцко-Красноморская, разделяющая Нильский и Аравийский геоблоки, в разных отрезках имеет различное происхождение и минерагенические особенности. На Красноморском отрезке, детально описанном во многих трудах советских и зарубежных исследователей, она сформировалась в рифтогенной раздвиговой обстановке и характеризуется несколькими фациями металлоносных илов с сульфидами меди и цинка. Установле-

но также небольшое количество Co, Ni, Pb, Cd, As, In, Hg, Au и Ag. На севере продолжением Красноморского рифта служит клинораздвиг Суэцкого залива, вмещающий нефтегазоносный бассейн того же названия. В нем выделено 18 продуктивных горизонтов в отложениях палеозоя, верхнего мела (сенона), верхнего эоцена, нижнего и среднего миоцена. Крупнейшие морские месторождения — Эль-Морген и Рамадан и в континентальной части — Октябрь, одна из залежей которых в песчаниках сенона дала приток нефти 1,5 тыс. т/сут [9].

В целом структурное межгеоблоковое положение Персидского залива не вызывает сомнений. Он вклинивается узкой, постепенно расширяющейся полосой между Аравийским и Ирано-Белуджистанским геоблоками. В его северо-восточной части находится Курдистанская зона нефтегазонакопления с месторождением-гигантом Каркук, в центральной части — Ирано-Иракская зона с богатейшими месторождениями-гигантами (Ага-Джари, Гечсаран, Марун и др.). Наиболее древние отложения, вскрытые бурением, — верхнеюрские карбонатные породы и эвапориты, перекрываемые меловыми и кайнозойскими отложениями общей мощностью местами до 10 км.

Персидский залив — первый (с запада) нефтегазоносный бассейн, открывающийся в Аравийское море. Далее следуют межгеоблоковый нефтегазоносный бассейн Киртар — Сулейман, в котором автор не находит черт клинораздвиги, и вполне вероятная клинораздвиговая зона Камбейского залива. Последнюю правильно называть Бомбей-Камбейской. Она вытянута на 500—600 км. Ее ширина в морской части на юге составляет 100—120 км. На севере, в пределах межгеоблоковой системы, разделяющей геоблоки Индостанский и Тар, зона резко суживается до 60 км. Далее на ее простирации находится Араваллийско-Делийская система, в которой различаются шовные офиолитовые зоны и сложные складчатые комплексы, прорванные постараваллийскими гранитами (2,1—1,9 млрд. лет) и пегматитами (0,85—0,75 млрд. лет). Предполагается, что Бомбей-Камбейская клинораздвиговая зона была заложена еще в дотрапповую эпоху, в юре или раннем мелу. Согласно сводкам Д. К. Панде и др. [12] и Е. Е. Милановского [7], основной этап развития зоны — кайнозойский, во время которого накопилось 3000—4000 м терригенных и карбонатных осадков. Выделяются на севере Камбейский бассейн и на юге в пределах Камбейского залива впадина Стюарт, Бомбейский свод и группа горстов и грабенів Ратнагири. Зона отличается высоким тепловым потоком, в среднем $7,96 \cdot 10^{-2}$ — $10,47 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Сложная структура зоны подчеркивается наличием в пределах блоков Бомбейского и Ратнагири шести главных депоцентров: Дахнау, Восточного Панна, Южно-Бомбейского залива, Восточного Хеера, Северного Хеера и Южного Ратне. В части из них были генерированы в палеогене нефть и газ. Предполагается, что углеводороды, содержащиеся в миоценовых толщах Бомбейского свода, скопились в результате дальней миграции.

Клинораздвиги Красноморско-Суэцкий и Персидского залива узкими проливами соединяются со сходными по морфологии клиновидными зонами Аденского и Оманского заливов, раздвиговое происхождение которых неоднократно обсуждалось.

Клинораздвиговые зоны — характерные структурные элементы Охотского геоблока и смежных районов Япономорского геоблока. Они развиты в их углах (клинораздвиги Северо-Охотский, Южно-Охотский и Татарского пролива), а также во внутренней части геоблока (впадина Дерюгина). Эти клинораздвиги оконтуриваются линейными аномалиями магнитного поля и нередко гравитационными ступенями. Наиболее значительный по площади клинораздвиг — Северо-Охотский, расположенный между полуостровами Кони, Пьягина и Тайгонос на северо-западе и Камчатским полуостровом на юго-востоке. Он захватывает залив Шелихова. Северным продолжением клинораздвиги служит Пенжинский залив. На схеме тектонического районирования, составленной А. В. Журавлевым [4], клинораздвиг образуют мегавпадины: Северо-Охотскую,

Тинро и Пенжинскую, выполненные мощным (>6 км) кайнозойским комплексом осадков. В низах этого комплекса находятся грубообломочные образования, развитые в грабенообразных структурах ($K_{1-2}?$). Выше залегает акустически относительно прозрачная толща глинистых образований ($P_2 - N_1^{1?}$), и венчают разрез более молодые неогеновые толщи. Пенжинская мегавпадина изучена лучше. Она имеет сложное палеозойско-мезозойское (до юры — низов мела) складчатое основание, перекрытое толщами от апта до неогена общей мощностью до 6—6,5 км. Это в целом терригенные существенно прибрежно-морские осадочные, нередко туфогенные образования.

Поверхность «фундамента» (акустического) Северо-Охотской и Пенжинской мегавпадин сильно расчленена и осложнена разрывами с амплитудой до нескольких километров. Углы падения пластов осадочных толщ обычно не превышают нескольких градусов, достигая иногда 10—25°. На западе впадины Тинро наблюдается пологая (первые градусы) моноклинал, на фоне которой в низах осадочной линзы изредка намечаются погребенные структуры над выступом «фундамента». По-видимому, условия интенсивного раздвижения имели место в мезозое и отчасти в кайнозое (поздний олигоцен — ранний неоген). Позднее настала эпоха относительно спокойного заполнения неогеновыми осадками сложно расчлененного раздвигового клина.

О возможной раздвиговой природе прогиба Татарского пролива и других депрессий, обрамляющих о-в Сахалин, уже высказывались геологи и геофизики. На картах, составленных А. А. Терещенковым и др. в 1982 г. [16], выявлено утонение коры «базальтового» и «гранитного» слоев, а также консолидированной части коры к оси прогиба. То же относится и к тепловому потоку, который в центральной полосе Татарского пролива достигает величины 100—125 мВт/м². Выявляется, пока еще по немногим данным, сложность его внутреннего строения. Мощность слабо дислоцированных преимущественно неогеновых осадочных толщ в пределах прогиба оценивается в 6—8 км. Границы клинораздвига резко очерчены. На западе прослеживается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген, на востоке — кайнозойские складчатые образования о-ва Сахалин. Здесь же трассируются выходы позднекайнозойских магматических пород: а) низкокальциевых высокоглиноземистой серии с преобладанием базальтов; б) щелочных базальтов, габбро-эссекситов и сиенитов. Растяжение коры и образование клинораздвига Татарского пролива относится к концу олигоцена — миоцену.

Сравнительно молодое веерообразное клинораздвиговое сооружение обнаружено океанологами в восточной части Командорской котловины. По данным Л. А. Савостина и др. [14], в позднем олигоцене начался этап растяжения, приведший, как это видно на рис. 5, к весьма характерной сложной структуре с обилием расходящихся из одного угла мелких клиновидных рифтогенных структур.

Количество примеров клинораздвиговых зон можно значительно увеличить, однако степень их изученности недостаточна. Есть известная уверенность в принадлежности к структурам этого типа клиновидного бассейна Макарова — Толля, зажато между поднятиями Ломоносова и Альфа — Менделеева в Северном Ледовитом океане, а также Кандакшского залива Белого моря, района р. Хонгха (Красной) СВВ на границе геоблоков Янцзы и Меконг.

Вернемся к успешно развивавшимся Н. С. Шатским представлениям о внутренних углах платформ. В них, по его выражению, имели место «раскалывающие и растягивающие усилия», охватывающие глубинные структуры. Он подчеркивал, что «разграничительные очертания» являются важным элементом «структурного наследования». Наш анализ привлекает внимание к этим структурам как элементам граничных углов геоблоков, под которыми понимаются резко выраженные сочленения межгеоблоковых структур. Это может быть угол древней или молодой платформы или впадина, врезанная в сочленение складчатой системы и краевого массива.

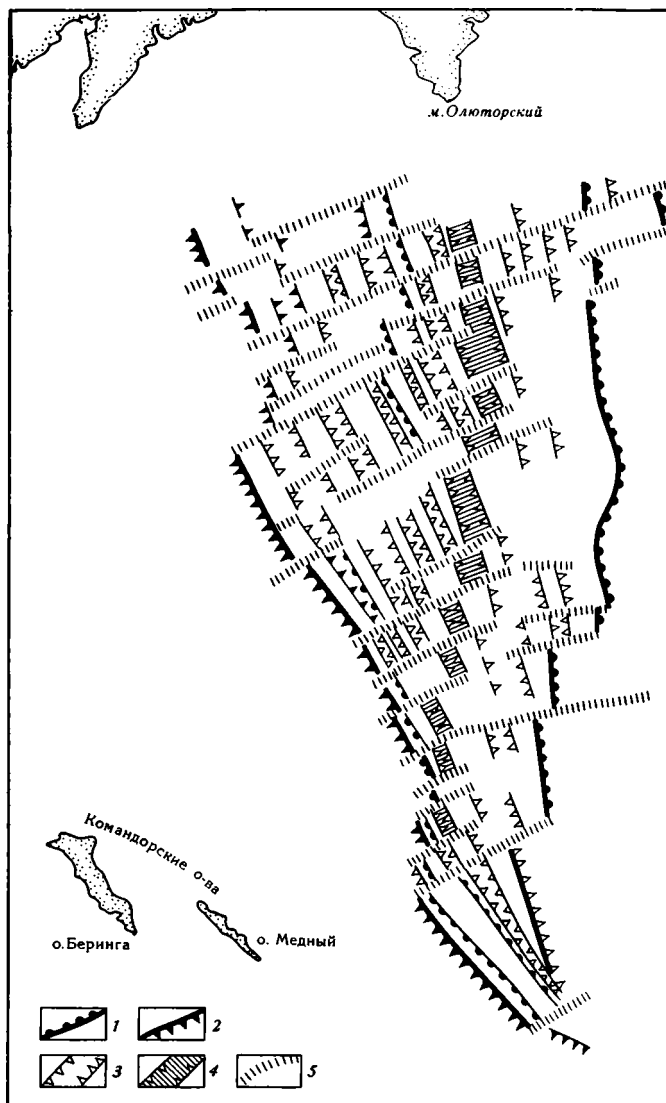


Рис. 5. Клинораздвиговая система Командорской котловины по [14]
 1 — восточная морфологическая граница хребта Ширшова; 2 — западная граница (с областью океанской коры); 3 — тектонические уступы; 4 — осевой гребень хр. Ширшова; 5 — поперечные зоны нарушений

В юго-восточной части Волго-Камского геоблока особой контрастностью выделяется Оренбургский граничный угол (рис. 6). Вдоль северной его стороны протягивается Приуральский краевой прогиб, на южной — северный борт (флексурная ступень) Прикаспийской впадины. Вдоль обеих сторон угла трассируются биогермные постройки, слагающие «барьерно-бортовые» зоны крупного (до 16–18°) карбонатного тектонического уступа. Под соединительным крылом бортовой флексуры (по Л. Ю. Бендеровичу и др.) в ассельских, сакмарских и нижнеартинских отложениях развиты рифогенные фации мощностью до 700 м. В вершине угла находится Соль-Илецкий выступ с глубиной залегания поверхности фундамента 4–5 км. В его пределах известно Оренбургское газоконденсатное месторождение. Западнее выделяется Бузулукская впадина (шириной от 30–40 до 150–200 км). Значительную (северную) часть граничного угла занимает Уфимский нефтеносный район. Геологи-нефтяники высоко оценивают перспективы отложений девона, карбона и перми Уфимско-Оренбургской газонефтеносной области [10]. Следует

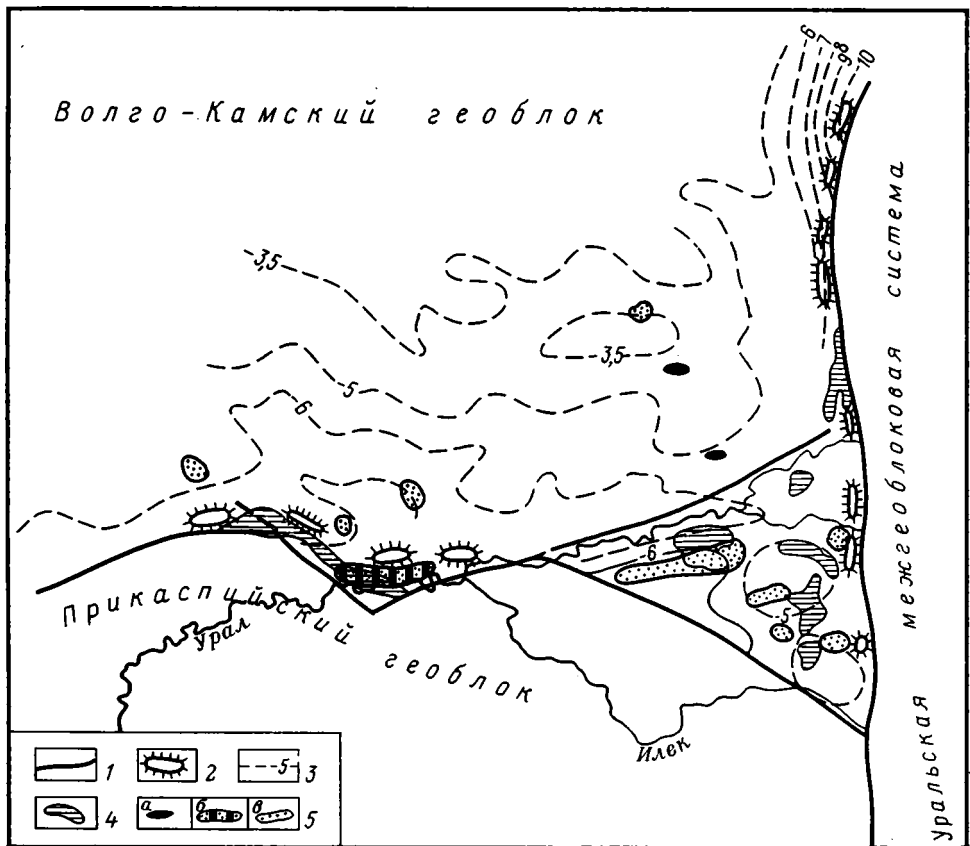


Рис. 6. Оренбургский граничный угол
 1 — границы геоблоков; 2 — позднепалеозойские рифы; 3 — изолинии поверхности фундамента, км; 4 — главные соляные структуры; 5 — месторождения: а — нефтяные, б — нефтегазовые, в — газовые

подчеркнуть, что параллельно сторонам Оренбургского граничного угла протягиваются линейные цепи месторождений нефти.

На юго-востоке Мексикано-Флоридского геоблока выделяется весьма крупными запасами углеводородов (свыше 5 млрд. т начальных извлекаемых запасов) граничный угол Кампече (рис. 7). Он заключен между поднятием (докембрийским или палеозойским) п-ова Юкатан и широтной палеозойской и мезозойской складчатыми структурами. Полуостров сложен с поверхности горизонтально залегающими миоценовыми известняками. Западное и северное его продолжение составляет обширную шельфовую зону, окаймленную крутым уступом. В пределах граничного угла Кампече известны многочисленные соляные купола. Наиболее крупные месторождения нефти расположены в пределах поднятия Кантарел с амплитудой более 2,3 км и, возможно, образуют общее гигантское скопление нефти. Нефтяные залежи приурочены к карбонатным отложениям верхнего мела и палеоцена, но известны и в более молодых кайнозойских толщах.

Нельзя пройти мимо выдающейся по запасам нефти клинораздвиговой зоны Маракайбо. Она тяготеет к юго-западному углу Карибского геоблока и составляет самостоятельный бассейн, врезанный в северную часть Южно-Американского континента. Как и большинство рассматриваемых в этой статье структур, клинораздвиг Маракайбо открывается в сторону моря. Обращают на себя внимание следующие его особенности. Среди крупных месторождений западного борта бассейна выделяется Ла-Пас, на котором нефть добывается из кристаллических сланцев выступа фундамента с глубины до 2,7 км [2]. В бассейне амплитуда нефтегазоносных толщ велика. Она включает отложения мела, палео-

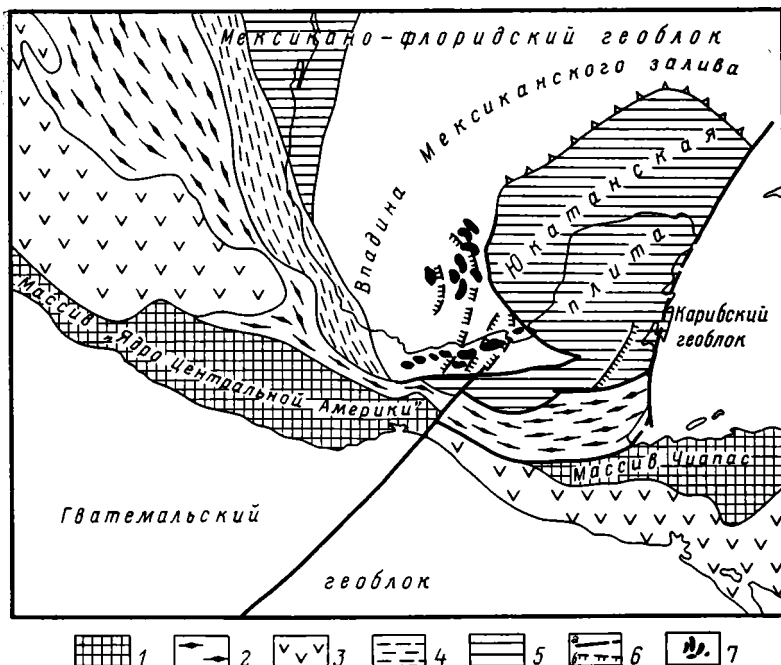


Рис. 7. Граничный угол Кампече

1 — массивы (докембрий — палеозой); 2 — геосинклиально-складчатые системы мезозой; 3 — вулканогенный пояс (MZ—KZ); 4 — краевой прогиб (KZ); 5 — плита молодой платформы; 6 — разломы (а), то же с направлением сместителя (б); 7 — местоорождения нефти

гена и неогена. Цепочки месторождений располагаются в целом параллельно бортам бассейна, что подчеркивает его клинораздвиговую природу.

Граничный угол Патагонского геоблока с запада и юга окаймлен складчатыми структурами Андийского пояса. Преимущественно палеозойский метаморфический фундамент опущен на глубину до 10 км. На востоке, примерно параллельно береговой линии Атлантического океана, по геофизическим данным, фундамент поднят до глубины 1 км, образуя валообразное поднятие. В южной части Южно-Американского континента известен Магелланов нефтегазоносный бассейн. В пределах материковой части его развиты юрские, меловые и кайнозойские терригенные, частично кремнистые и угленосные образования с максимальной мощностью 5 км. Этот бассейн продолжается на шельфе. Основные продуктивные толщи — верхнеюрские (свита Спрингхилл) и меловые. Наиболее крупными в бассейне считаются месторождения Манатьялес, Кульен и Сомбреро. На морском продолжении Магелланова нефтегазоносного бассейна с глубины 1,6 км был получен приток нефти с дебитом 699 т/сут. На шельфе в Магеллановом проливе, где мощность осадочного выполнения достигает 9—10 км, открыты пять морских нефтегазовых месторождений.

Главные выводы из проделанного обзора следующие.

1. Клинораздвиговые зоны — класс тектонических структур с длительно развивающейся тенденцией расхождения под углом граничных сооружений — геоблоков. В этом их существенное отличие от классических рифтов, таких, как Восточно-Африканская рифтовая система, зоны Рейнская и Рио-Гранде, представленных линейно вытянутыми структурами континентального ряда. В эпохи, предшествовавшие клинораздвигам, вероятно, не было сводового (аркогенного) воздымания. Продвижение «волны растяжения» вдоль оси клинораздвига происходило постепенно. Это устанавливается, например, по омоложению нефтегазоносных толщ в Бомбей-Камбейском клинораздвиге (от эоцена до миоцена), в клинораздвиге Нигер-Бенуэ (от альба до плиоцена).

2. Клинораздвиговые напряжения при растяжении коры возникают на участках сочленения разных геологических сред. С одной стороны, они развиваются на границах геоблоков, имеющих разные плотностные и другие физические характеристики, а с другой — они, как правило, находятся в области взаимодействия океанских (или морских) и континентальных корово-мантийных преобразований, что, как было показано в эпиграфе, отметил 40 лет назад А. А. Григорьев.

3. Наиболее крупные ($0,8-0,6 \cdot 10^6$ км²) клинораздвиговые структуры, составляющие самостоятельные геоблоки (Тимано-Печорский, Аляскинский), образовались преимущественно в палеозое, тогда как относительно узкие межгеоблоковые клинораздвижки (Татарского пролива, Охотского региона, Нигер-Бенуэ), хотя и наследующие нередко древние структурные швы, развились в основном в мезозое — кайнозое.

4. Тектономагматические и седиментогенные клинораздвиговые структуры — геодинамически активно развивающиеся подвижные системы. В них не имеет места «пассивное» заполнение осадочного ковша или воздействие однообразных магматических процессов. Сложная их эволюция приводит к накоплению полихронных залежей углеводородов, а также к рудным и другим месторождениям экзогенного и эндогенного генезиса. Это дает возможность дополнить существующее традиционное обоснование нефтегеологического и металлогенического районирования новыми важными прогнозными оценками.

В заключение приведем сжатое изложение проблем, проливающих свет на происхождение клиновидных, как считает автор, существенно клинораздвиговых структур.

Используя некоторые обобщения по закономерностям развития гравитационных моделей разных структур земной коры [6], можно предположить, что при образовании клинораздвигов имела место длительная эволюция глубинных неоднородностей в межгеоблоковых системах. В определенные этапы эти зоны разогревались до такой степени, что вещество верхней мантии становилось квазипластичным. Именно здесь активно проявлялись процессы гравитационной дифференциации, сопровождавшиеся тепломассопереносом относительно легкого материала из глубин. При этом выпуклость кровли астеносферного слоя приводила к растяжению и раздвиганию литосферы и нарушению изостатического равновесия. В случае резкого плотностного различия соседних геоблоков это растяжение, поддерживаемое диапиром асимметричного строения, носило секториальный, клиновидный характер.

Литература

1. Берлянд Н. Г., Запорожцева И. В. О глубинном строении области сочленения севера Урала и Восточно-Европейской платформы//Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 5. С. 1186—1189.
2. Высоцкий И. В., Оленин В. Б., Высоцкий В. И. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 1981. 479 с.
3. Григорьев А. А. В поисках закономерностей морфологической структуры земного шара//Проблемы физической географии. Т. II. Л.: Географический институт АН СССР, 1935. С. 3—40.
4. Журавлев А. В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и ТИНРО Охотского моря//Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 21—27.
5. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. С. 224.
6. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981. С. 264.
7. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. С. 280.
8. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. С. 496.
9. Нефтегазоносность Мирового океана/Ред. Левченко В. А. М.: Издательский отдел Управления делами Секретариата СЭВ, 1984. С. 279.
10. Нефтегазоносные провинции СССР (справочник)/Ред. Дикенштейн Г. Х., Максимов С. П., Семенович В. В. М.: Недра, 1981. 270 с.
11. Осмастон М. Ф. Значение некоторых основополагающих аспектов теории тектоники плит в расширении проблемы поисков залежей углеводородов//Достижения в нефтяной геологии. М.: Недра, 1980. С. 12—70.
12. Панде Д. К., Мисра К. Н., Шарма С. История нефтематеринских отложений района Бомбейского шельфа//Месторождения нефти и газа. 27-й Международный геологический конгресс. М.: Наука, 1984. С. 89—109.

13. Радкевич Е. А. Металлогенические зоны Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 192 с.
14. Савостин Л. А., Баранов Б. В., Григорян Т. З., Мерклин Л. Р. Тектоника и происхождение западной части Берингова моря//Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. С. 942—946.
15. Тектоническая карта Печорской плиты/Под ред. Дедеева В. А., Юдина В. В., Богацкого В. М.//Научные доклады. Коми филиала АН СССР. 1985. Вып. 142. С. 12.
16. Терещенков А. А., Туезов И. К., Харахинов В. В. Земная кора Сахалина и окружающих акваторий//Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 84—91.
17. Фрадкин Г. С., Болдырев М. В., Гайдук В. В. и др. Тектоническое положение и прихода Виллюйской синеклизы//Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 38—50.
18. Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита//Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 427—474.
19. Carey S. W. The tectonic approach to continental drift//Continental drift: A Simposium. 1956/Ed. Carey S. W. Hobart: Univ. of Tasmania. 1958. P. 177—355.
20. Davey F. J. The structure of the South Fiji basin//Tectonophysics. 1982. V. 87. P. 185—241.

ВСЕГЕИ

Поступила в редакцию
24.VII.1986

УДК 551.241/550.34

ШАРОВ В. И.

О НОВОЙ ТРЕХСЛОЙНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Рассмотрены геолого-геофизические характеристики инверсионного этажа в новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры и дана его тектонофизическая интерпретация. Формирование инверсионного этажа обуславливается тектонической расслоенностью коры в соответствии с механизмом смены типов разрушения горных пород с глубиной по мере увеличения литостатического давления. Анализируется геологическая значимость нового элемента сейсмической модели коры. Благодаря особым условиям тектонического деформирования и разрушения горных пород при высоком всестороннем сжатии в этой области механическая энергия может переходить в иные формы, изменяя физические параметры и геохимические характеристики самой среды. С этих позиций это наиболее активная, мобильная часть коры, являющаяся как бы генератором процессов ее структурной и минеральной перестройки.

После опубликования результатов геолого-геофизических исследований по сверхглубокой Кольской скважине [5] смена господствовавшей с начала 20-х годов нашего века двухслойной сейсмической модели континентальной коры новой моделью стала свершившимся фактом. Это большое событие в геологической науке, поскольку сейсмическая модель коры во многом определяет тот обобщенный образ глубинного строения земных недр, который существенно влияет на идеологию геологических исследований в течение продолжительного периода времени.

Как известно, представления о жидком, полностью расплавленном состоянии глубинного вещества Земли и соответствующие им геологические концепции были в свое время уточнены именно на основе изучения распространения сейсмических волн. Однозначные сейсмические данные о твердом состоянии вещества в низах коры и в мантии стимулировали затем развитие исследований вещественного состава глубинных горизонтов, идеологической основой для которых явилась двухслойная сейсмическая модель с подразделением коры на верхний, относительно низкоскоростной, и нижний, высокоскоростной, этажи. В этот период геологическая интерпретация сейсмических границ раздела понималась в основном как установление, какими конкретными породами сложен тот или иной геофизический слой и вся кора в целом, а также подстилающая ее мантия. Наступивший новый этап, базирующийся на обобщенной трехслойной сейсмической модели, переносит центр тяжести исследований на вопросы тектонической расслоенности земной коры и литосферы в целом.

Основные контуры обобщенной трехслойной сейсмической модели земной коры были опубликованы Н. И. Павленковой в 1979 г. [21] и затем в коллективной работе [10] в 1980 г., из которой воспроизведен рис. 1. Принципиально в новой модели существование в средней части разреза коры необычного слоя с инверсией упругих свойств, что вносит в нее революционное начало. Действительно, обратный ход кривой изменения скорости распространения упругих волн в определенном интервале глубин указывает на существование иного по сравнению с известным региональным прогрессивным метаморфизмом процесса, значение которого в развитии земной коры еще по сути не оценено. В настоящее время происходит в основном накопление физических и геологических характеристик инверсионного этажа в коре. Авторы работы [10] отметили следующие специфические особенности этого этажа, которые заставляют выделить его в особый элемент коры: повышенная горизон-

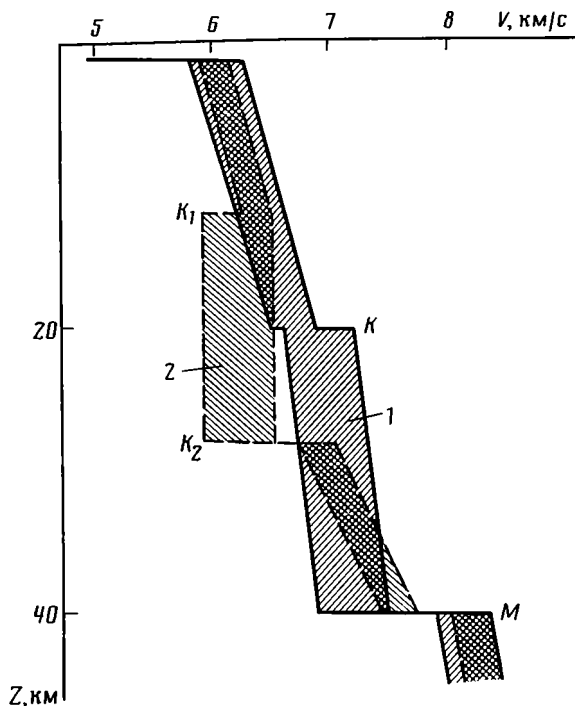


Рис. 1. Сопоставление обобщенных сейсмических моделей коры по [10]:
 1 — старая модель, 2 — новая трехслойная модель

тальная расслоенность, приуроченность к этому этажу слоев с пониженной скоростью. Во многих регионах средний этаж отделяется от верхнего довольно четкой отражающей границей и границей обмена. По данным гравимагнитных исследований, нижние кромки магнитных масс и нижние грани приповерхностных плотностных неоднородностей находятся в платформенных регионах на глубинах 10—15 км, что соответствует кровле инверсионного слоя и свидетельствует о сглаживании вертикально-слоистой приповерхностной неоднородности земной коры внутри данного слоя. Наконец, сейсмологические исследования устанавливают приуроченность большинства коровых землетрясений к глубинам 10—15 км, т. е. в инверсионном слое их значительно меньше, чем в вышележащем. Это говорит о возможной большей пластичности инверсионного слоя.

Первые варианты геологического истолкования нового этажа в коре, к сожалению, пока не выходят за рамки идеологии старой двухслойной модели. Показательна в этом отношении геологическая интерпретация инверсионного слоя, данная в работе [9], с. 147: «Второй слой коры обладает необычайно низкой скоростью упругих волн (5,6—6,5 км/с), высокой намагниченностью и высокой электропроводностью. В условиях земной коры есть лишь один тип пород, характеризующийся этими физическими свойствами,— это сильно серпентинизированные гипербазиты. Второй слабоградиентный слой коры платформ, где часто встречаются линзы пород с пониженными скоростями, рассматривается как сложенный серпентинизированными гипербазитами, принадлежащими ранее мантии Земли. Возник этот серпентинизированный слой в результате двух взаимосвязанных процессов — снижения температуры в земной коре и поступления воды из мантии Земли. Когда температура в низах коры опустилась ниже 500°С, стал возможен процесс серпентинизации гипербазитов и „наращивания“ коры снизу за счет новообразованного серпентинитового слоя. Как известно, серпентинизация ультраосновных пород сопровождается обильным выделением магнетита. Именно за

счет него второй слой коры и характеризуется повышенной электропроводностью и магнитовозмущающими телами.»

Независимые данные последнего времени по нескольким направлениям (обобщение экспериментальных работ по разрушению горных пород с учетом возрастающего с глубиной литостатического давления [2, 7], результаты работ МОВ по прослеживанию разломов внутри кристаллического фундамента путем регистрации отражений от зоны разлома [16, 17] и, наконец, результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины, непосредственно вскрывшей кровлю инверсионного этажа на глубине чуть более 4500 м) существенно продвинули понимание геологической природы и механизма формирования этого нового элемента коры. Вот некоторые характеристики инверсионного слоя по данным сверхглубокой Кольской скважины [5].

1. Кровля слоя находится внутри единого протерозойского (печенгского) осадочно-вулканогенного комплекса пород общей мощностью 6840 м. Отмечается, что именно эта граница при традиционной интерпретации профильных работ МОВ была ошибочно принята за базальные образования Печенгской структуры [5, с. 39].

2. Выше отметки 4500 м чередующиеся пачки пород представлены массивными малопористыми диабазами, габбро-диабазами, вулканогенно-осадочными разностями, характеризующимися наиболее низкими в разрезе значениями пористости и проницаемости, высокой плотностью ($2,95 \text{ г/см}^3$) и высокой скоростью продольных и поперечных волн. Ниже, в интервале глубин 4500–6842 м, породы представлены рассланцованными вулканогенно-осадочными образованиями, характеризующимися меньшей плотностью, более высокой пористостью и проницаемостью. Переход на глубине 6842 м к иному, архейскому, гранитогнейсовому комплексу пород не меняет инверсионные характеристики разреза: ниже контактной отметки 6842 м породы имеют наименьшую в разрезе плотность, наибольшую пористость и проницаемость. При этом отмечается, что «при переходе в гранитогнейсы не наблюдается принципиального изменения типа деформаций пород, как и степени их метаморфизма. Углы наклона сланцеватости к оси керна по обе стороны контакта оказываются одинаковыми. В гранитогнейсах фиксируются те же узоры микроструктурных диаграмм по кварцу (*R*-тектониты с горизонтально расположенной осью *B*) и слюдам (*S*-тектониты с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости), как и в продуктах дислокационного метаморфизма из нижней части печенгского комплекса. Отсюда следует вывод о тектоническом происхождении сланцеватости гранитогнейсов» [5, с. 206].

3. Сопоставление (возможное благодаря крутопадающему залеганию слоев) характеристик одних и тех же пачек пород на глубине (по стволу скважины) и на поверхности в пределах инверсионного слоя и вышележащего высокоскоростного слоя обнаруживает следующее их различие. «Маломощные пачки осадочно-туфогенных пород с покровами актинолитизированных диабазов в пределах заполярнинской свиты (2805–4673 м) удивительно выдержаны по характеру залегания и по составу. Скважиной они прослежены на 6 км по падению (от коренных выходов на поверхности до глубины 3782 м)» [5, с. 48]. Иная картина в инверсионном слое. «В отличие от массивных разностей, развитых на поверхности, породы пирттиярвинской свиты (4884–5642 м), вскрытые скважиной на глубине, сланцеваты, местами милонитизированы. На сланцеватость во многих местах наложен катаклиз» [5, с. 49]. Еще более отчетливо эта тенденция проявляется в строении зон разломов. «Что касается сопоставления с поверхностью, то с разрезом по скважине СГ-3 однозначно увязывается Главная тектоническая зона в нижней части ждановской свиты (верхняя, высокоскоростная часть разреза) и Лучломпольский разлом, проходящий по границе никольской и луостаринской серии. Строение Главной тектонической зоны и на поверхности, и в скважине одинаковое. В Лучломпольском разломе интенсивность рассланцевания осадочных и эффузивных пород на глубине выше, чем

на поверхности. Причина такого несоответствия неясна» [5, с. 207]. Характерно, что Лучломпольский разлом был выявлен сначала по скважине и лишь затем на поверхности, где он трассируется телами андезитовых порфириров. На глубоких горизонтах «приближение к зоне Лучломпольского разлома начинает сказываться на отметках 4050—4100 м, где среди массивных и шаровых лав, претерпевших зеленокаменное изменение, появляются неясно сланцеватые разности, не сохранившие признаков первичных текстур и структур. Местами они переходят в хлорит-актинолитовые бластокатаклазиты, состоящие из актинолита, эпидота, хлорита, биотита, альбита, кальцита, затем снова сменяются недеформированными породами и т. д. Отметка 4340 м служит тем рубежом, ниже которого бластокатаклазиты и бластомилониты решительно преобладают» [5, с. 203]. Главный отличительный признак пород в зоне Лучломпольского разлома — резкая анизотропия, обусловленная рассланцеванием, перекристаллизацией деформированных горных пород, возникновением в них закономерной пространственной ориентировки минералов. Переход от массивных структур к сланцеватым сопровождается появлением анизотропии скоростей продольных и поперечных волн, что, по мнению авторов данного раздела работы [5], объясняет с геологических позиций природу первой сейсмической границы.

4. Инверсионный этаж характеризуется отчетливой сменой гидрогеологической обстановки и сменой режима глубинных вод. До отметки 4,5—4,6 км преобладают воды трещинно-жильного типа. Мощность обводненных трещинных зон здесь колеблется от 30 до 80 м, и располагаются они сравнительно редко. Породы вне этих зон практически непроницаемые (10^{-5} — 10^{-6} мД). Ниже 4,5 км мощность отдельных водоносных трещинных зон увеличивается, а расстояние между ними сокращается. В породе преобладает четко выраженная рассланцованность, меняется основное направление трещин. Все это свидетельствует о различной природе водоносных трещинных зон выше и ниже 4,5 км [5, с. 242].

5. Кровля инверсионного этажа является границей, на которой количественно перестраивается минеральный состав пород. Это отчетливо видно, например, из результатов анализа состава толеитовых базальтов по разрезу печенгской серии [5]. Наиболее значительные минеральные преобразования имеют место именно при переходе через уровень 4563 м, хотя в изученном интервале выделено несколько последовательных уровней (субфаций) регионального метаморфизма пород.

Итак, первые прямые наблюдения верхней части инверсионного этажа коры по Кольской сверхглубокой скважине выявили в нем заметные (в некоторых случаях очень значительные) изменения большинства изучавшихся характеристик разреза. Это указывает прежде всего на высокую значимость нового этажа для геофизических, геохимических, гидрогеологических и других процессов, протекающих на глубоких горизонтах коры. При этом определяющим свойством инверсионного этажа является высокая тектоническая расслоенность пород, что предопределяет, по-видимому, его другие аномальные геолого-геофизические характеристики.

Важным моментом в понимании геологической значимости и механизма формирования нового элемента коры явились работы МОВ по изучению зон разломов внутри кристаллического фундамента. Относительно высокая контрастность физических свойств пород в зонах разломов по отношению к вмещающей среде создает возможность прослеживания тектонических разрывов в кристаллическом фундаменте в виде отраженных волн. Эта возможность подтверждена во многих складчатых районах (Казахстан, Урал, Балтийский и Украинский щиты, докембрийские образования штата Вайоминг в США, каледониды, шельфа Шотландии и др.). Прослеживание наклонных и крутопадающих отражающих границ, обусловленных зонами разломов, позволило изучить некоторые особенности поведения тектонических разрывов в коре [17]. В частности, на примере разреза гранитоидов Украинского щита были проанализированы данные об углах падения и отражающей способности

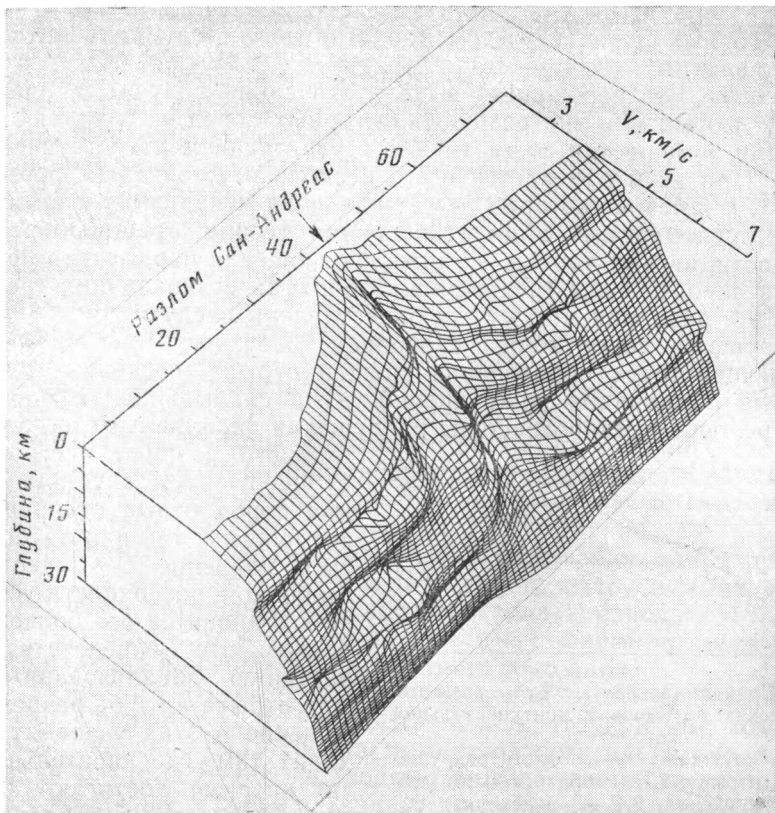


Рис. 2. Положение разлома Сан-Андреас относительно инверсионного этажа коры по данным [19]

разломов по мере их развития в глубь коры. Было выявлено несколько уровней изменения этих параметров по вертикали. В интервале от 2–3 до 10 км среднее значение углов падения прослеженных разрывов остается практически постоянным и составляет 30–35°. Выше уровня 2–3 км углы падения быстро увеличиваются, и разрывы становятся близвертикальными, а ниже 10 км начинают выполаживаться. На глубине 13–14 км средняя величина углов падения составила около 20°. Выполаживание и переход разрывов в субгоризонтальное положение происходит на уровне кровли инверсионного слоя. Отсюда следует, что инверсионный этаж с его высокой субгоризонтальной расслоенностью пород структурно связан с крутопадающими разломами приповерхностной части коры, являясь по сути их корневой областью. Этот вывод подтверждается не только работами МОВ на Украинском щите, но и данными по другим районам. Вот как выглядит, например, в вертикальном разрезе известный разлом Сан-Андреас по результатам исследований МОВ в Калифорнии [19] (рис. 2). Кровля инверсионного этажа находится здесь на глубине порядка 8–10 км. Разлом Сан-Андреас, картируемый в верхней части разреза субвертикальной зоной пониженных значений скорости, на глубине 8–10 км теряет очертания единой зоны. Зона разлома как бы растворяется в более неоднородном нижележащем этаже, на что, кстати, было обращено внимание в работе [14] в 1979 г. На западном фланге хорошо видны сочленения субгоризонтальных неоднородностей с крутопадающей зоной разлома, указывающие на «выкручивание» разлома на глубоких горизонтах со склонением в западном направлении.

Единая генетическая природа инверсионного этажа коры и вышележащих крутопадающих зон разломов становится еще более определен-

ной, если обратиться к результатам экспериментальных работ по разрушению горных пород с учетом нарастающего с глубиной литостатического давления.

Главным, что необходимо выделить в данном случае, является следующее: форма или тип разрушения горных пород не сохраняются одинаковыми и меняются по вертикали с увеличением литостатической нагрузки. При этом отмечается всего несколько устойчивых форм разрушения [2], в основе которых лежат различия механизмов формирования трещин, учитываемые в дилатансионной теории трещинообразования [7]. С позиции дилатансии, а также соотношения параметров прочности массива пород и силы трения между бортами возникающих трещин [7, 18, 20] эти различия могут быть представлены следующим образом.

Разрушение пород вблизи свободной поверхности при малых давлениях начинается с образования трещин отрыва, поскольку прочность на отрыв на порядок ниже прочности на скальвание. Возникающие здесь трещины и макротрещины разрушения параллельны направлению

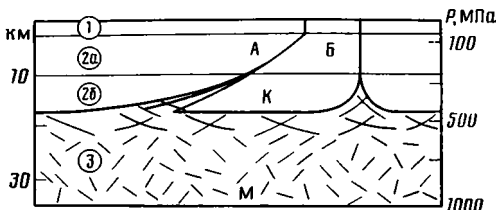


Рис. 3. Принципиальная схема развития тектонических разрывов в континентальной коре

Цифры в кружках: 1 — область разрушения типа отрыва, 2, а — область чисто сколового разрушения, 2, б — переходная область от сколов к объемному типу разрушения, 3 — область объемного разрушения; А — развитие разломов при вертикальном положении одной из осей главных нормальных напряжений, Б — то же, при наклонном ее положении. Остальные буквы объяснены в тексте

главного разрушающего усилия. С увеличением глубины залегания пород отрыв становится невозможным, так как литостатическое давление с удалением от свободной поверхности возрастает и становится все более всесторонним, что и препятствует прорастанию локализованных трещин отрыва в глубь разреза. Разрушение в этих условиях происходит там, где касательные усилия впервые достигают предела прочности горных пород на скальвание. Возникающие трещины скола имеют иные углы наклона, определяемые ориентацией главных нормальных напряжений и углом внутреннего сопротивления (трения) согласно теории Мора.

С дальнейшим увеличением давления и силы трения между бортами сколов в полосе около магистрального разрыва создается множество мелких трещин за счет того, что сопротивление сдвигу из-за сил сухого трения между бортами в этом диапазоне P , T имеет порядок прочности материала. Мощность зоны разрушения при этом возрастает. При определенном высоком термодинамическом уровне создания магистральных сколов и зон разрушения вокруг них становится также невозможным. Сопротивление сухого трения превосходит прочность пород. В таких условиях, если происходит разрушение при соответствующих более значительных усилиях, то оно развивается объемно в виде относительно равномерной сети мелких трещин типа катаклаза с переходом далее к милонитизации и бластезу¹. Возникает ситуация, когда трещинообразование не только не затухает с глубиной, а наоборот, на определенном глубинном интервале возрастает по объему, создавая область разуплотнения с высокой проницаемостью и пористостью. Подчеркнем, что формирование перечисленных типов разрушения возможно лишь в случае достаточных по величине сдвиговых тектонических усилий, действующих при определенных уровнях литостатической нагрузки. Литостатическое давление необходимое, но недостаточное условие формирования вертикальной тектонической расслоенности разреза. Разломы, или зоны локализованной трещиноватости, и инверсионный этаж с объемным типом трещиноватости формируются, следовательно, в результате единого процесса тектонического расслоения коры с определенной структурной

¹ При смачивании, с учетом жидкой фазы, процесс тектонического расслоения проявляется еще более значительно.

соподчиненностью этих форм по вертикали. Принципиальная схема такой соподчиненности показана на рис. 3.

Характеризуя вертикальную зональность тектонического расслоения коры, необходимо специально рассмотреть энергетическое состояние среды в пределах образующихся этажей.

Инверсионный слой с объемным псевдопластическим типом разрушения в этом отношении принципиально отличается от перекрывающего его приповерхностного этажа с преимущественно хрупким типом разрушения.

Как известно, в хрупкой области после образования разрыва напряженное состояние спадает, т. е. среда возвращается в исходное ненапряженное состояние. Механическая работа, совершаемая при деформации среды в этой области, может быть возвращена частично или полностью также в виде механической работы. Среда в целом не претерпевает здесь существенных изменений при деформировании. Именно поэтому верхняя часть коры мощностью до 10–12 км наиболее сейсмически активна, поскольку в этой области при разрушении накопленная упругая энергия резко сбрасывается, возбуждая интенсивные механические колебания в виде землетрясений.

Многочисленные экспериментальные исследования по разрушению горных пород в условиях высокого литостатического давления, и в частности изучение хрупкопластического перехода в породах [18], показали, что те же породы могут разрушаться и деформироваться в иной форме без падения или сброса напряженного состояния.

Одно из возможных физических объяснений этого феномена было предложено Орованом [20]. Он предположил, что при высоком литостатическом давлении сила трения может возрасти настолько, что для образования разлома будет необходимо больше усилий, и поэтому напряженное состояние в среде не падает после трещинообразования.

Очевидно, что разрушение в условиях высокого всестороннего сжатия все в большей мере переносится на микроуровень и приводит к необратимым энергетическим и структурным изменениям на уровне кристаллической решетки. Использование теории трения для понимания сути явления в этих условиях имеет, по-видимому, определенные ограничения, хотя в геологической литературе известны работы с прямыми расчетами и оценкой механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов [8].

В последнее время все большее внимание уделяется изучению комплексных динамических характеристик среды, проявляющихся при разрыве связей кристаллической решетки вследствие тектонических деформаций [4, 11, 15]. Замечательным в работах динамического направления является большая общность понимания геологических и геофизических явлений в их неразрывной взаимосвязи.

Например, в работе [11] рассматривается возможность формирования деформационной плазмы с высокой электропроводностью. Существование деформационной плазмы обусловлено полями механических напряжений и деформаций, и поэтому она включает в себя деформационные и электромагнитные поля в неразрывном единстве, во взаимосвязи. В работе [4], обсуждающей динамику формирования месторождений полезных ископаемых, обращается внимание на наличие в твердых телах (горных породах) активных центров, возникающих вследствие динамических напряжений как результат активации объема и поверхности зерен при механическом воздействии, и на закономерную концентрацию в этих центрах избыточной (свободной) энергии. Это позволяет рассматривать механизм формирования рудных и нефтяных месторождений с единых позиций активной модели. По оценкам, сделанным в работе [15], при пластическом деформировании твердых кристаллических тел в холодном состоянии (без расплава) в них задерживается до 10% энергии, затраченной на деформирование.

Все это говорит о том, что в отличие от верхнего, хрупкого этажа среда в пределах инверсионного слоя способна к активизации со всеми

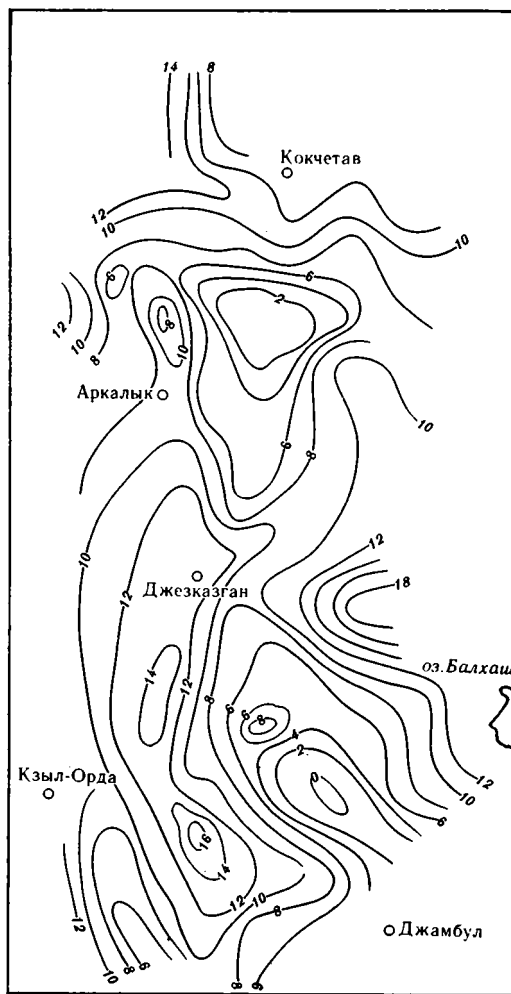


Рис. 4. Карта мощности инверсионного этажа коры в Центральном и Северном Казахстане

структурными и вещественными преобразованиями, характерными для процессов тектоноактивизированных областей.

Рассмотрим несколько примеров, иллюстрирующих связь нового структурного элемента коры — инверсионного этажа со структурно-формационными особенностями развития пород на современном эрозионном срезе.

Ранее [16, 17] уже обсуждалась деформационная природа региональных сейсмических границ континентальной коры. Субгоризонтальные сейсмические границы А (по Н. К. Булину [1]), К (по Н. И. Павленковой [10]) в нашей интерпретации являются геотектоническими уровнями расслоенности коры, контролирующими смену механизмов разрушения горных пород по вертикали. Отсюда появляется возможность регионального картирования области объемного разрушения как слоя между первой от поверхности субгоризонтальной сейсмической границей А и границей К. На рис. 4 приведена региональная карта, характеризующая изменение мощности инверсионного этажа коры на значительной по площади территории Казахстана. Для сопоставления на рис. 5 и 6 показаны структурно-формационная карта и карта общей мощности коры (до поверхности Мохоровичича) этого же района по материалам, опубликованным в работе [3].

Простое сопоставление показывает, что крупные структурные формы на геологической карте удовлетворительно коррелируются именно с

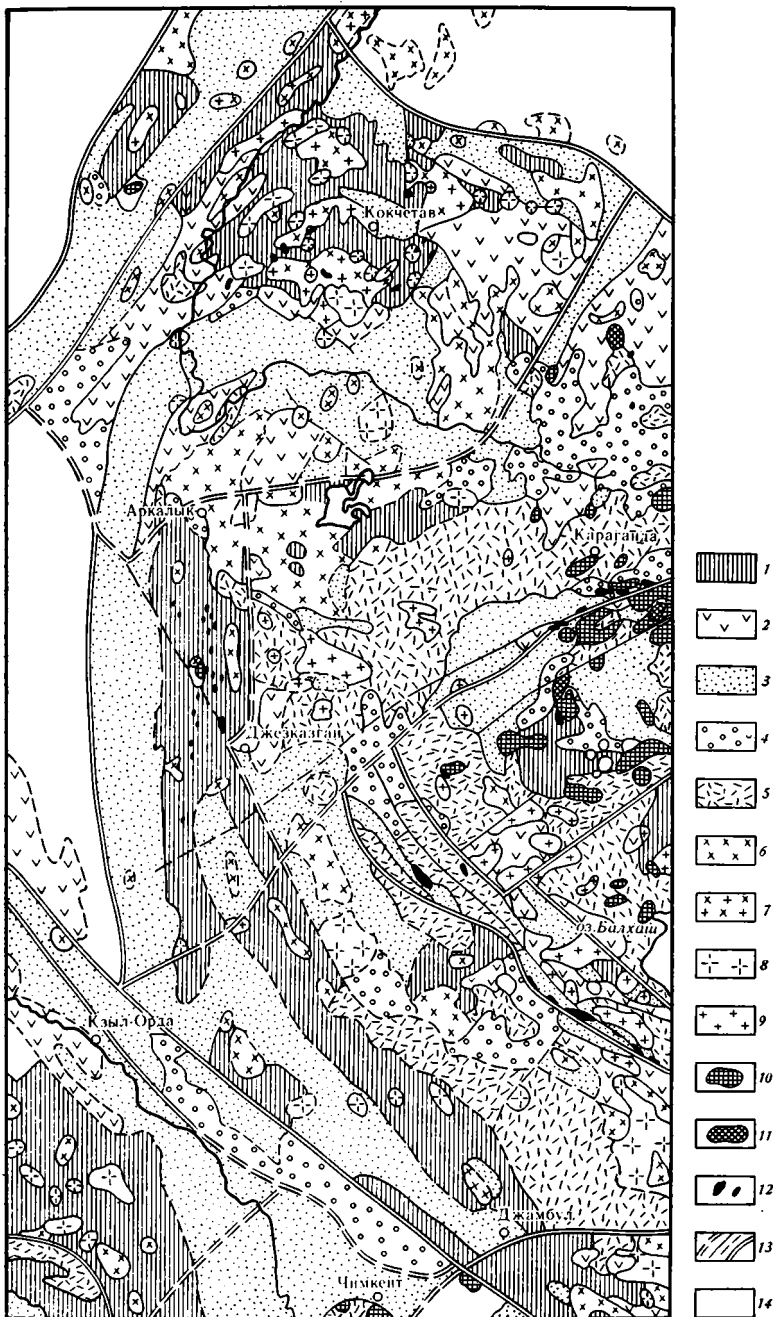


Рис. 5. Структурно-формационная карта верхнего слоя коры по [3] для районов Центрального и Северного Казахстана

1 — выступы и блоки докембрийских метаморфических пород, не расчлененных на формации; 2—3 — группа формации палеозойских геосинклинально-складчатых структур: 2 — вулканогенные и осадочно-вулканогенные — областей и зон с эвгеосинклинальным типом развития (PZ_1), 3 — осадочные — областей с преимущественно миогеосинклинальным типом развития (PZ_{1-2}); 4—5 — формации палеозойских приразломных впадин и зон повышенной проницаемости земной коры: 4 — молассовая континентальная (D), 5 — группа наземных вулканогенных и осадочно-вулканогенных нерасчлененных (D); 6—11 — интрузии: 6 — габбро-диорит-гранодиоритовой, 7 — гранодиорит-гранитовой, 8 — гранит-лейкогранитовой формации инверсионного этапа развития палеозойской геосинклинали, 9 — гранодиорит-гранитовой, гранитовой и 10 — монцитит-сиенитовой, диорит-гранодиоритовой формации среднепалеозойского этапа активизации, 11 — гранит-лейкогранитовой, аляскитовой и гранит-граносиенитовой формаций позднепалеозойского этапа активизации; 12 — группа базитовых и ультрабазитовых формаций (внемасштабное изображение); 13 — разломы; 14 — слаблитифицированные отложения платформенного чехла

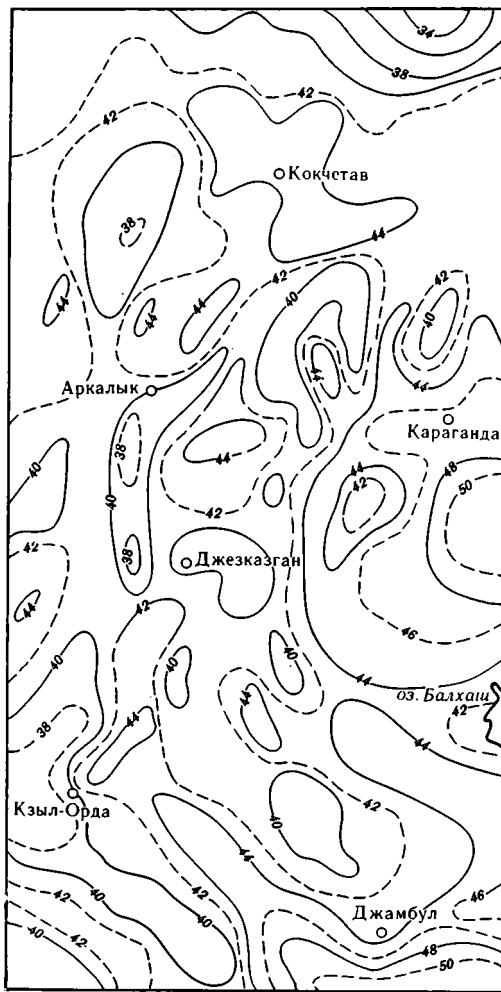


Рис. 6. Карта общей мощности коры, по [3], для районов Центрального и Северного Казахстана

картой инверсионного этажа. Так, области с наибольшей мощностью коры соответствуют выступам и блокам докембрийских пород, т. е. положительным региональным структурам. Это область Каратау — Дзержказгана, область к северо-западу от оз. Балхаш и выходы докембрийских пород в пределах Кокчетавского поднятия. И наоборот, депрессионные структуры характеризуются минимальной мощностью или даже отсутствием в коре инверсионного этажа. Это область Тенизской впадины, область к востоку от Каратау. Инверсионный этаж может рассматриваться, по-видимому, как активное звено земной коры, степень развития которого оказывает заметное влияние на формирование вышележащих геологических структур.

Если разрешающая способность глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) позволяет выделять инверсионный этаж как слой между региональными сейсмическими границами А и К, то более детальная методика МОВ при увеличении длительности записи до 10–12 с обеспечивает регистрацию прямых отражений, обусловленных упругоплотностными неоднородностями внутри инверсионного этажа. Вот как выглядит, например, сейсмическая запись инверсионного слоя в коре Украинского щита, полученная по методике МОВ. На времени от 3–3,5 до 5–6 с (рис. 7) выделяется серия интенсивных субгоризонтальных отражений, заметно отличающихся как от вышележащей, так и от нижележащей записи. К сожалению, основной объем работ МОВ, выполняе-

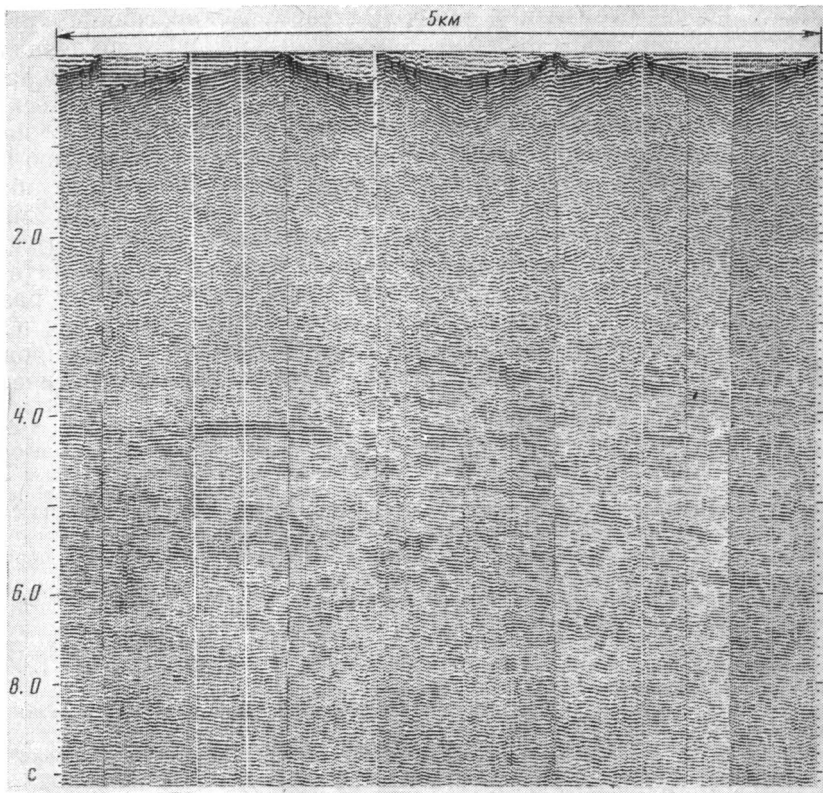


Рис. 7. Выделение инверсионного этажа коры в поле отраженных волн на Украинском щите

ных в складчатых районах, направлен на изучение приповерхностных структур и ограничен длительностью записи, равной 4–6 с. Однако и в этих условиях во многих случаях были зарегистрированы отражения, характеризующие положение кровли инверсионного этажа, что позволяет сделать первые плановые сопоставления ее морфологии с геологической картой масштаба 1 : 50 000. Такие сопоставления были выполнены в Казахстане на детальных участках в пределах Кокчетавского поднятия. При детальном картировании кровля инверсионного этажа имеет форму относительно пологих локальных куполообразных структур, разделенных участками без видимых признаков расслоения. Куполообразные формы во многих случаях подстилают на глубинах 8–9 км локальные массивы и отдельные штоки гранитов девонского возраста, образовавшихся по времени в последнюю фазу тектономагматической активизации района. Такая связь не кажется случайной. Энергетически активная среда инверсионного этажа может оказаться мобилизованной средой, которая при соответствующих дополнительных условиях способна к гранитообразованию.

Первые, по-видимому, еще недостаточно полные геолого-геофизические характеристики инверсионного этажа устанавливают, таким образом, его особую значимость в эндогенной жизни коры. Благодаря особым условиям тектонического деформирования и разрушения горных пород в этой области механическая энергия может переходить в иные формы, изменяя физические параметры и геохимические характеристики самой среды. С этих позиций это наиболее активная, мобильная часть коры, являющаяся как бы генератором процессов ее структурной и минеральной перестройки и в конечном счете формирования месторождений полезных ископаемых.

Процесс переосмысливания природы сейсмических границ кристаллического основания коры проходит синхронно с разработкой фундаментальных вопросов геологии в рамках концепции тектонической расслоенности литосферы [12, 13], а также с разработкой теоретических и прикладных геофизических задач в рамках направления, получившего название «нелинейной геофизики» [6]. С переходом на идеологию новой сейсмической модели открываются большие возможности для объединения на основе механизма тектонического расслоения коры многих явлений, изучавшихся ранее в известной мере изолированно. Исследования современной сейсмичности, сейсмической, электромагнитной и плотностной региональной расслоенности коры, формирования разрывных и пликативных структур в кристаллическом основании, исследования вопросов эндогенных минеральных преобразований и формирования месторождений получают более общую единую тектоногенетическую, тектонофизическую основу.

Литература

1. Булин Н. К. Некоторые новые представления о строении земной коры (по сейсмическим данным)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52(4). С. 73—77.
2. Волорovich М. П., Томашевская И. С., Будников В. А. Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979. С. 152.
3. Глубинное строение и вопросы металлогении Восточного Казахстана//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 277. Л.: Недра, 1983. С. 151.
4. Громов В. К., Карус Е. В., Кузнецов О. Л. и др. Динамика формирования месторождений полезных ископаемых//Докл. АН СССР, 1981. Т. 256. № 5. С. 1197—1200.
5. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. С. 490.
6. Кузнецов О. Л. Нелинейная геофизика — новое направление в науках о Земле//Наука и жизнь. 1985. № 3. С. 54—56.
7. Николаевский В. Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения//Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133—202.
8. Паталаха Е. И., Поляков А. И., Севрюгин Н. Н. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов//Геотектоника. 1978. № 1. С. 79—90.
9. Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопевцева Г. В. Природа границы Мохоровичича. М.: Недра, 1984. С. 219.
10. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука. 1980. С. 183.
11. Слензак О. И. Локальные структуры зон напряжений докембрия. Киев: Наук. думка, 1984. С. 103.
12. Тектоническая расслоенность литосферы//Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1980. Вып. 343. С. 215.
13. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов//Тр. Геол. ин-та АН СССР. М.: Наука, 1982. Вып. 359. С. 113.
14. Трифонов В. Г. Новейшая структура Запада США как проявление тектонической расслоенности литосферы//Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1225—1229.
15. Чередниченко А. И. Тектонические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наук. думка, 1984. С. 184.
16. Шаров В. И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры//Сов. геология. 1984. № 1. С. 112—120.
17. Шаров В. И., Грецишников Г. А. О поведении тектонических разломов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ)//Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 2, С. 412—416.
18. Byerlee J. D. Brittle-ductile transition in rocks//J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 4741.
19. Feng R., McEvilly T. V. Interpretation of seismic reflection profiling data for the San Andreas fault zone.—Bull. Seismol. Soc. America. 1983. V. 73. № 6. P. 1701—1720.
20. Orowan E. The mechanism of seismic faulting.—Mem. Geol. Soc. Amer. 1960. V. 79. P. 232.
21. Pavlenkova N. I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust//Tectonophysics. 1979. V. 59. P. 381—390.

УДК 551.243(479)

ЯКОВЛЕВ Ф. Л.

**ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕМАТИКИ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
(НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА)**

Предлагается метод, позволяющий разделять кинематику линейной складчатости в геосинклинальном чехле на две составляющие: внешнее сжатие толщи с сокращением ширины зоны и адвекцию, вызванную инверсией плотностей. В методике используются структурные признаки: наклон осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, размер горизонтального сокращения складок, которые можно найти и в природных структурах, и в экспериментальных моделях. Проверка методики на материалах экспериментальных моделей внешнего сокращения и адвекции показала надежность выделения обеих компонент. Исследование линейной складчатости Юго-Восточного Кавказа на примере девяти профилей выявило значительные величины и адвекции, и внешнего сокращения. Приведены структурные профили, замеры структурных признаков, формулы и результаты расчетов, номограмма для определения величины адвекции. Показана независимость и самостоятельность обеих компонент механизма складкообразования.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Вот уже около двух веков складки и складчатость привлекают внимание геологов, но до сих пор ни одно мнение о происхождении этих структур не является общепризнанным. К настоящему времени наиболее укоренившимся взглядом можно считать историческое сложившееся стихийное представление об образовании складок в результате горизонтального сжатия пластичных участков коры (геосинклиналей), зажатых между более жесткими блоками (платформами или срединными массивами). Одним из оснований для этого мнения служит простое и на первый взгляд логичное рассуждение: любая отдельно взятая складка, которую мы видим в поле, образовалась явно в результате горизонтального в целом сжатия, а поскольку в складчатой области вкрест простирания такие складки непрерывно сменяют одна другую, то и вся складчатая область образуется в результате горизонтального сжатия. Однако, как известно, ряд существенных особенностей структуры и истории геосинклиналей не находит объяснения в рамках этих взглядов.

Многие особенности складчатых комплексов могут быть истолкованы как результат действия объемных сил гравитации. Последние вызывают не только соскальзывание и стекание слоистых толщ со склонов тектонических поднятий (например, в виде покровов гравитационной природы), но и всплывание более легких пород внутри более тяжелых с образованием структур диапирового характера в обстановке инверсии плотностей, когда более тяжелые породы перекрывают более легкие. Такой глубинный диапиризм за последнее время привлек внимание ряда исследователей [1, 3, 10]. Этот процесс является как бы однонаправленной конвекцией: легкий материал поднимается снизу вверх и наверху остается, тогда как тяжелый, опустившись, остается внизу, и полного обращения, а тем более — многократной циркуляции, характерной для конвекции, не происходит. Такую укороченную конвекцию принято называть адвекцией. Смятия в складки подвергаются как слои, находящиеся в ядрах всплывающих диапиров, так и слои вмещающих толщ, находящихся под распирающим воздействием диапира. Высказывается точка зрения, что адвекция играет важную, может быть, ведущую роль в механизме формирования складчатых зон.

Причины возникновения инверсии плотности могут быть различными. Преимущественно они связаны, вероятно, с неравномерным нагревом

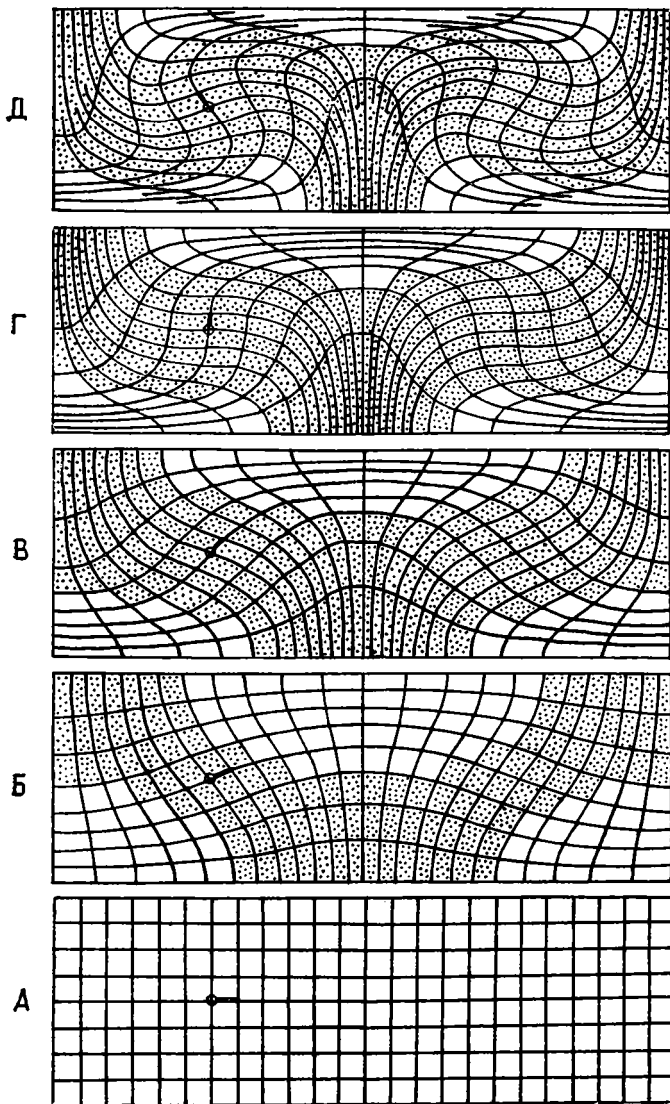


Рис. 1. Простейшая математическая модель адвекции (А—Д) (по М. А. Гончарову [3], с изменениями)
Точками показаны площадки, в которых образовались складки

осадочной толщии, с возникновением в ней такого геотермического градиента, при котором более глубокие слои оказываются значительно сильнее нагретыми, чем вышележащие. Расширение поровой воды, приток летучих, дополнительное выделение в поры конституционной воды преобразующихся минералов приводит к уменьшению валовой плотности породы, достаточному для начала адвекции. Эти вопросы наиболее полно рассматриваются в работах М. А. Гончарова [3]. Он же разработал простейшую математическую модель адвекции (рис. 1), которая позволяет выявить характер возникающих при этом процессе деформаций.

Рассмотрение этой схемы показывает, что при адвекции слои могут подвергаться продольному сжатию и, следовательно, смятию в складки без какого-либо сокращения общей ширины всей адвектирующей толщи, т. е. без воздействия каких-либо внешних сил сжатия. Продольное сжатие, происходящее на одном уровне, компенсируется в пределах этой же толщи продольным же растяжением на других уровнях (см. рис. 1). В природе области растяжения могут оказаться размытыми, либо не обнаженными, вследствие чего — остаться незамеченными. Таким обра-

зом, процесс адвекции способен без внешнего сокращения складчатой зоны вызвать образование линейной складчатости.

Простейшая математическая модель адвекции позволяет количественно предсказать возможную степень сжатости складок, положение их осевых поверхностей и зеркала в пространстве. Автор выполнил подобные расчеты для ряда природных складчатых комплексов Юго-Восточного Кавказа и Тянь-Шаня. Они показали, что сжатие отдельных складок в природе систематически превышало те значения, которые были бы характерны для адвекции в чистом виде. Между тем антивергентный стиль изученных структур, сочетание слабо сжатых крупных синклиналей на краях структур с интенсивно деформированными складками в центральных крупных антиклиналях свидетельствовали в пользу того, что адвекция участвовала в их образовании. Особенно убедительным было наличие складок второй генерации на крыле Туркестанского антиклинория на одном из тянь-шаньских профилей [6], что полностью соответствовало схеме адвекции в далеко зашедших стадиях и никак не могло быть объяснено внешним сокращением. Эти превышения значений сжатия отдельных складок относительно того, что должно быть при адвекции, навели на мысль о возможности сочетания в природе в каком-то виде двух альтернативных, по общему мнению исследователей, процессов — адвекции и внешнего сокращения.

Развитие этой мысли привело к созданию методики кинематического анализа линейной складчатости, в которой на равных правах присутствуют и адвекция, и процесс внешнего сокращения складчатой зоны. Иными словами, вводится предположение, что складчатость образуется одновременно как в результате процессов перераспределения объемов вещества без изменения площади складчатой зоны, так и при поперечном сокращении этой площади. Основная задача при таком подходе — найти способ разделения «внутренней» адвективной компоненты складкообразования и той доли складчатости, которая обеспечивается внешним сокращением. Ясно, что такой способ должен быть количественным, а не качественным. Если в природе складчатость имеет чисто адвективное происхождение, то в результате будет «ноль» поперечного сокращения и некоторое «количество» адвекции. И наоборот, если складчатость возникла в результате одного только поперечного сокращения, то это выразится как «ноль» адвекции и некоторое «количество» внешнего сокращения. В других случаях следует предполагать совместное действие некоторых «количеств» и того, и другого процессов.

В качестве критерия для такого разделения механизмов складчатости было выбрано соответствие размера среднего сокращения отдельных складок по профилю (проходящему через любой объект линейной складчатости — природный или экспериментальный) размеру внешнего сокращения профиля. При чистом внешнем сокращении (мы берем простейший случай — сближение вертикальных стенок или упоров) эти две величины совпадают. При чистой адвекции, несмотря на то что внешнее сокращение отсутствует, возникают складки и размер среднего сокращения отдельных складок тем выше, чем дальше зашел процесс адвекции. В случае сочетания этих процессов средний размер сокращения отдельных складок по профилю оказывается выше размера внешнего сокращения профиля.

АНАЛИЗ ПРОСТЕЙШЕЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ АДВЕКЦИИ

М. А. ГОНЧАРОВА

В качестве основы предлагаемой кинематической модели линейной складчатости используется простейшая математическая модель адвекции М. А. Гончарова, на которой следует подробно остановиться. Модель адвекции основывалась на следующих предположениях.

1. Адвектирующий слой горизонтален.
2. Адвектирующий слой однороден.
3. Свойства слоя эквивалентны ньютоновской вязкой жидкости.
4. Слой имеет теплопроводность.
5. Слой имеет границы свободные,

плоские и равноплотностные. 6. Условия адвекции отвечают небольшому превышению первого критического числа Рэлея, которое обеспечивает возникновение конвективных «валов» (а не гексагональных изометрических ячеек).

Введение этих предположений позволило составить очень простые уравнения гидродинамики, решение которых в приближении Буссинеска в линейной постановке дает поле скоростей движения частиц в конвективных валах [3]:

$$V_x = -A \left(\frac{\pi}{h} \right) \sin \left(\frac{\pi z}{h} \right) \cos \left(\frac{2\pi x}{\lambda} \right),$$

$$V_z = A \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right) \cos \left(\frac{\pi z}{h} \right) \sin \left(\frac{2\pi x}{\lambda} \right),$$

где V_x и V_z — составляющие вектора скорости по горизонтальной оси x и по вертикальной z (вдоль конвективного вала скорость движения частиц V_y равна нулю), h — мощность конвективного слоя, λ — длина волны характерного возмущения, A — некоторая константа. Соотношение вертикальной и горизонтальной сторон ячейки принималось равным 1 : 1,5.

Для исследования возникающих деформаций М. А. Гончаров использует квадратную сетку (см. рис. 1, А). Перемещения узлов этой сетки рассчитывались по приведенным выше формулам для некоторых определенных отрезков времени. Новые положения узлов соединялись линиями, и возникала картина, наглядно демонстрирующая деформации внутри адвективных ячеек на этих стадиях (см. рис. 1, Б—Д).

Предположим, что все площадки первоначально квадратной формы (см. рис. 1, А) заполнены горизонтальными слоями. Тогда удлинение первоначально вертикальных сторон площадок на последующих стадиях означает, что слои подверглись продольному сжатию и, значит, в них возникли складки (что показано на рис. 1 крапом — мелкими точками). Укорочение вертикальных сторон обозначает растяжение слоев и отсутствие складок (отсутствие крапа). Как хорошо видно на рис. 1, количество площадок, занятых складками, постепенно увеличивается. Из рисунка также видно, что образование складок в каждом слое компенсируется его растяжением в других местах.

Если мы проведем линию воображаемого профиля в средней по высоте части адвектирующей толщи на любой ее стадии, то, как мы уже говорили, весь этот профиль будет заполнен складками: зоны растяжения, которые обеспечили возникновение складок, останутся выше и ниже профиля. Причем заметно также, что для более продвинутых стадий характерны в целом более сжатые складки. Это наиболее важное свойство простейшей математической модели адвекции, на котором и основана предлагаемая кинематическая модель линейной складчатости. Это же свойство всегда имеется в виду в гипотезах адвективной природы складчатости: процесс погружения более тяжелых масс и всплытия более легких может вызвать образование складок при неизменной ширине складчатой зоны.

Для разработки модели прежде всего необходимо найти такие показатели, которые могут быть обнаружены и в простейшей математической модели адвекции, и в природе (иначе мы не сможем сравнивать модель и природную складчатую структуру). Обратимся к исходным квадратным площадкам стадии А модели адвекции на рис. 1. Если представить, что они заполнены горизонтальными слоями, то горизонтальное укорочение площадок приводит к образованию серии складок. Их осевые поверхности будут ориентированы вдоль первично вертикальной стороны площадки, а зеркало складок — вдоль первично горизонтальной стороны. Степень сжатия складок (размер горизонтального сокращения) будет эквивалентна удлинению первично вертикальной стороны площадки (рис. 2, 1). Эти три параметра, или, как они будут далее называться, структурных признака: наклон осевых поверхностей складок

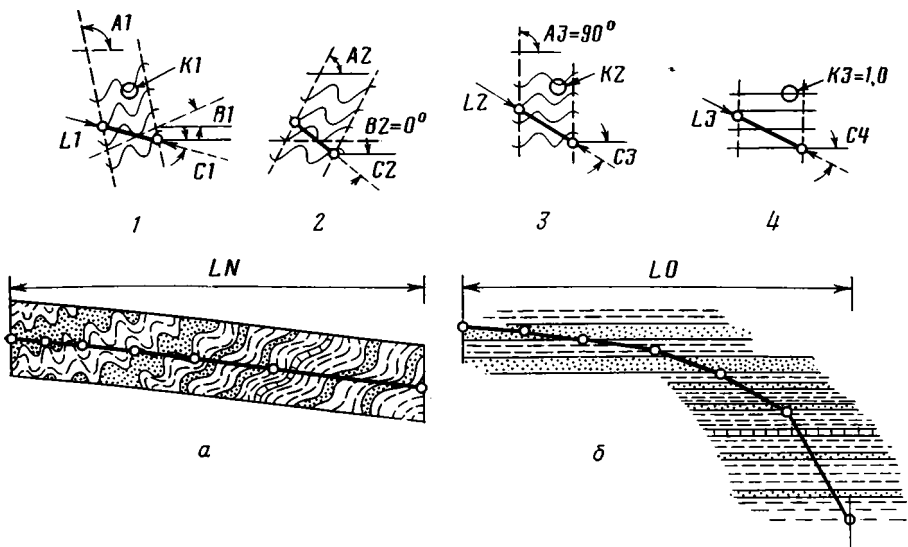


Рис. 2. Восстановление доскладчатого профиля: 1—4 — изменение структурных признаков при кинематических операциях наклона (1—2), сдвига (2—3) и удлинения (3—4). а — теоретический структурный профиль, б — его доскладчатое положение

(наклон первоначально вертикальной стороны площадки), наклон зеркала складок (наклон первоначально горизонтальной стороны площадки), размер горизонтального сокращения складок (степень удлинения первоначально вертикальной стороны площадки) — являются основой для сравнения кинематической модели и природной складчатости.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ: НАЛОЖЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СОКРАЩЕНИЯ НА ПРОСТЕЙШУЮ МАТЕМАТИЧЕСКУЮ МОДЕЛЬ АДВЕКЦИИ

Перечисленные структурные признаки представляют собой в то же время геометрические понятия (отрезки линий и углы) и позволяют проделывать с собой ряд геометрических (кинематических) операций: поворот в пространстве, сдвиг и укорочение — удлинение во взаимно перпендикулярных направлениях. Формулы, описывающие такие операции, легко выводятся из предположения, что площадь фигур при кинематических операциях остается постоянной. Подробнее кинематические операции поворота, сдвига и сокращения — удлинения будут охарактеризованы ниже.

Определенное кинематическое укорочение в горизонтальном направлении (формальное, без рассмотрения его причин) можно наложить не только на отдельную изолированную деформированную площадку, но и на весь профиль, состоящий из множества таких площадок. Это, естественно, вызовет его укорочение (поперечное сокращение) в целом. Разумеется, поперечное сокращение можно накладывать на профили, проходящие через модели на любой стадии адвекции. Поперечное сокращение профиля будет увеличивать размер горизонтального сокращения в отдельных складках.

Складчатую структуру можно описать тремя структурными признаками, а их форму, определяемую адвекцией, и искажение этой формы в результате поперечного сокращения можно рассчитать. На основе модели адвекции и наложения внешнего сокращения была составлена программа для вычисления на ЭВМ типа СМ-4. Профиль через математическую модель адвекции разбивался на девять участков складчатости,

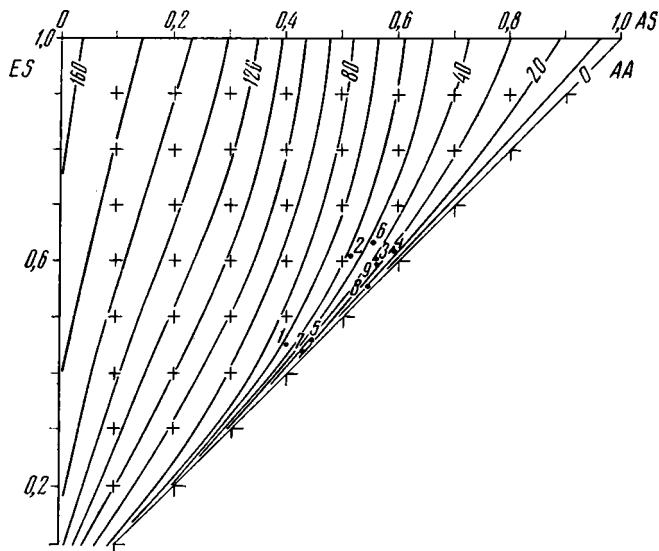


Рис. 3. Номограмма для определения амплитуды адвекции (AA, изолинии) по вычисленным значениям внешнего сокращения (ES) и среднего по профилю сокращения складок (AS). Точки и цифры при них — исследованные профили Тфанской зоны и их номера; 1 — р. Фийчай, 2 — р. Рагданчай, 3 — р. Курвечай, 4 — р. Кудиалчай, 5 — р. Агчай, 6 — р. Карачай, 7 — р. Бабачай, 8 — р. Ахтычай, 9 — склон горы Шалбуздаг

которые считались однородными (точнее, неоднородности, каждого такого участка осреднялись). При вычислениях подсчитывалось, какое среднее сокращение AS (средний размер горизонтального сокращения) складок должно наблюдаться на профиле, если адвекция достигла определенной величины AA (амплитуда адвекции) и на адвекцию накладывалось внешнее сокращение ES. Амплитуда адвекции измеряется как угол поворота первоначально горизонтальной стороны площадки, левый конец которой находится в неподвижном центре адвективной ячейки. На рис. 1 этот центр обозначен кружком, а сторона площадки — более жирной линией. Внешнее сокращение принималось как отношение общей длины профиля после сокращения к той длине, которую он имел до сокращения. При каждом вычислении рассчитывалось 20 вариантов, где ES менялось от 1 (отсутствие сокращения) до 0,05 (20-кратное сокращение). Операцию вычисления среднего сокращения складок AS удобнее описать ниже. Такие расчеты были выполнены для амплитуд адвекции от 5 до 160° с интервалом 5—20° для ячейки с отношением сторон 1,5 и положением профиля в середине ячейки по высоте. По результатам вычислений построена номограмма (рис. 3). В этой номограмме по горизонтальной оси откладываются значения среднего сокращения складок по профилю, по вертикальной оси — значения внешнего сокращения профиля; кривые являются изолиниями амплитуды адвекции. Для того чтобы воспользоваться этой номограммой, необходимо определить значение внешнего сокращения профиля и среднего сокращения складок. При чистом внешнем сокращении эти два параметра совпадают. При чистой адвекции внешнее сокращение профиля равно единице и любой амплитуде адвекции соответствует единственное значение среднего сокращения AS. Если среднее сокращение складок по профилю превысит внешнее сокращение профиля, то положение полученной точки относительно изолиний укажет значение амплитуды адвекции.

Определить внешнее сокращение мы можем, если провести операцию построения доскладчатого профиля, т. е. если восстановить то положение, которое занимали в горизонтально-слоистой (доскладчатой) среде те точки, через которые проходит линия профиля сейчас, в толще осадков, смятых в складки.

ПОСТРОЕНИЕ ДОСКЛАДЧАТОГО ПРОФИЛЯ И ПОЛУЧЕНИЕ СРЕДНЕГО ПО ПРОФИЛЮ СОКРАЩЕНИЯ СКЛАДОК

Профиль, проходящий через складчатую зону (или через какую-либо модель складчатости), необходимо разбить на 10—20 участков, которые должны быть примерно однородными. Каждый такой участок можно преобразовать кинематическими операциями, вернув его к первоначальному, доскладчатому положению (т. е. к горизонтальному положению слоев при отсутствии складок). Для этого требуется провести три кинематические операции: 1) повернуть участок до горизонтального положения зеркала складок; 2) сдвинуть в горизонтальном направлении до вертикального положения осевых поверхностей; 3) растянуть до исчезновения складок (см. рис. 2).

Эти операции могут быть выражены через уравнения. К уже известным нам структурным признакам (наклон осевых поверхностей складок A_1 , наклон зеркала складок B_1 , размер горизонтального сокращения складок K_1) добавим длину участка профиля l_1 , наклоненного под углом C_1 . Операция наклона, или поворота до горизонтального положения зеркала складок, будет выражена так (см. рис. 2, 1—4):

$$A_2 = A_1 - B_1, \quad (1)$$

$$C_2 = C_1 - B_1. \quad (2)$$

При этой операции размер горизонтального сокращения складок и длина участка профиля остаются неизменными.

При следующей операции используется простой сдвиг в горизонтальном направлении:

$$\frac{1}{\operatorname{tg} C_3} = \frac{1}{\operatorname{tg} C_2} - \frac{1}{\operatorname{tg} A_2}, \quad (3)$$

$$l_2 = \frac{l_1 \sin C_2}{\sin C_3}, \quad (4)$$

$$K_2 = \frac{K_1}{\sin A_2}. \quad (5)$$

Операция растяжения (удлинения) выразится через уравнения:

$$\operatorname{tg} C_4 = \operatorname{tg} C_3 (K_2)^2, \quad (6)$$

$$l_3 = \frac{K_2 l_2 \sin C_3}{\sin C_4}. \quad (7)$$

Горизонтальная и вертикальная (l_0 и h_0) проекции участка профиля составят:

$$l_0 = l_3 \cos C_4, \quad (8)$$

$$h_0 = l_3 \sin C_4. \quad (9)$$

Подставляя восстановленные положения участков профиля друг к другу (см. рис. 2), получаем доскладчатое положение профиля.

Для профиля с n участками находим современную длину профиля LN как сумму горизонтальных положений всех участков. Аналогично определяем и длину доскладчатого профиля LO :

$$LN = \sum_{i=1}^{i=n} l_i \cos C_i, \quad (10)$$

$$LO = \sum_{i=1}^{i=n} l_0 i. \quad (11)$$

Определяем величину внешнего сокращения профиля:

$$ES = \frac{LN}{LO}. \quad (12)$$

Среднее сокращение складок по профилю AS определяется как средневзвешенное, причем берутся доля участка профиля в общей длине доскладчатого профиля и современный размер горизонтального сокращения складок:

$$AS = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} K1_i l_{0i}}{LO} . \quad (13)$$

Эта же процедура осреднения, разумеется, применяется и в программе вычислений, по результатам которых строилась номограмма.

Предлагаемая операция построения доскладчатого профиля позволяет восстанавливать длину доскладчатого профиля при правильно сделанных замерах структурных признаков. Проведенная оценка устойчивости решения (в благоприятной области номограммы) показала, что решение устойчиво: введенные 15%-ные систематические ошибки в замерах размера горизонтального сокращения складок вызвали отклонения внешнего сокращения профиля и амплитуды адвекции примерно на те же 15%.

Широко используемая для палинспастических построений методика распрямления слоев (методика λ) является значительно более грубой. На рис. 2 показана часть теоретического структурного профиля, проходящего через математическую модель адвекции, складки в котором возникли без поперечного сокращения пространства адвективной ячейки. По методике распрямления слоев следует дорисовать какой-либо слой, а затем измерить его длину и горизонтальное положение. Сокращение профиля, подсчитанное таким образом, составляет примерно 0,65, т. е. возникает неправильное впечатление, будто складчатость, показанная на профиле, возникла в результате поперечного сокращения пространства примерно на его третью часть. Ошибка здесь заключается в неправильном экстраполировании структуры вверх и вниз: непосредственно из наблюдаемой складчатости нельзя угадать существование зон растяжения выше и ниже профиля. Такого рода ошибки могут возникать и при изучении природной складчатости.

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Прежде чем начать пользоваться методикой на природных объектах, желательно проверить ее на материалах экспериментов, моделировавших линейную складчатость. Для такой проверки были выбраны эксперимент по сжатию слоистого пластилина В. Н. Ларина [5] и эксперимент с подогреванием слоистой канифоли М. А. Гончарова [3].

Моделирование складчатости поперечного сокращения делалось следующим образом. Пачка тонких слоев пластилина укладывалась на лист бумаги и нагревалась снизу. Затем бумага протаскивалась вниз через узкую щель примерно под центром пачки, в результате чего сокращалась площадь, занимаемая пластилином, и возникали складки (рис. 4, движение бумаги показано стрелками). Затем пластилин охлаждался и через модель делались поперечные срезы. По фотографии такого поперечного среза нами были построены карты структурных признаков (карта изолиний наклона осевых поверхностей складок, карта изолиний наклона зеркала складок и карта изолиний размера горизонтального сокращения). В средней части модели был проведен профиль, состоящий из девяти участков. Необходимые замеры структурных признаков в этих участках делались по построенным картам. Затем были проведены операции построения доскладчатого профиля и определения значений внешнего сокращения профиля и среднего размера сокращения складок. Внешнее сокращение ES составило 0,33 (или в 3 раза), среднее сокращение складок AS равно 0,25. Отношение сторон возможной адвективной ячейки составляет 1 : 8. Был специально построен участок номограммы для этого отношения сторон ячейки и была определена амплитуда адвекции (15°). Таким образом, методика кинематического анализа

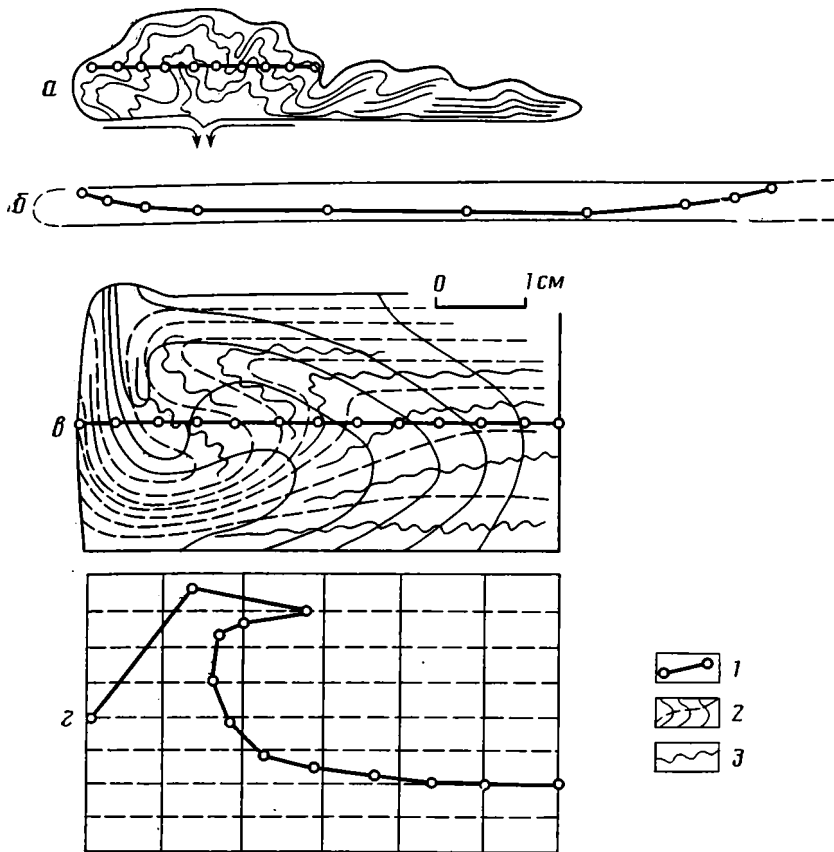


Рис. 4. Эксперименты, моделирующие образование линейной складчатости: а — опыт по сжатию слоистого пластилина В. Н. Ларина [5]; б — его доскладчатый профиль; в — эксперимент по подогреванию слоистой канифоли М. А. Гончарова [3]; г — его доскладчатый профиль

1 — участки однородной складчатости; 2 — сетка, контролирующая деформации (эксперимент М. А. Гончарова); сплошные линии соответствуют осевым поверхностям складок, первоначально располагались вертикально; штриховые линии соответствуют зеркалу складок, первоначально располагались горизонтально; 3 — реальные складки (опыт В. Н. Ларина) и их символическое изображение (эксперимент М. А. Гончарова)

позволила верно восстановить условия эксперимента: трехкратное сокращение при незначительной адвекции. Появление адвекции связано, вероятно, с условиями опыта: сокращение поверхности происходит в одном месте, толщина пластилина здесь многократно увеличивает мощность и в верхней части начинает как бы растекаться. Это гравитационное явление, по-видимому, и улавливается методикой как адвекция.

Образец из слоистой канифоли (опыт М. А. Гончарова [3]) подогревался снизу в течение нескольких часов. Более подогретые нижние слои канифоли увеличились в объеме и стали легче менее нагретых верхних слоев: возникла обстановка инверсии плотностей. Нижние слои медленно всплывали, верхние занимали освободившееся место. Через несколько часов образец охладили и сделали поперечный вертикальный срез (см. рис. 4). По фотографии этого среза были построены карты структурных признаков. Затем в средней части модели провели профиль, состоящий из 12 участков. Как и в предыдущем случае, необходимые замеры для этих участков снимались с карт структурных признаков. Построенный доскладчатый профиль оказался практически той же длины, что и профиль в образце. Среднее сокращение по складкам AS составило 0,41. Отношение сторон ячейки было 1 : 2. Построенный для такого отношения сторон участок номограммы дал для амплитуды адвек-

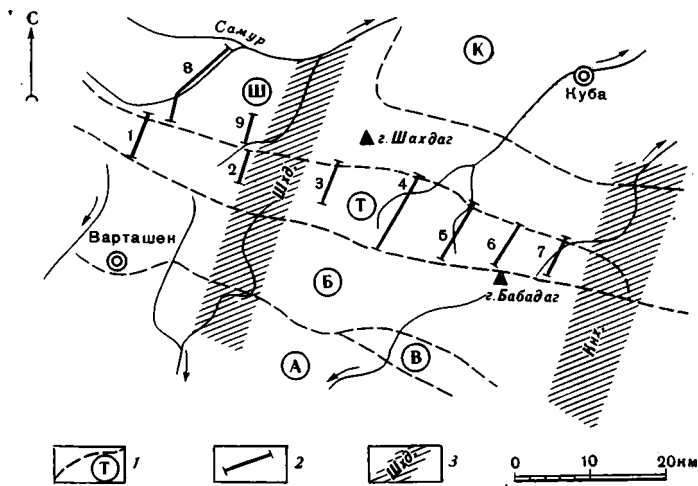


Рис. 5. Схема расположения структурных профилей
 1 — границы структурных зон Юго-Восточного Кавказа (буквы в кружках: К — Кусарский прогиб, Ш — Шахдагская зона, Т — Тфанская зона, Б — Бабадагская зона, В — Вандамская зона, А — Алазанский прогиб); 2 — линии структурных профилей и их номера (соответствуют номерам на рис. 3, 6, 7); 3 — крупные поперечные флексуры: Шхд — Шахдагская, Кнх — Конахкендская

ции значение 105° . Тем самым подтверждаются условия эксперимента: полное отсутствие сокращения ($ES=1,08$) и большая амплитуда адвекции.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Убедившись в том, что предлагаемая методика кинематического анализа дает возможность разделять линейную складчатость на две составляющие: адвекцию и внешнее сокращение, попробуем применить ее к природной складчатости. Наиболее удобно использовать профили, составленные Е. А. Рогожиным и автором в Тфанской и Шахдагской зонах восточной периклинали Большого Кавказа. Методика, по которой составлялись эти детальные профили [6], гарантирует возможность замеров структурных признаков непосредственно с профилей. Немаловажно также, что Тфанская и Шахдагская зоны, как и Юго-Восточный Кавказ в целом, неоднократно служили своеобразным полигоном для исследований, связанных с вопросами происхождения складчатости и закономерностей развития геосинклиналей [2, 4, 7, 9, 11].

Прежде чем показать, что дал кинематический анализ природной линейной складчатости, рассмотрим основные черты геологии исследованного района.

В структуре Юго-Восточного Кавказа выделяется ряд зон, или ступеней, каждой из которых свойственны определенная высота поднятий, особенности стратиграфии, истории развития, свой стиль деформаций. С севера на юг могут быть выделены Кусарская, Шахдагская, Тфанская, Бабадагская, Вандамская, Алазанская зоны (рис. 5). Юго-Восточный Кавказ является восточной периклиналию мегантиклинория Большого Кавказа, и для него характерно погружение структур в восток, которое происходит главным образом по нескольким поперечным флексурам. Наиболее важные из них в интересующем нас районе — Шахдагская и Конахкендская. Деформации пород разнообразны: широко распространена линейная складчатость (Тфанская, Бабадагская зоны, западная часть Шахдагской зоны), встречаются коробчатые и гребневидные складки (восточная часть Шахдагской зоны, восточное продолжение Бабадагской).

Наиболее древние отложения выходят на поверхность в Шахдагской зоне и представлены тоарскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами видимой мощностью 1,5—2 км. Ааленский ярус сложен здесь аргиллито-алевролитовой толщей, в которой местами встречаются пес-

чаники. Мощность этой толщи около 6 км. Разрез среднеюрских отложений завершает 300-метровая пачка песчаников, алевролитов и аргиллитов байосского возраста, кровля которых размыта. На размытые горизонты байоса и аалена в Шахдагской зоне ложатся верхнеюрские карбонатные рифогенные отложения, а также меловые терригенно-карбонатные толщи общей мощностью до 3—5 км.

В Тфанской зоне распространены ааленские толщи аргиллитов и чередующихся аргиллитов и песчаников видимой мощностью от 1 км на востоке до 3,5 км на западе зоны. Эти отложения в целом согласно перекрываются массивными песчаниками, чередующимися аргиллитами и песчаниками байоса и бата, а также терригенно-карбонатным флишем верхней юры общей мощностью 1—2,5 км. Юго-западнее с. Конахкенд видно, как верхнеюрские отложения в целом согласно перекрываются нижнемеловым карбонатным флишем, широко распространенным также в Бабадагской зоне.

Тфанская зона с севера и юга ограничена крупными разломами — Ахтычайским на границе с Шахдагской зоной и Малкамудским на границе с Бабадагской. В полном соответствии с тем, что линейная складчатость в Шахдагской зоне проявилась раньше (I_2/I_3), чем в Тфанской (не ранее $K_2?$), Ахтычайский разлом несет следы длительного развития. Его сместитель падает на юг под углами 40—80° и имеет явные следы надвиговых движений. В контакте находятся более древние отложения на севере и более молодые на юге, т. е. этот надвиг раньше был сбросом. Малкамудский надвиг, у которого сместитель падает на север под углами 40—80°, разделяет, как правило, верхнеюрские и нижнемеловые породы двух соседних зон. Смещение по нему может достигать первых километров. Местами этот разлом представлен несколькими разломами, которые могут кулисообразно подставлять один другой по простиранию.

В Шахдагской и Тфанской зонах на профилях (рис. 6, см. рис. 5) хорошо видны отдельные складки, как крупные, шириной до 1 км, так и мелкие, которые еще удается отразить на профиле. В обнажениях в зависимости от мощности слоев встречаются складки и совсем мелкие, шириной до первых сантиметров.

В Тфанской зоне в ее западной части (см. рис. 6, 1—5) выделяются пять складок первого порядка, образующих антивергентную антиклинорную структуру. Это две синклинальные складки в краевых частях зоны, около Малкамудского и Ахтычайского разломов, а также две антиклинали, разделенные синклиналью в центральной части зоны. Осевые поверхности складок и кливаж наклонены в северной антиклинали на юг, а в южной — на север. На востоке эта структура упрощается и на профиле по р. Бабачай (см. рис. 6, профиль 7) можно выделить две краевых синклинальных и одну центральную антиклинальную складки.

Структура Шахдагской зоны видна на профиле 8, дополняемом профилем 9 (см. рис. 6). Хорошо выделяются две крупные антиклинальные формы первого порядка, расположенные на расстоянии около 8 и 16 км к северу от Ахтычайского разлома, разделенные синклинальной складкой первого порядка. Между южной антиклиналью и Ахтычайским разломом находится другая крупная синклинальная складка. Осевые поверхности складок в Шахдагской зоне не имеют ярко выраженного антивергентного наклона и ориентированы главным образом субвертикально.

Рассмотрим, можно ли применить предлагаемую методику кинематического анализа к линейной складчатости Тфанской и Шахдагской зон. Методика может применяться в том случае, если исследуемый профиль проходит минимум через одну адвективную ячейку. Если обратиться к математической модели адвекции М. А. Гончарова, то видно, что кроме мелких складок адвективные движения образуют в каждой ячейке антиклиналь и синклиналь первого порядка и сопряженные ячейки (на рис. 1 их две) представляют собой чередование антиклинорных и синклинорных форм. Эти антиклинорные и синклинорные структурные формы математической модели адвекции могут быть сопоставлены со складками первого порядка, описанными в Тфанской и Шахдагской зонах. Рассмот-

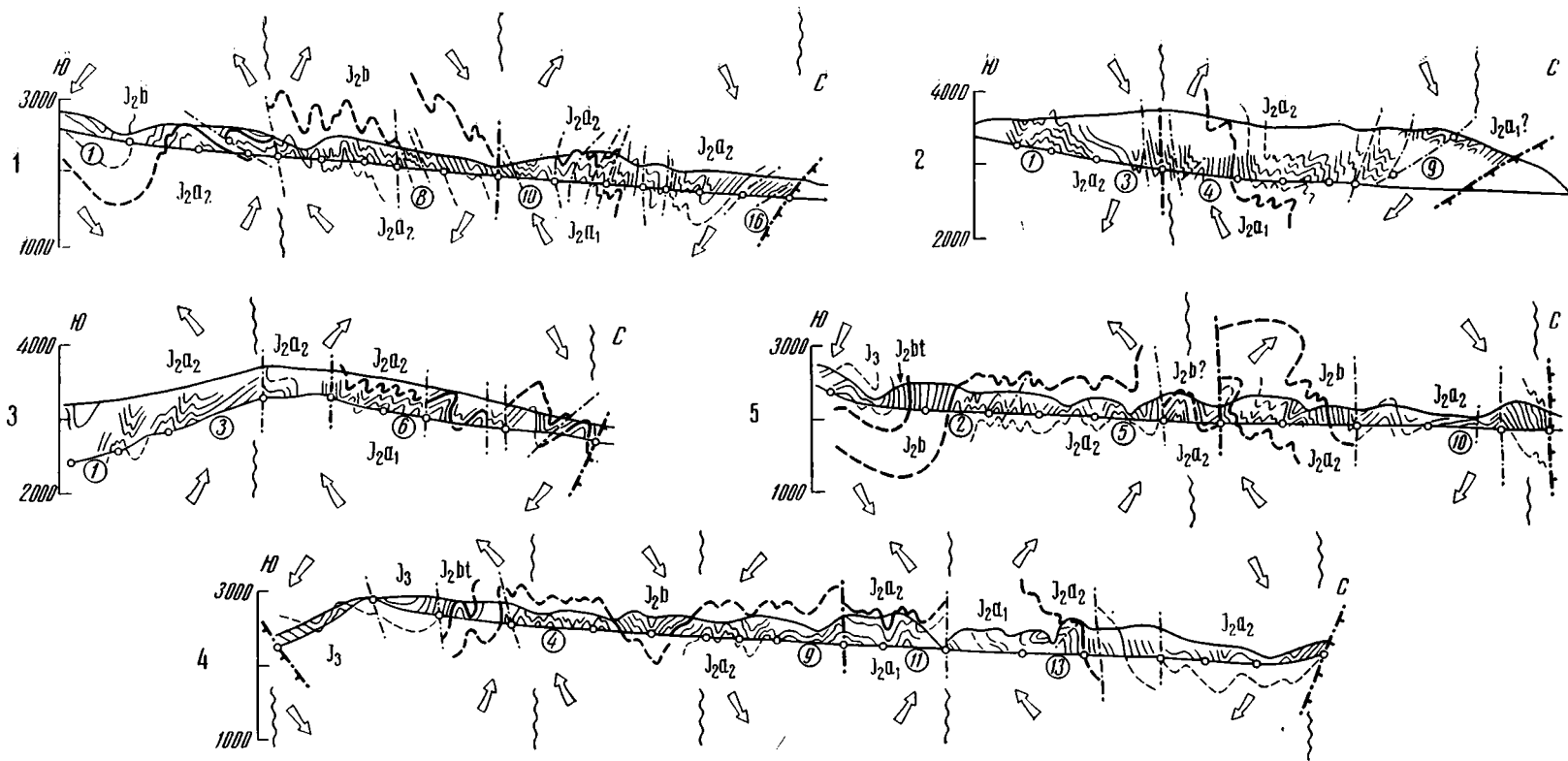


Рис. 6 (I)

Рис. 6. Структурные профили через Тфанскую и Шахдагскую зоны Юго-Восточного Кавказа (составлены Е. А. Рогожиным и Ф. Л. Яковлевым)

1 — структурные линии: *a* — границы стратиграфических подразделений, *б* — отдельные пласты, литология не показана; 2 — разрывные нарушения: *a* — незначительной, *б* — значительной амплитуды, *в* — разломы, являющиеся границами зон: на севере профилей (кроме 9-го) — Ахтычайский, на юге — Малкамудский; 3 — номера профилей, соответствующие номерам на рис. 3, 5, 7; 4 — границы выделенных однородных участков складчатости и номера участков (показаны выборочно); 5 — предполагаемые адвективные ячейки: *a* — границы ячеек, показанные ориентировочно, *б* — предполагаемое направление адвективных движений

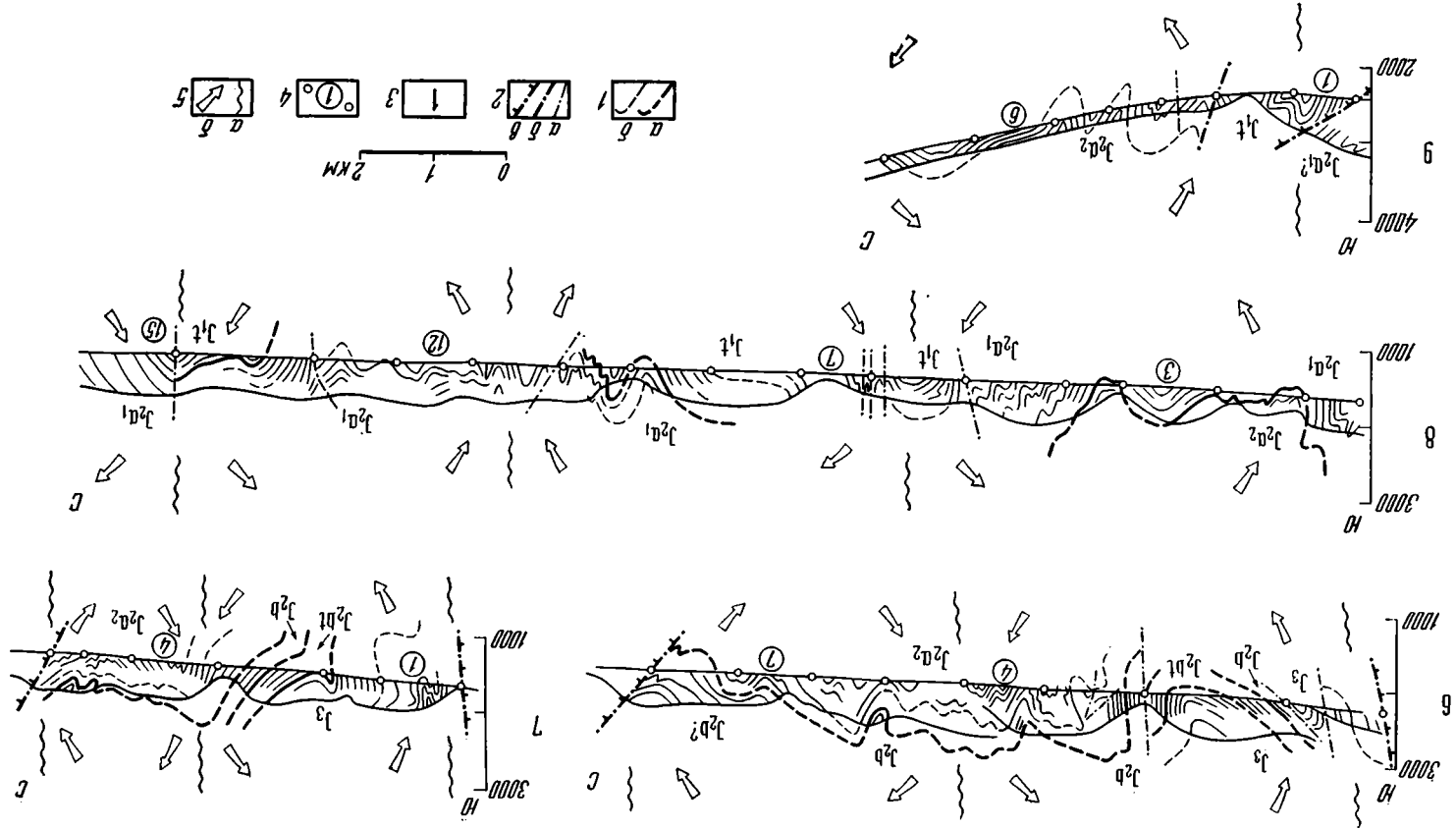


Рис. 6 (II)

рение структуры зон с этой точки зрения показало, что в Тфанской зоне может быть выделено от трех-четырех до двух адвективных ячеек, в Шахдагской — четыре адвективных ячейки (см. рис. 6).

Для правильного определения амплитуды адвекции важно знать соотношение вертикальной и горизонтальной сторон этих предполагаемых адвективных ячеек. В Тфанской зоне общая видимая на профилях мощность геосинклинальной толщи достигает 3—5 км, в Шахдагской зоне видимая мощность среднеюрских отложений около 8 км. Точная мощность геосинклинальной толщи не известна, но мы предполагаем, что необнаженная часть разреза не превышает по мощности первые километры. Средняя ширина адвективной ячейки (доскладчатая длина ячейки вдоль профиля) составляет 6—8 и 10,5 км соответственно. Соотношение сторон предполагаемых природных адвективных ячеек составляет, таким образом, менее 1,3—2,0 и поэтому в качестве первого приближения мы использовали для оценки соотношения сторон цифру 1,5, принятую для математической модели адвекции М. А. Гончарова (см. рис. 1), и амплитуду адвекции определяли по номограмме, построенной для этого же соотношения (см. рис. 3).

Структура каждого профиля делилась на ряд однородных участков складчатости, и на каждую выделенную адвективную ячейку приходилось от 3 до 6 таких участков. Это меньше, чем в использованной расчетной модели, но на точности анализа практически не сказывается: специально проведенные расчеты показали, что снижение числа участков с 10 до 3 может изменить амплитуду адвекции не более чем на 7—10%.

В качестве примера покажем ход обработки структурного материала профиля по р. Фийчай (см. профиль 1, рис. 6). В нем было выделено 16 участков. В каждом участке были измерены углы наклона осевых поверхностей складок. Если складок было больше одной, то определялся средний угол наклона. Затем измерялся угол наклона зеркала складок. Для этого обычно какой-либо слой на участке профиля достраивался до границ участка и точки начала и конца слоя на участке соединялись прямой. Наклон этой прямой давал угол ориентировки зеркала складок. Субвертикальные разрывы, нарушающие складчатую структуру, часто считались границами участков и в этих случаях не затрудняли замеров. Если разрывы находились внутри участка, то замеры делались по одному и тому же слою между этими разрывами, а затем находился средний угол наклона зеркала складок. Размер горизонтального сокращения определялся через угол схождения крыльев складок α по формуле $K = \sin(\alpha/2)$. Если на участке было несколько складок, то затем значения размера горизонтального сокращения складок осреднялись. В принципе желательнее применять для оценки размера горизонтального сокращения складок более точные методики [12, 13]. Однако наблюдения за изменением мощности слоев песчаника в замках складок исследованного района и некоторые другие признаки показали, что применение указанной выше формулы не повлечет за собой чрезмерных ошибок. Измерялись также длина участка вдоль выбранного направления (как правило, вдоль уреза воды) и угол наклона этой линии. После того как данные по структурным признакам для всех 16 участков были собраны, были проведены расчеты по формулам (1)—(9), результаты которых (табл. 1) позволили вычислить длину доскладчатого профиля и определить среднее сокращение складок, внешнее сокращение профиля и амплитуду адвекции.

Таким же образом были собраны данные и по всем другим профилям и рассчитаны размеры внешнего сокращения и амплитуды адвекции (см. рис. 3, табл. 2). Ниже (I—III) приведены исходные замеры структурных признаков по объектам линейной складчатости.

Внешнее сокращение для Тфанской и Шахдагской зон оказалось в пределах от 0,439 до 0,633 (т. е. структура сократилась в поперечном направлении в 2,28—1,58 раза), а значения амплитуды адвекции колебались от 68 до 20°. Как видно из таблицы, в природной складчатости с помощью методики кинематического анализа обнаружены значительные «количества» и адвекции, и внешнего сокращения.

I												
Номер участка ¹	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A1	85	140	262	220	185	158	145	141	142	142	133	100
B1	-88	+120	+160	+161	+133	+100	+68	+42	+30	+12	+7	+3
K1	0,40	0,23	0,60	0,90	1,20	1,00	0,80	0,52	0,38	0,45	0,54	0,62

¹ Модель М. А. Гончарова, на всех участках $l_1=5$ мм, $C_1=0$.

II									
Номер участка ²	1	2	3	4	5	6	7	8	9
A1	150	145	140	110	80	60	80	42	55
B1	+60	+60	+50	+20	+1	-15	-20	-33	-40
K1	0,45	0,37	0,30	0,18	0,18	0,19	0,25	0,38	0,50

² Модель В. Н. Ларина, на всех участках $l_1=3$ мм, $C_1=0$.

III																	
Номер участка ³	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
l1	1450	900	1000	1145	800	745	440	550	970	525	865	1040	890	1010	660	730	930
C1	+25	-13	-9	-5	-5	-5	-5	-4	-4	-4	-4	-1	-1	-1	-2	-4	+9
A1	110	105	105	107	92	70	80	70	75	68	78	58	70	78	81	70	80
B1	+7	+22	+50	-13	-55	+45	-10	-5	+10	-28	+16	-47	-33	-70	-31	-22	+18
K1	0,79	0,63	0,52	0,46	0,50	0,63	0,70	0,34	0,61	0,87	0,62	0,63	0,64	0,47	0,78	0,64	0,79

³ Профиль 4, р. Кудналчай.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вынесем результаты кинематического анализа всех изученных объектов на диаграмму (рис. 7), в которой по горизонтальной оси откладываются значения кинематического внешнего сокращения ($1/ES$), показывающие во сколько раз сократилась длина профиля, без рассмотрения его причин, а по вертикальной — амплитуда адвекции, т. е. кинематическая величина, измеряющая, как далеко зашел процесс адвекции. Опыт внешнего сжатия В. Н. Ларина (точка S) располагается далеко от оси адвекции и близко к оси сокращения. Такое положение этой точки указывает на то, что процесс внешнего сокращения был ведущим в этом эксперименте. Адвективный эксперимент М. А. Гончарова (точка A) располагается точно на оси адвекции; это указывает на то, что адвекция была здесь единственным процессом образования полученной структуры. Точки 1—9, отвечающие профилям через Тфанскую и Шахдагскую зоны Юго-Восточного Кавказа, расположены группой, в целом одинаково далеко от обеих осей. Из такого положения этих точек следует вывод, что ни чистое внешнее сокращение, ни чистая адвекция в отдельности не могли образовать исследованные структуры. Сочетание же этих процессов с кинематической точки зрения может дать удовлетворительную интерпретацию складчатости данного района.

Возникает вопрос: а не могло ли внешнее сокращение каким-либо образом трансформироваться в движения, эквивалентные адвекции, подобно тому, как это, вероятно, было в эксперименте В. Н. Ларина? В этом случае природную структуру можно было бы объяснять одним внешним сокращением, хотя и очень непростым. Прямого, точного ответа на этот вопрос сейчас дать нельзя, однако ряд косвенных оценок позволяет сделать некоторые предположения.

Прежде всего рассмотрим связь между полученными значениями внешнего сокращения и адвекции. Если адвекция является следствием внешнего сокращения, то следует ожидать между ними на-

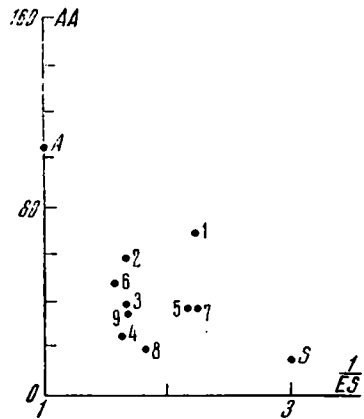


Рис. 7. Диаграмма сопоставления результатов кинематического анализа природных и экспериментальных объектов линейной складчатости. Точки с цифрами — номера профилей.

Анализ структурного материала профиля по р. Фийчай

Номер участка *	Структурные признаки (формулы (1)–(3))						
	И, м	С1, град	А1, град	В1, град	К1	l _о , м	h _о , м
1	960	—14	113	2	0,39	1965,9	—110,5
2	910	—6	120	80	0,55	1330,0	—777,2
3	785	—7	120	—12	0,42	1492,7	38,7
4	595	—18	129	—21	0,48	675,1	29,9
5	610	—5	107	—21	0,38	1490,5	80,9
6	570	—6	90	—22	0,25	2267,5	42,4
7	460	—6	94	—34	0,60	755,0	163,4
8	640	—6	90	—32	0,29	2193,1	96,4
9	760	—4	90	—70	0,36	2105,2	741,5
10	785	—5	91	—26	0,70	1115,3	221,0
11	660	—4	77	1	0,35	1862,5	—20,8
12	525	—3	60	—72	0,34	1375,8	222,2
13	305	—5	54	—52	0,54	484,1	125,3
14	480	—3	60	—60	0,40	1069,2	185,9
15	575	—4	68	32	0,48	1139,3	—276,0
16	665	—2	50	43	0,38	1379,0	—1446,2

* Участки нумеровались с юга на север, участок 16 доходит до Ахтычайского разлома.

Таблица 2

Результаты кинематического анализа складчатости Тфанской и Шахдагской зоны

Основной параметр	Номер профиля								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Количество участков складчатости	16	9	8	17	11	8	6	16	7
Современная длина профиля, м	10 192	5995	7 329	14 446	9 664	10 030	5 474	19 922	6 394
Длина доскладчатого профиля, м	22 692	9895	12 220	23 436	21 116	15 833	12 470	36 093	10 675
Внешнее сокращение профиля	0,449	0,606	0,600	0,616	0,458	0,633	0,439	0,552	0,599
Среднее сокращение складок по профилю	0,400	0,516	0,560	0,596	0,444	0,557	0,427	0,543	0,563
Амплитуда адвекции	68	58	37	25	37	47	37	20	35

личия функциональной связи, когда рост внешнего сокращения вызывает увеличение адвекции. В статистике связь считается функциональной, если коэффициент корреляции больше 0,7 и чем ближе он к 1,0, тем сильнее выражена эта связь. Вычисленный для этих девяти профилей коэффициент корреляции ($r = -0,21$) показал, что такая связь отсутствует — эти значения независимы.

Теперь попробуем оценить, хотя бы качественно, вклады внешнего сокращения и адвекции в то свойство складчатости, которое обычно именуется интенсивностью, напряженностью или морфологической сложностью [7]. Сравним попарно профили 1 и 5, 2 и 4, отличающиеся по амплитуде адвекции, но равные по размеру внешнего сокращения. Складчатость на профилях 1 и 2, там, где амплитуда адвекции выше, выглядит более сложной и напряженной, а на профилях 5 и 4 более простой и спокойной, что говорит об увеличении морфологической сложности складчатости с ростом адвекции (см. рис. 6). Если сравнивать профили, которые отличаются по внешнему сокращению, но равны по амплитуде адвекции, например 5 и 3, а также 7 и 9, то нельзя решить, какие из них являются более напряженными, что говорит о независимости морфологической сложности от внешнего сокращения. Проведенные количественные оценки этих связей (на технике которых мы не можем

останавливаться) подтверждают этот вывод: коэффициент корреляции между морфологической сложностью складчатости и амплитудой адвекции составляет 0,69, т. е. связь между ними близка к функциональной, а для внешнего сокращения — 0,21, т. е. связь отсутствует.

Таким образом, получается, что при одном и том же внешнем сокращении может образоваться и простая, не слишком напряженная складчатость, состоящая из крупных спокойных складок, и складчатость интенсивная, состоящая из большого числа мелких напряженных складок. Сложность, напряженность складчатости зависит от процесса, который регистрируется предлагаемой методикой как кинематический процесс адвекции. Как мы показали выше по косвенным данным, эта адвекция никак не может быть следствием внешнего сокращения и является самостоятельным процессом.

В. Н. Шолпо [10] при обосновании гипотезы глубинного диапиризма (адвекции) на материале Большого Кавказа указал на ряд черт, которые должны быть присущи адвективным структурам. Это прежде всего двугорбый веерообразный характер общей формы структуры, когда две крупные, относительно напряженные антиклинали имеют наклон осевых поверхностей складок по направлению друг к другу, разделены синклиналью или грабенom и ограничены с краев двумя не менее крупными относительно простыми синклиналями. Примеры таких структур — Сванетский антиклинорий и флишевый синклинорий южного склона Большого Кавказа. Как видно из профилей и описания складчатости, структура Тфанской зоны имеет именно такую адвективную форму.

Второй признак адвективной структуры — развитие процессов метаморфизма, приводящее к образованию аспидных сланцев и кливажа, что, по мнению В. Н. Шолпо, свидетельствует о наличии процессов разуплотнения вещества, необходимых для адвекции. Глинистые породы изученного района испытали требуемый начальный метаморфизм, и в них наблюдается кливаж, причем наиболее сильно это проявляется в районах профилей 1 и 2, как раз там, где зафиксированы наибольшие амплитуды адвекции. Таким образом, по обоим известным признакам в исследованном районе должен был наблюдаться процесс адвекции, что еще раз подтверждает наш вывод об участии этого процесса в формировании изученной структуры.

Как нам кажется, точный ответ на вопрос о соотношении адвекции и внешнего сокращения можно получить с помощью серии экспериментов на эквивалентных материалах, в которой одному и тому же внешнему сокращению подвергалась бы толща с изменяющейся от опыта к опыту инверсией плотностей. Исследование кинематики этих экспериментов и сравнение с природными объектами может решить вопрос об участии в складкообразовании адвекции, вызванной инверсией плотностей. Для постановки таких экспериментов требуется совершенствование как оборудования, так и технологии опытов. Традиционное моделирование складчатости с участием только одного какого-либо процесса, разумеется, играет важную роль при изучении особенностей образующихся структур, но результаты такого моделирования, как это видно из рис. 7, довольно далеки от природы.

Процесс внешнего сокращения представляется также вполне реальным. Сокращение профилей в среднем в 2 раза при мощности чехла в 6—8 км и первоначальной ширине зоны в 20—30 км не может не захватывать геосинклинальный фундамент. Как указывает М. Л. Сомин [8], во многих участках перевальной полосы Главного хребта Западного Кавказа описаны достаточно интенсивные складчатые деформации, в которых участвуют и юрские слабометаморфизованные отложения, и породы доюрского кристаллического фундамента.

Предлагаемый кинематический анализ линейной складчатости, как мы видим, позволяет решать некоторые важные вопросы механизма образования линейной складчатости. Однако, разумеется, с его помощью вряд ли можно выяснить все основные аспекты этой сложной проблемы. Две получаемые характеристики: размер внешнего сокращения и ампли-

туда адвекции — не исчерпывают всего многообразия возможного проявления и других механизмов складкообразования, в частности глыбовых движений геосинклинального фундамента и оползания толщ со склонов тектонических поднятий. Такое ограничение методики препятствует широкому использованию уже полученных результатов; например, из них, по-видимому, рано делать какие-либо выводы геотектонического характера. Это обстоятельство заставляет стремиться к созданию более совершенных методик кинематического анализа, которые могли бы выявлять большее количество механизмов складкообразования.

ВЫВОДЫ

1. Предлагается методика кинематического анализа линейной складчатости, основанная на модели, комбинирующей два складкообразующих процесса — адвекцию, при которой образование складок не требует внешнего сокращения структуры, и собственно внешнее сокращение. Методика позволяет выделять обе компоненты в любых объектах линейной складчатости в количественном виде. В методике используются структурные признаки (наклон осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, размер горизонтального сокращения складок), которые можно находить и в природных структурах, и в экспериментальных моделях. Процедуры обработки данных одинаковы для любых объектов, что позволяет сравнивать эти объекты друг с другом по полученным результатам — амплитуде адвекции и внешнему сокращению.

2. Проведенный в качестве проверки методики анализ экспериментальной модели внешнего сокращения В. Н. Ларина и адвективной экспериментальной модели М. А. Гончарова показал, что методика дает возможность выделять и адвективную компоненту складчатости, и компоненту внешнего сокращения.

3. Исследование линейной складчатости Юго-Восточного Кавказа по предлагаемой методике выявило значительные величины обеих компонент. Это означает, что ни чистое внешнее сокращение, ни чистая адвекция в отдельности не могли образовать этих структур, а сочетание этих процессов может дать объяснение складчатости данного района.

4. Изучение корреляционных связей оценок внешнего сокращения и амплитуды адвекции между собой, а также их связей с напряженностью складчатости показало независимость процесса адвекции от внешнего сокращения структуры, его самостоятельность и реальность.

Литература

1. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
2. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
3. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
4. Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али-Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа//Геотектоника. 1981. № 1.
5. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. М.: Недра, 1980. 216 с.
6. Рогожин Е. А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 98 с.
7. Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л.//Геотектоника. 1983. № 3. С. 87—98.
8. Сомин М. Л. О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 122—129.
9. Хачи В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 224 с.
10. Шолто В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
11. Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
12. Яковлев Ф. Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53 (5). С. 43—52.
13. Яковлев Ф. Л. Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок//Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 70—76.

УДК 551.242.5.055(470.22)

МИЛЛЕР Ю. В.

СТРУКТУРА АРХЕЙСКИХ ТРОГОВ КАРЕЛЬСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ

Цепочки трогов, трассирующие зеленокаменные пояса, представляют собой вторичные структуры — реликты некогда единого позднеархейского терригенно-вулканогенного структурного яруса, перекрывавшего большую часть или, возможно, всю Карельскую гранит-зеленокаменную область. Структурное оформление трогов произошло в результате двух тектонических эпизодов, из которых первый привел к линейной складчатости, второй, составляющий главную специфику структурно-метаморфического развития, выразился в подъеме глыб ремобилизованного фундамента.

Карельская гранит-зеленокаменная область относится к числу наиболее хорошо изученных советскими геологами [1—6, 8—13, 16—19]. Между тем до недавнего времени сравнительно полная структурная информация имела только по району Костомукши [4, 6, 10, 11], но и она не привела к однозначному пониманию структуры и стратиграфии трогового комплекса. Эти данные в сочетании со сведениями, касающимися других трогов [1, 2 и др.], не позволяли наметить общих закономерностей развития зеленокаменных структур. Для достижения этой цели проведены специальные исследования Большеозерско-Хедозерского, Семченского, Хаутаваарского трогов.

Цепочки трогов («структур», прогибов), выполненные терригенно-вулканогенными образованиями лопия (3,2—2,9 млрд. лет), трассируют зеленокаменные пояса на сотни километров (рис. 1). Они залегают на комплексе основания, представленном разнообразными гранитами, гранодиоритами, тоналитами, а также реликтами и продуктами гранитизации супракрустальных образований саамийского структурного яруса с предположительным изотопным возрастом порядка 3,5 млрд. лет. Структура зеленокаменных поясов (трогов) оформилась в результате ребольского тектоно-метаморфического цикла на рубеже 2,9—2,75 млрд. лет и испытала наложенные, обычно весьма слабые дислокации и метаморфизм селецкого и свекофеннского циклов, связанные с первичными преобразованиями сумий-сариолийского и ятулийского структурного ярусов соответственно.

БОЛЬШЕОЗЕРСКО-ХЕДОЗЕРСКИЙ ТРОГ

Внутренняя структура трога — прямая синклиальная складка с сорванными крыльями, выполненная метаморфизованными образованиями гимольской серии лопия: ритмично-слоистыми песчано-сланцевыми отложениями (флиш), которые выше по разрезу сменяются андезитами и кислыми эффузивами¹ (рис. 2). Мощность разреза лопия около 1 км. Синклиальное строение подтверждается изучением градационной слоистости. Шарнир синклинали ундурирует, но в целом полого погружается на север. Параллельно осевой поверхности развиты синскладчатые разрывы, разделяющие синклиаль на продольные тектонические линзы, и система сланцеватости, локально нарушенная мелкими складками послонного течения. В области южного замыкания, где на поверхность выходит днище трога, наблюдается совместное тектоническое разлинзование комплексов основания и трогового с элементами взаимопроник-

¹ Здесь и далее первичная природа метаморфизованных пород лопия установлена по хорошо сохранившимся текстурам, петрографическому составу, а также на основе специальных петрохимических реконструкций, выполненных Р. И. Милькевич.

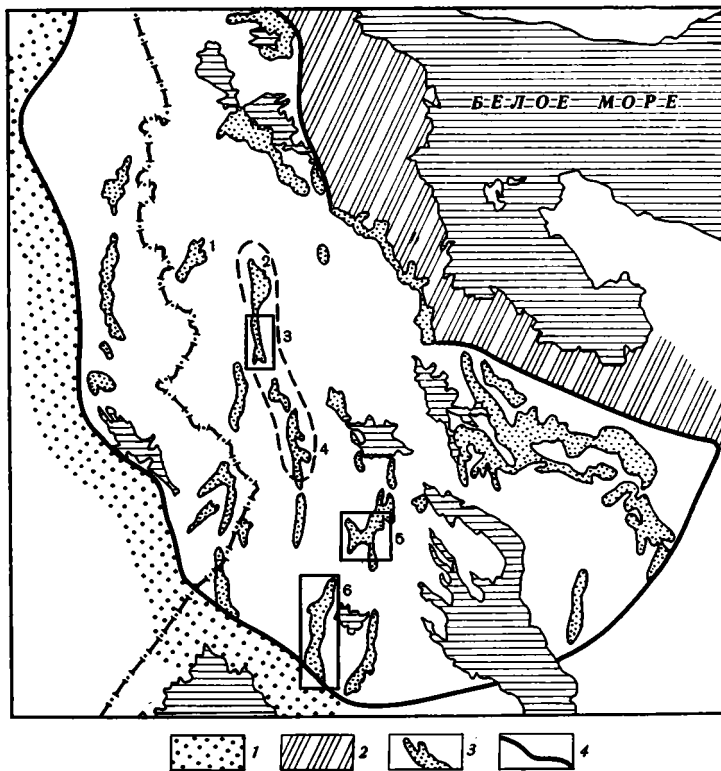


Рис. 1. Схема Карельской гранит-зеленокаменной области
 1 — свекофениды; 2 — беломориды; 3 — Карельская гранит-зеленокаменная область и лопийские терригенно-вулканогенные пояса (троги) в ней; 4 — граница гранит-зеленокаменной области. Цифрами обозначены трого: 1 — Костомукшский, 2 — Нюкзерский, 3 — Большезерско-Хедозерский, 4 — Суккозерский и Гимольский, 5 — Семченский, 6 — Хаутаваарский. Рамкой обведены трого, изучавшиеся автором, пунктиром — контуры раннеребольского поднятия

новения и тектонического перемешивания материала. Ребольские деформации сопровождаются внедрением базитов, гранодиоритов, плагиоклаз-микроклиновых гранитов, пегматитов и метаморфическими ассоциациями фации зеленых сланцев, сохранившимися локально. Почти повсеместно породы метаморфизованы в условиях, пограничных между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями. Этим условиям отвечает прогрессивный метаморфизм сумий-сариолийских образований, перекрывающих лопийский трог на севере, и диафторез комплекса основания.

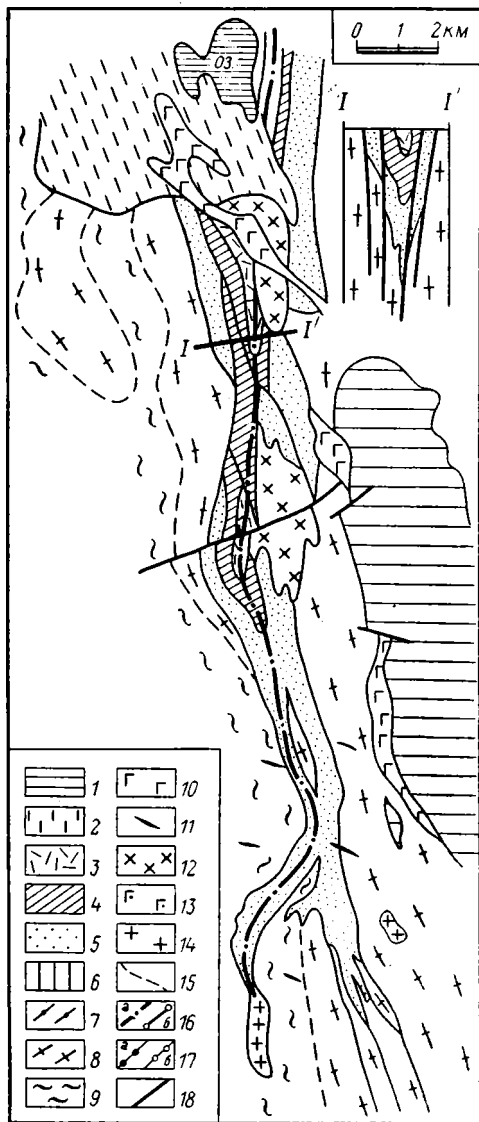
Последний представлен продуктами гранитизации — мигматитами и гранитогнейсами по субстрату неясного генезиса и гнейсодиоритами. Большезерско-Хедозерская структура — единственная из рассмотренных, где ремобилизация комплекса основания не проявлена, о чем, в частности, свидетельствует хорошая сохранность древних (дотроговых) структурных элементов. По этой же причине здесь отчетливо расшифровываются процессы, предшествовавшие заложению трога. Из них помимо ультраметаморфических наиболее существенны калишпатовый порфиروبластез и рассланцевание, в региональном плане согласное с трогом, локально ориентированное под углом к нему (см. рис. 2).

СЕМЧЕНСКИЙ ТРОГ

В отличие от линейного Большезерско-Хедозерского Семченский трог имеет неправильную форму, обусловленную контурами окаймляющих его глыбово-купольных структур, сложенных преимущественно ремобилизованными гранитоидами комплекса основания (рис. 3). Глыбово-ку-

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Большезерско-Хедозерского трога

1—6 — метаморфизованные породы: 1 — ятулий: кварциты, кварцевые конгломераты, базальты, 2 — сумий — сариолий нерасчлененные: полимиктовые и туфоконгломераты, андезито-дацитовые туфы, базальты; 3—6 — лопий: 3 — кислые эффузивы, 4 — андезиты, 5 — ритмично-слоистые песчано-сланцевые отложения, в Семченском троге с горизонтами и линзами кислых туфов, 6 — толеитовые базальты с примесью коматиитов в основании, андезитов и дацитов — в верхах разреза; 7—9 — комплекс основания: 7 — ремобилизованные олигоклазовые граниты, гранодиориты, тоналиты, 8 — гнейсо-гранодиориты; 9 — мигматиты, гранитогнейсы; 10—14 — интрузивные породы: 10 — габбро, 11 — дайки долеритов, 12 — диориты, 13 — габбро-диабазы Семченской интрузии, 14 — плагиоклаз-микроклиновые граниты; 15 — граница между разновидностями пород комплекса основания; 16 — оси складок: ранних линейных (а) и поздних, развивающихся на стыках смежных глыб (б); 17 — граница между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями: обнаженная (а) и предполагаемая, перекрытая сумий-сариолийскими и ятулийскими образованиями (б); 18 — разломы



польные структуры одновременно обнаруживают признаки комплекса основания (т. е. несут реликты долопийской структуры), гранитогнейсовых куполов (поскольку обладают округлыми очертаниями и расланцованы параллельно контактам) и гранитных массивов (ремобилизованный материал локально интродуцирует комплекс основания). Из них сравнительно хорошо изучены расположенная на юге Койкарская и на севере — Южно-Сегозерская глыбы. На карте Семченского трога видны лишь краевые части этих крупных структур, околунтуренных дизъюнктивными нарушениями и прерывистой цепочкой зеленокаменных трогов и крупных реликтов лопийских вулканитов.

Стратиграфия трогового комплекса и внутренняя структура расшифровываются достаточно уверенно, так как опираются на многочисленные признаки подошвы — кровли разреза, неясными или дискуссионными остаются только детали. Западная и центральная части троговой структуры в одних разрезах выглядят как крыло складки (см. рис. 3, разрез I—I'), в других — как асимметричная синклиналь (см. рис. 3, разрез II—II'). Если анализировать всю внутреннюю троговую структуру, включая ее восточную часть, где лопийские образования обнажаются в ядрах ятулийских антиклиналей, то она выступит как система линейных складок северо-восточного простирания (см. рис. 3, разрез III—III'). В ядрах

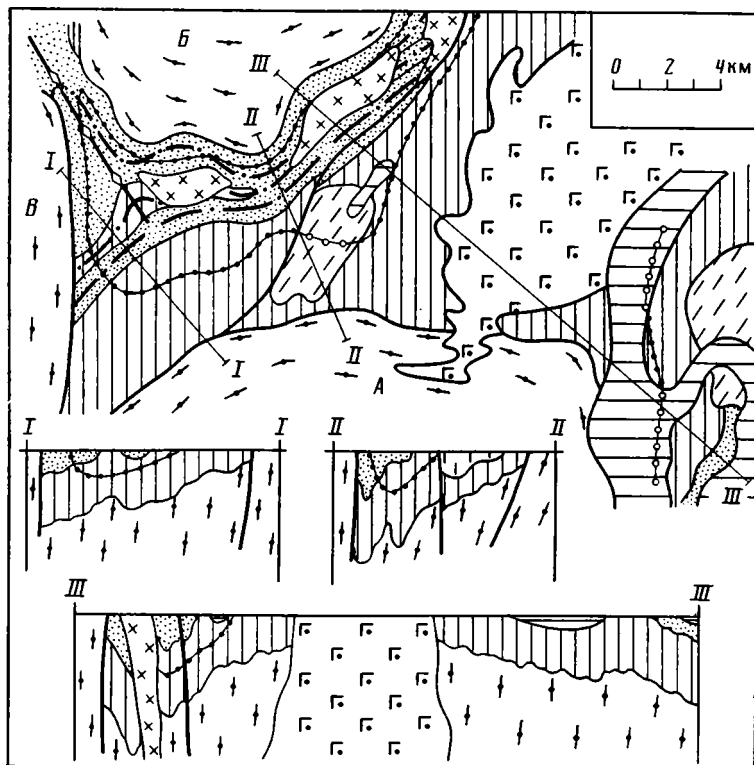


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Семченского трога с учетом данных С. И. Рыбакова и Н. А. Арестовой [12]
Глыбово-купольные структуры: А—Койкарская, Б—Южно-Сегозерская, В—Западная. Условные обозначения см. на рис. 2

антиклиналей обнажается нижняя существенно базальтовая толща (мощность ~2 км), в ядрах синклиналей — верхняя вулканогенно-терригенная толща, сложенная ритмично-слоистыми сланцами и песчаниками с горизонтами и линзами кислых эффузивов (мощность ~1 км). Наиболее крупная из складок — Семченская антиклиналь, с осевой поверхностью которой связана одноименная интрузия габбро-диоритов. Система линейных складок осложнена дополнительными складками, крутой сланцеватостью, синкладчатыми разрывами, по которым осуществляется тектоническое разлинзование и перемешивание материала. В результате линзы трогового комплекса оказываются заключенными в комплекс основания, и наоборот, в троговый комплекс включены линзы фундамента. Процесс разлинзования и перемешивания материала проявляется на разных масштабных уровнях и особенно далеко заходит в восточной части трога, где сопровождается вращением тектонических линз, повторной локально проявленной складчатостью, наложенным тонким разлинзованием. С этой стадией развития троговой структуры связан метаморфизм фации зеленых сланцев и интрузивный ряд, состоящий из гипербазитов, габбро, гранодиоритов.

Рассмотренные линейные дислокации имеют северо-восточную ориентировку, независимую от очертаний трога; этим они резко отличаются от последующих, которые полностью контролируются ограничениями глыб комплекса основания. К ним относятся краевая структурно-метаморфическая зональность, интенсивное рассланцевание в экзо- и эндоконтактах с фундаментом, развитие наложенных складок на стыках смежных глыб.

Наложенный зональный метаморфизм проявился в краях трога и в контактах с гранитными глыбами достигает амфиболитовой фации [12, 16]. В центральной части выделяется область, на которую метаморфи-

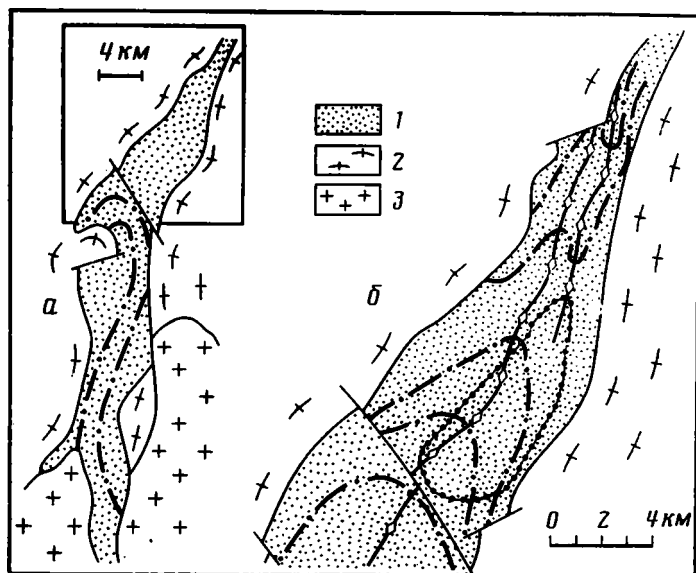


Рис. 4. Структурная схема Хаутаваарского трога. Составлена на основе карты С. И. Рыбакова [16]: а — общая конфигурация трога, б — северная часть трога
 1 — лопий нерасчлененный; 2 — ремобилизованные гранитоиды комплекса основания; 3 — граниты-рапакиви. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

ческая зональность не распространялась и где метаморфизм никогда не поднимался выше фации зеленых сланцев. Структурная зональность выражается в закономерном усложнении пликативной структуры по мере повышения метаморфизма. Детальное изучение зональности проводилось в южной части трога, где она проявилась в механически однородных базальтах нижней толщи в полосе шириной от 3 км и более. Здесь по мере перемещения из центральной части трога к его южному борту встречены и закартированы фронты распространения складок послонного сдвигового течения первой, потом второй генерации, промежуточное положение занимает фронт распространения птгматитовых складок, что хорошо согласуется с экспериментальными данными [15]. Одновременно с повышением метаморфизма совершенствуется и переориентируется параллельно границам трога сланцеватость, интенсифицируется крутая линейность, нарастает общая деформированность пород, что фиксируется величиной сплющивания лавовых подушек.

Складки, развивающиеся на стыках смежных глыб, в Семченском троге лишь намелились и по существу остались не изученными. С подъемом глыб ремобилизованного фундамента связана интрузивная серия, начинающаяся с гипербазитов и базитов и завершающаяся микроклиновыми гранитами.

ХАУТАВААРСКИЙ ТРОГ

Подобно Семченскому трогу он имеет неправильные очертания, обусловленные расположением между глыбами ремобилизованного фундамента (рис. 4, а). Лопийские образования представлены чередованием осадочно-вулканогенных пачек (туфы андезитобазальтов, реже дацитов с линзами графитовых сланцев, кварцитов, колчеданных руд) с основными эффузивами (базальты, порфириды, иногда коматииты) общей мощностью до 5,5 км.

Внутренняя структура расшифровывается как система линейных складок, ориентированных в общем случае под различными углами к границам трога. Со складками связаны продольные синскладчатые разрывы, разделяющие тектонические линзы, и субвертикальная сланцеватость. С ранней линейной складчатостью коррелируется метаморфизм фации зеленых сланцев и интрузивная серия, представленная гиперба-

зитами, габбро, гранодиоритами. Позднее развиваются деформации и метаморфизм, подчиненные контуру окаймляющих глыб: краевая структурно-метаморфическая зональность, аналогичная рассмотренной в Семченском трого, и наложенная система линейных складок, развивающихся на стыках смежных глыб, интенсивно проявленная в северной части трого, где представляется возможным проследить стадии формирования этих складок от открытых до почти изоклиальных по мере сближения глыб фундамента (см. рис. 4, б). С наложенным метаморфизмом и деформациями связаны интрузии диоритов и микроклиновых гранитов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ДЛИТЕЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

На фоне полициклической эволюции Карельской гранит-зеленокаменной области выделяются тектонические зоны длительного развития. Примером может служить Большезерско-Хедозерская ослабленная зона раннеархейского заложения, контролировавшая господствующие субмеридиональные простирания в течение 1,5 млрд. лет, начиная с долопийского (беломорского) и кончая свекофенским циклом. Другой пример — Семченский глубинный долгоживущий разлом долопийского заложения, контролирующий северо-восточные простирания раннеребольских линейных складок. Позднее он служил каналом для габбро-диоритов Семченской интрузии, которая в деталях подчиняется рассланцеванию, параллельному контакту трого, а в региональном плане маркирует зону разлома и выходит за пределы трого в комплекс основания. В процессе становления интрузии и позднее в зоне разлома проявляется перманентно возобновляющееся брекчирование, что приводит к эруптивным соотношениям между разновозрастными интрузивными породами. Деформации, подчиненные контурам глыб ремобилизованного фундамента, резко диссонируют с простиранием разлома, тогда как более поздние, селективные, и в некоторой степени свекофенские согласуются с ним.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

История становления зеленокаменных поясов включает стадию накопления единого, не выдержанного по вещественному составу и мощности лопийского структурного яруса, перекрывавшего большую часть, а на заключительной стадии осадконакопления — возможно, всю Карельскую гранит-зеленокаменную область. Об этом свидетельствуют многочисленные, хотя и неравномерно развитые по площади реликты лопийских вулканитов, сохранившиеся в промежутках между трогоми, а также седиментологические соображения. Накопление флиша, железистых кварцитов (если принять их осадочный генезис), других хемогенных осадков могло происходить в бассейнах шириной по крайней мере в несколько десятков километров и более, т. е. гораздо более обширных, чем наблюдаемые трого. Мощность лопийского структурного яруса, по оценке В. А. Глебовицкого, основанной на глубинности метаморфических процессов, достигала 15 км.

Полученная структурная информация показывает, что становление лопийских трогов осуществлялось в результате двух тектонических эпизодов. Первый проявился повсеместно и привел к линейной складчатости, сопровождавшейся зеленосланцевым метаморфизмом и интрузивной серией гомодромного ряда. Трого, прошедшие сокращенное структурно-метаморфическое развитие типа Большезерско-Хедозерского, испытали преобразования только этого тектонического эпизода. Второй тектонический эпизод проявился не повсеместно, но именно он составляет основную специфику структурного развития зеленокаменных комплексов. Этот эпизод определяется подъемом глыб ремобилизованного фундамента, что приводит к коренной перестройке ранней линейной структуры и приспособлению ее к новому структурному плану, резко отличающемуся от предыдущего. Важнейший результат второго тектонического эпизода — фрагментация некогда единого структурного яруса: одни части комплек-

са выдвигаются на верхние уровни складчатого сооружения и впоследствии эродированы, другие сохраняются в реликтах, зажатых между глыбами фундамента, и несут информацию о вещественном составе лопийского комплекса, его эндогенных преобразованиях, в том числе структурных. При этом ранняя структура всегда представлена случайными обрывками, выхваченными из общего структурного контекста. Другими результатами второго тектонического эпизода являются краевая структурно-метаморфическая зональность, наложенные складки, формирующиеся на стыках смежных глыб, определенное магматическое сопровождение структурных и метаморфических событий.

Разные глыбы играют неодинаковую роль в структуре зеленокаменных трогов. Слабо приподнятые выступают в роли ядер лопийских блок-антиклиналей: с ними соприкасаются низы разреза лопия, при этом лавовые потоки обращены подошвой в сторону глыб и как бы наращивают их разрез. Эти глыбы мы видим в срезе, близких к подошве лопийского яруса, поэтому в них постоянно встречаются реликты лопийских вулканигов (пример — Койкарская глыба). Сильно приподнятые глыбы приходят в соприкосновение с различными частями разреза лопия, при этом кровля разреза ориентирована по-разному. Эти глыбы наблюдаются в глубоких сечениях — в них реликты лопия отсутствуют (пример — Южно-Сегозерская глыба). В прямой зависимости от величины подъема глыб находится ширина зоны краевой структурно-метаморфической зональности: чем слабее приподнята глыба и ближе ее срез к подошве лопия, тем шире эта зона.

Выделенные тектонические эпизоды по набору эндогенных процессов и характеру их проявления сопоставимы с самостоятельными тектоно-метаморфическими циклами [14]. Таким образом, в Карельской гранит-зеленокаменной области мы сталкиваемся с феноменом расщепления единого ребольского тектоно-метаморфического цикла на два самостоятельных цикла — ранне-ребольский и поздне-ребольский, каждый из которых характеризуется своими особенностями эндогенных процессов и самостоятельным структурным планом. В дальнейшем, во избежание путаницы, мы будем продолжать именовать их тектоническими эпизодами.

Там, где изучался комплекс основания и образования, перекрывающие лопий, получена одна и та же картина: древние лопийские (ранне-ребольские) структуры, сумий-сариолийские (селецкие) и в определенной степени ятулийские (свекофенские) контролировались одними и теми же линейными ослабленными зонами или глубинными разломами раннеархейского заложения. В поздне-ребольское время эта система унаследованных структур нарушается регионально проявленным подъемом глыб ремобилизованного фундамента и на смену линейному структурному плану приходит иной, подчиненный контурам глыб фундамента. Но этот структурный план оказался эпизодическим, а древний линейный — крайне устойчивым: уже после накопления сумия он вновь проявился, контролировал селецкие, а позднее в какой-то степени и свекофенские структуры.

Существует определенная корреляция между типом структурного развития и вещественным составом лопийского комплекса. Сокращенное структурное развитие проявляется в трогах, характеризующихся редуцированным разрезом лопия, где нижняя существенно базальтовая серия (конттокская и ее аналоги) отсутствует (Нюкозерский, Большезерско-Хедозерский, Суккозерский трог) или представлена сравнительно маломощным разрезом (Гимольский трог с учетом последних данных [3]). Эти трог, вытянутые цепочкой на 200—250 км по границе Центральной и Западной Карелии (см. рис. 1), маркируют область сокращенного разреза лопия, что позволяет выделить здесь ранне-ребольское поднятие рельефа области накопления лопийского комплекса.

Полное структурное развитие осуществляется только там, где в разрезе лопия (чаще всего в основании разреза) присутствует мощная толща вулканигов основного состава, которая по своей плотностной характеристике резко контрастирует с менее плотными породами комплекса

основания. Таким образом, второй тектонический эпизод реализуется только там, где инверсия плотности между комплексом основания и лопийским комплексом была максимальной. Напрашивается вывод, что в реализации этого эпизода, составляющего основную специфику структурного развития архейских зеленокаменных комплексов, определяющую роль играли адвективные движения, направленные на восстановление нарушенного гравитационного равновесия и нашедшие отражение в дифференциально проявленных по латерали глыбовых движениях.

Отсюда зеленокаменные трюги, заполняющие пространство между глыбами ремобилизованного фундамента,—не случайные фрагменты некогда единого структурного яруса, а отвечающие максимальной первичной мощности вулканогенных образований. Это значит, что зеленокаменные структуры, испытавшие оба тектонических эпизода, являясь в деформационном отношении вторичными, могут в то же время в определенной степени наследовать первичные прогибы.

СОПОСТАВЛЕНИЯ И ОБОБЩЕНИЯ

В настоящее время известно несколько вариантов структурного развития архейских зеленокаменных поясов, отличающихся один от другого количеством структурных ярусов в составе зеленокаменного комплекса и цикличностью проявления эндогенных процессов. Наиболее сложный вариант установлен для большинства зеленокаменных поясов Зимбабве [7], а у нас в Союзе наметился в Среднем Приднепровье [20]. Этот вариант характеризуется двухъярусным строением зеленокаменного комплекса: нижний вулканогенный структурный ярус (группа Булавайо в Зимбабве, конкская свита в Приднепровье) испытывает преобразования двух тектоно-метаморфических циклов, сопоставимых с первым и вторым тектоническими эпизодами, а верхний существенно осадочный ярус (группа Шамве, белозерская свита) подвергается только заключительному циклу.

Наиболее распространенный вариант отвечает одному структурному ярусу, испытавшему последовательно преобразования первого и второго тектонических эпизодов. К этому варианту относится большинство зеленокаменных трюгов Карелии, в том числе Семченский, Хаутаваарский, Костомукшский. По заключению В. С. Федоровского (устное сообщение), к названному варианту относятся зеленокаменные пояса Байкальской горной области. Этому же варианту отвечают многие зеленокаменные структуры провинций Йилгарн (Австралия), оз. Верхнего (Канада), Каапваальского кратона (Африка). Классическим примером может служить Барбертонский зеленокаменный пояс, где единственный структурный ярус, представленный надгруппой Свазиленд, испытал сначала сквозную линейную складчатость, осложненную крутыми продольными разрывами и сопровождавшуюся метаморфизмом пренит-пумпеллитовой фации (первый тектонический эпизод), а позднее—повторную складчатость, крутое рассланцевание, краевую метаморфическую зональность, достигающую условий амфиболитовой фации, связанные с диапировыми куполами, в нашей интерпретации—с подъемом глыб ремобилизованного фундамента (второй тектонический эпизод) [23, 25]. Последующие исследования [26] вскрыли локально проявленное покровообразование, предшествовавшее линейной складчатости.

По-видимому, встречаются зеленокаменные комплексы, представленные единым структурным ярусом, испытавшим только второй тектонический эпизод; к ним, возможно, следует отнести некоторые зеленокаменные пояса провинции оз. Верхнего (Канада) [24]. Наконец, простейший вариант сводится к осуществлению первого тектонического эпизода, наложенного на единственный структурный ярус. Помимо Большезерско-Хедозерского к этому типу можно отнести многие терригенные трюги, которые, строго говоря, ни по вещественному составу, ни по структурному развитию не отвечают типичным зеленокаменным поясам, но в то

Структурная классификация зеленокаменных поясов

Геологическое развитие	Тектонотип			
	пояса Зимбабве, Среднего Приднеп- ровья	пояс Барбертон, Семчен- ский, Хау- таваарский троги	некоторые пояса провинции оз. Верх- него (?)	Больше- зерско- Хедозер- ский трог
II тектонический эпизод *	+	+	+	—
Накопление верхнего структурного яруса	+	—	—	—
I тектонический эпизод **	+	+	—	+
Накопление нижнего структурного яруса	+	+	+	+

* Подъем глыб ремобилизованного фундамента или куполообразование.

** Линейная складчатость, иногда предшествовавшее ей покровообразование.

же время являются закономерными членами гранит-зеленокаменных областей. Приведенная классификация (таблица) может быть пополнена с появлением новой информации или детализована на основе дополнительных признаков.

Сопоставление зеленокаменных комплексов с различной историей развития показывает, что адвективные движения второго тектонического эпизода, предопределенные еще в процессе накопления вулканитов, реализуются через разные отрезки времени: или сразу после накопления единственного структурного яруса, или после проявления первого тектонического эпизода, или после первого тектонического эпизода и накопления верхнего структурного яруса. По-видимому, спусковым механизмом, приводящим в действие адвективные движения, является ремобилизация комплекса основания, которая достигается выведением зеленокаменного комплекса на уровень, где комплекс основания, представленный преимущественно гранитоидами, уже испытывает частичное плавление (ремобилизацию), а зеленокаменный комплекс, представленный в основании разреза преимущественно вулканитами, лишь метаморфизуется или претерпевает локальный ультраметаморфизм. Очевидно, ремобилизация и определяет ту критическую аномально низкую эффективную вязкость, при которой адвективные движения начинают реализовываться. Чем больший отрезок времени затрачивается на приведение адвективного механизма в действие, тем полнее выглядит структурное развитие зеленокаменного комплекса.

Из сказанного видно, что механика адвективных движений может многое объяснить в реализации второго тектонического эпизода, составляющего специфику структурно-метаморфического развития зеленокаменных комплексов, но и она не является исчерпывающей и универсальной. Если в Карелии она удовлетворительно объясняет наметившуюся картину, то в других регионах может сочетаться с иными механизмами. Это особенно наглядно видно в Байкальской горной области, где сравнительно мелкие гранитогнейсовые купола трассируют борта зеленокаменных поясов и располагаются не в области развития вулканитов, а приурочены к зоне фациальных переходов между существенно вулканогенными и терригенными разрезами зеленокаменного комплекса, что не исключает адвекцию, но подтверждает представления В. С. Федоровского о связи куполов с глубинными разломами, контролировавшими заложение самих поясов [21, 22]. В Карелии на современном уровне изучения межтроговых областей такая тенденция намечается, но выражена локально и слабо. В большинстве же случаев картина иная: не трог контролируют расположение куполов, а скорее крупные глыбово-купольные структуры типа Койкарской и Южно-Сегозерской или дизъюнктивы, их ограничивающие, контролируют расположение зеленокаменных трогов.

Литература

1. *Богданов Ю. Б., Воинов А. С.* О соотношении карелид с беломоридами//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1968. Т. 143. С. 97—109.
2. *Горлов Н. В.* К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 13—28.
3. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* О находке основных вулканитов в разрезе лопия Гимольского железорудного района//Оперативно-информационные материалы. Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: АН СССР. Карел. филиал, 1982. С. 15—19.
4. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 144 с.
5. *Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Дук В. Л. и др.* Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 232 с.
6. *Кожевников В. Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
7. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
8. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др.* Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 228 с.
9. *Крылов И. Н., Левченко О. А., Лобач-Жученко С. Б. и др.* Гетерогенность строения и развития архейской литосферы Карельской гранит-зеленокаменной области//27-й МГК. Геология докембрия. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 100—106.
10. *Лазарев Ю. И.* Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 192 с.
11. *Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н.* Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 124 с.
12. *Лобач-Жученко С. Б., Арестови Н. А., Байкова В. С. и др.* Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 263 с.
13. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Крылов И. Н. и др.* Геологическая эволюция архейского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976. С. 213—217.
14. *Миллер Ю. В.* Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
15. *Миллер Ю. В.* Экспериментальное исследование структурной зональности, связанной с послыпной сдвиговым течением//Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 196—204.
16. *Рыбаков С. И.* Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1980. 136 с.
17. *Рыбаков С. И., Светова А. И., Куликов В. С.* Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
18. *Рыбаков С. И., Свириденко Л. П., Светова А. И.* Протогеосинклиальные образования Центральной и Южной Карелии в связи с проблемой зеленокаменных поясов//Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: АН СССР. Карел. филиал. 1979. С. 6—23.
19. *Свириденко Л. П., Светов А. П., Голубев А. Н. и др.* Эволюция докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1984. 253 с.
20. *Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Малюк Б. И.* Морфологические типы раннедокембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский щит)//Геотектоника. 1984. № 5. С. 22—37.
21. *Федоровский В. С.* Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса — единый структурный парагенезис докембрия Байкальской горной области//27-й МГК. Геология докембрия. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 125—132.
22. *Федоровский В. С.* Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии)//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 400. М.: Наука, 1985. 200 с.
23. *Anhaeusser C. R.* The geology of Sheba Hills area of the Barberton Mountain Land, South Africa//Univ. Witwatersrand. Econ. Geol. Res. Unit. Inf. Circ. 1974. V. 94. P. 4—76.
24. *Gorman B. E., Pierce T. H., Birkett T. C.* On the structure of Archean Greenstone belts//Precambrian Res. 1978. V. 6. P. 23—41.
25. *Ramsay J. G.* Structural investigations in the Barberton Mountain Land, eastern Transvaal//Trans. Geol. Soc. South Afr. 1963. V. 66. P. 353—398.
26. *Wit M. J.* Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton Greenstone Belt//J. Struct. Geol. 1982. V. 4. № 2. P. 117—136.

Институт геологии и
геохронологии докембрия

Поступила в редакцию
26.XII.1985

УДК 551.24(479+477.8)

РЕЙСНЕР Г. И., РЕЙСНЕР М. Г.

**СОВРЕМЕННЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ
(НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗСКОГО И КАРПАТСКОГО РЕГИОНОВ)**

Рассматривается результат решения задачи по классификации земной коры Кавказского и Карпатского регионов, их районирования по типам коры и современным эндогенным режимам. В качестве исходных использовались данные о тепловом потоке, глубине залегания консолидированного фундамента, изостатических аномалиях, скорости современных вертикальных движений и мощности земной коры. Выявлены основные процессы преобразования земной коры — конструктивный и деструктивный. Рассмотрены взаимоотношения между этими процессами и стадиями их развития в пространстве и во времени. Делается вывод о новых возможностях описания и картирования современных эндогенных режимов.

ВВЕДЕНИЕ

В тектонике давно уже разрабатываются представления о разных типах тектонических режимов и закономерностях их пространственно-временных взаимоотношений. Обобщая эти представления, В. В. Белоусов [7] предложил классификацию эндогенных режимов материков, основанную на различных сочетаниях тектонических, магматических и метаморфических процессов, происходящих в земной коре. Были выделены следующие основные классы эндогенных режимов: геосинклинальный, платформенный, орогенный, рифтовый, магматической активизации платформ и окраин материков. Каждый режим характеризовался своими индивидуальными особенностями указанных процессов. Вместе с тем отмечалось, что существует глубокая общность между этими режимами и непосредственная связь эндогенной активности с величиной теплового воздействия. В связи с этим все эндогенные режимы были разделены на возбужденные (активные) и спокойные.

Дальнейшее развитие учения об эндогенных режимах привело В. В. Белоусова и Н. И. Павленкову [9] к выделению нового их класса — тафрогенного. Последняя классификация включала только четыре класса режимов: геосинклинальный, орогенный, тафрогенный и платформенный. Было высказано предположение, что термическая активизация верхней мантии приводит к воздействию на кору двоякого рода: конструктивному, когда ее мощность увеличивается, и деструктивному, при котором она уменьшается.

Выделение различных классов эндогенных режимов, выяснение их пространственно-временных взаимоотношений является, следовательно, одной из важнейших проблем современной геотектоники.

Ее решение возможно несколькими путями. Один из них — восстановление и картирование эндогенных режимов в различные периоды геологической истории с использованием геологических и геохимических данных. Второй — выявление и картирование современных эндогенных режимов с привлечением данных о современном состоянии и структуре земной коры.

Достаточно очевидно, что процессы, происходящие в настоящее время в земной коре и более глубоких слоях, протекают медленно по сравнению с существующими возможностями их наблюдения и измерения методами наук о Земле. Иными словами, такие основные особенности, свойственные разным эндогенным режимам, как магматизм и метаморфизм в глубоких частях земной коры, характерные осадочные формации, тип складчатости и разрывов, не могут быть выявлены полностью на

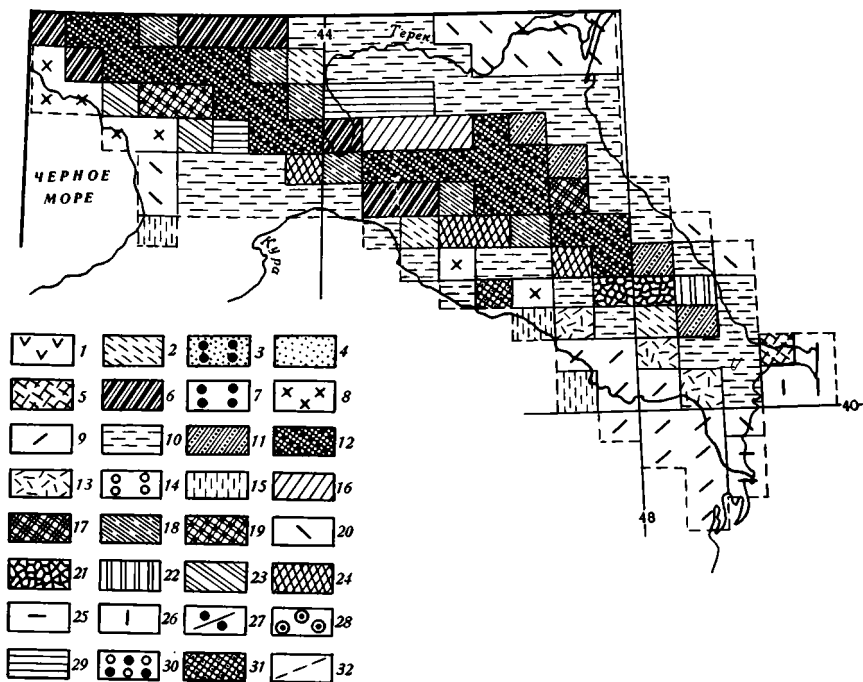


Рис. 1. Пространственное распределение типов земной коры Кавказского региона
1—31 — типы земной коры (объяснения в тексте); 32 — границы региона

основании материалов сиюминутных, с геологической точки зрения, наблюдений и измерений. Разрыв между тем, что возможно наблюдать и измерять сегодня, и тем, что доступно восстановлению из геологического прошлого, оказывается чрезвычайно велик. Возникает, следовательно, задача наведения мостов между настоящим и прошлым, между палео- и современными эндогенными режимами.

Эта задача может быть решена в методологическом отношении по-разному. В первом приближении возможно несколько раздвинуть временные рамки понятия «современный эндогенный режим», включив в анализ данные по новейшему этапу развития и структурам, сформированным на этом этапе. Это позволит, с одной стороны, использовать для характеристики эндогенных режимов более полный комплекс необходимых исходных геологических и геохимических материалов и тем самым полнее охарактеризовать отмеченные особенности эндогенных режимов. С другой стороны, это допущение позволит охарактеризовать эндогенные режимы комплексом геофизических и геодезических данных о современном состоянии, структуре и подвижности земной коры. Далее можно новейшие структуры выстроить в определенный эволюционный ряд, отражающий стадии развития того или иного эндогенного режима. Такой прием позволяет серию статичных обстановок превратить в определенный процесс эволюции земной коры. Именно этот прием был успешно использован для выделения нового класса эндогенного режима — тафрогенного [9], а также эволюционного ряда лабигенных структур [19].

Тем не менее сделанное допущение накладывает определенные ограничения на возможности широкого использования указанного приема. Во-первых, остается открытым вопрос о возможности экстраполяции во времени данных о современных физических полях, поскольку неизвестны скорости преобразования земной коры. Во-вторых, может вызвать определенные возражения и сам эволюционный ряд, сконструированный из разобренных в пространстве структур.

По-видимому, все это обусловило появление другого подхода к выявлению современных эндогенных режимов. «Сперва, конечно, надо ста-

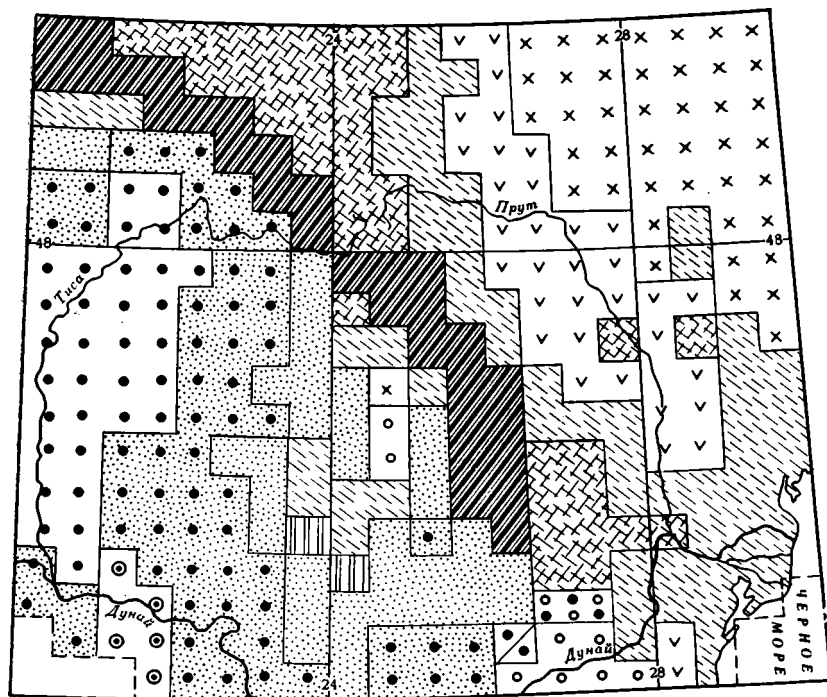


Рис. 2. Пространственное распределение типов земной коры Карпатского региона
Условные обозначения см. на рис. 1

вить вопрос о выделении типов коры по их структуре. Но если выделенные типы коры будут подобраны так, чтобы они отражали также разные типы развития коры, т. е. разные эндогенные режимы, то такая картина позволит судить не только о современном строении коры, но и о закономерностях ее развития» [8, с. 4].

Иными словами, определяются три основных направления исследований: 1) классификация земной коры по комплексу данных о ее современном строении (и состоянии земных недр); 2) районирование (картирование) земной коры по выделенным типам; 3) выявление современных эндогенных режимов и их районирование (картирование).

Все три направления тесно связаны между собой и представляют определенные этапы общего исследования, конечная цель которого — выявление генеральных закономерностей эволюции земной коры. Первые два из них имеют и самостоятельное значение. Они развиваются многими исследователями, но, как будет показано, по-разному. Что касается третьего направления, то до настоящего времени на этом пути не найдено приемлемых решений. В настоящей статье предлагается новая методика анализа исходных данных о строении и современном состоянии земной коры, позволяющая восполнить этот пробел. При этом одной из важнейшей становится проблема отбора исходных данных.

Главным источником информации о глубинном строении и состоянии земных недр являются геофизические данные. Существует несколько направлений их обобщения в зависимости от целей решения задачи и условий, которыми она регламентируется. Обычным приемом классификации является ограничение количества видов используемой информации и анализ парных корреляций признаков, из которых наиболее часто принимаются во внимание данные о мощности земной коры, тепловом потоке и гравиметрические [6, 8].

Некоторые приемы учета многих признаков использовались при решении аналогичных задач в сеймотектонике [10, 11, 21] и при обобщении данных о современном состоянии земной коры [6].

Нами предлагается еще один метод классификации земной коры по комплексу исходных данных, основанный на использовании процедуры кластерного анализа [23].

Классификация земной коры на определенные типы не является самоцелью. Она необходима для установления связей между типами коры и определения их места в общей системе. Как отметили В. В. Белоусов и Н. И. Павленкова [8], такая классификация — лишь первый этап работы. На следующем «очень важно было бы использовать типизацию особенностей глубинного строения коры для выяснения причинно-следственных взаимоотношений между процессами в коре» [8, с. 14]. Установление таких связей ведет в конечном счете к выявлению определенных типов современных эндогенных режимов. Поскольку районирование по этим эндогенным режимам являлось конечной целью исследования, в данной работе, как и в ряде других [6, 8], к анализу не привлекались тектонические данные.

Поставленная задача решалась на примере Кавказского и Карпатского регионов в рамках, указанных на рис. 1 и 2.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ КЛАССИФИКАЦИИ

Основная идея классификации с применением кластерного анализа принципиально не отличается от существующих графических методов классификации. Разбивка на группы при использовании двух-трех признаков осуществляется обычно путем построения различных диаграмм, на которых имеющиеся сгущения точек объединяются. Критерием такого объединения является расстояние между точками на плоскости. Точно так же классификация с применением кластерного анализа основана на построении многомерного пространства, в котором количество измерений соответствует числу используемых признаков [14]. Объединение точек в группы производится в зависимости от близости точек в многомерном пространстве. Мерой близости может служить расстояние между ними — декартово, логарифмическое, а также расовый критерий Пирсона и др. [12, 17]. В данной работе использована процедура, аналогичная принятой в работе А. В. Абрамова и др. [1]. Проводился ряд одинаковых по технике итераций (шагов), на каждой из которых в группы (кластеры) объединялись точки, имеющие между собой наименьшее расстояние. Процедура начиналась, когда число кластеров равнялось числу исходных точек, и завершалась при объединении всех исходных объектов в один кластер. Основные положения метода изложены также и в других работах [2, 3, 18, 23, 25, 26].

Обработка исходных данных и классификация проводилась на ЭВМ СМ-4 с операционной системой RSX-11M V 3.2. Почти все программы были написаны на языке FORTRAN-IV V 2.0 с некоторыми модификациями (оператор INCLUDE). Большой объем обрабатываемой информации при скромных ресурсах ЭВМ вызвал необходимость применения ряда модулей, написанных на ассемблере MACRO-11. Это затрудняет перенос программ на другие операционные системы СМ-4 и на ЭВМ серии ЕС.

Исходные данные. Как уже отмечалось, проблема отбора исходных данных для решения конечной задачи районирования по современным эндогенным режимам чрезвычайно важна. В силу изложенных выше причин полная идентификация современных и прошлых эндогенных режимов невозможна. Это касается в первую очередь тех признаков эндогенных режимов, которые формируются длительно (формации, тип складчатости, разрывные нарушения). Поэтому следует стремиться к тому, чтобы исходные данные по возможности полно отражали сущность других особенностей процессов в земной коре, на основании которых сами эти режимы были выделены [7].

Контрастность и интенсивность тектонических движений земной коры в настоящее время поддаются непосредственным измерениям геодезическими методами. В соответствии с полученными данными оказы-

Корреляционные матрицы признаков по исходным данным

Регион	Признак	Q	F	I	V	T
Оба региона	Q	1,00				
	F	-0,32	1,00			
	I	-0,04	-0,06	1,00		
	V	-0,05	-0,21	0,15	1,00	
	T	-0,53	0,14	-0,08	0,48	1,00
Кавказский	Q	1,00				
	F	-0,71	1,00			
	I	0,09	-0,20	1,00		
	V	0,77	-0,82	0,12	1,00	
	T	0,57	-0,29	-0,12	0,42	1,00
Карпатский	Q	1,00				
	F	0,10	1,00			
	I	0,13	-0,35	1,00		
	V	-0,43	-0,23	-0,17	1,00	
	T	-0,67	-0,20	-0,37	0,39	1,00

вадается возможным определение общих тенденций развития тектонических движений и выделение областей поднятий и опусканий разного масштаба. Эти данные могут быть дополнены материалами о современном положении (глубине залегания) поверхности консолидированного фундамента.

О глубинных процессах регионального метаморфизма и гранитизации, магматизме можно судить только по ряду косвенных признаков, дающих комплексное представление о $P-T$ -условиях в глубоких частях земной коры. К числу таких признаков относятся мощность земной коры и опять-таки глубина залегания фундамента, тепловой поток, средняя сейсмическая скорость в земной коре и распределение в ее пределах аномалий силы тяжести. Эти же данные могут в определенной степени характеризовать и степень проницаемости земной коры. В целом, если не иметь в виду геомагнитные данные, неадекватно описывающие районы с разной глубиной залегания фундамента, а также сейсмологические наблюдения, перечисленными признаками вообще ограничены возможности описания современной структуры и состояния земной коры.

Весьма важные требования к исходным признакам для классификации земной коры сформулированы также В. В. Белоусовым и Н. И. Павленковой [8, с. 4]: «а) признаки должны устойчиво характеризовать крупные области земной коры и в то же время заметно изменяться при переходе от одной структурной зоны к другой; б) признаки должны обладать количественной определенностью и достоверно устанавливаться экспериментальными методами...; в) при выборе признаков следует принимать во внимание связь их с определенной геологической обстановкой, а также, насколько они могут заменить другие признаки, если будут использованы корреляционные связи между ними».

Дополнительно отметим, что каждый вид исходной информации должен быть равномерно и единообразно представлен в пределах всей изучаемой территории. В противном случае картирование ее по типам коры и эндогенным режимам не будет площадным. Эти ограничения не позволили привлечь к анализу два из упоминавшихся признаков — среднюю сейсмическую скорость в коре и сейсмологические данные.

Представляется, что всем сформулированным требованиям в целом удовлетворяет следующая исходная информация:

1. Тепловой поток Q [29].
2. Глубина залегания консолидированного фундамента F [27].
3. Изостатические аномалии силы тяжести I [5, 6].
4. Скорость современных вертикальных движений V [27].

Характеристика исходных данных

Регион	Число точек	Показатель	Признак				
			Q	F	I	V	T
Оба региона	496	\bar{X}	57,17	2,16	11,16	1,50	41,41
		min	25,00	0,00	-75,00	-4,00	22,50
		max	105,00	17,50	110,00	11,00	65,00
		δ	20,38	2,79	22,86	2,70	8,64
Кавказский	146	\bar{X}	50,20	4,51	19,90	3,62	47,79
		min	25,00	0,00	-75,00	-4,00	37,50
		max	85,00	17,50	110,00	11,00	55,00
		δ	16,20	3,95	33,82	3,60	4,32
Карпатский	350	\bar{X}	60,07	1,18	7,51	0,62	38,75
		min	30,00	0,00	-37,00	-2,50	22,50
		max	105,00	5,50	28,00	5,00	65,00
		δ	21,25	1,13	14,84	1,51	8,60

Примечание. Символами в таблице обозначены: \bar{X} — средние значения, min — минимальные значения, max — максимальные значения, δ — стандартные отклонения.

5. Мощность земной коры T [24] с дополнениями для территории Кавказского региона [4].

Авторы хорошо понимают, что качество исходных данных далеко от совершенства, и поэтому специально разобрали вопрос об их использовании в другой работе [23]. Здесь же отметим, что геофизическая изученность Кавказского и Карпатского регионов в Евразии одна из лучших.

В качестве предмета комплексного описания и рабочей точки при счете на ЭВМ использовалась элементарная ячейка земной поверхности размером градусной сетки $20' \times 30'$, что соответствует одному листу топографической карты масштаба 1 : 100 000. Как и при решении других подобных задач, снятие информации с карт проводилось в соответствии с указанными на них значениями. Когда разброс их был в пределах ячейки значительным, принималось среднее.

В целом для исходной выборки характерен большой диапазон значений всех признаков, отсутствие корреляции между ними и разное проявление признаков в разных регионах (табл. 1, 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ КЛАССИФИКАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общая характеристика основных типов земной коры, выделенных на третьем шаге решения классификационной задачи, сразу для обоих регионов представлена в табл. 3, а их пространственное распределение показано на рис. 1 (Кавказский регион) и рис. 2 (Карпатский регион).

Платформенная область в этой классификации включает два типа земной коры (см. табл. 3, 1 и 8). Тип 8 соответствует Подольскому массиву, а тип 1 — юго-западному склону Русской плиты. Отличия последнего заключаются в уменьшении значений признаков F , I и T и увеличении V при тех же значениях Q . Этим же типом коры характеризуется сравнительно небольшая площадь на южном склоне Большого Кавказа.

Кора типа 2 в основном распространена в Карпатском регионе, где охватывает платформенные части Добруджи и смежных районов, обрамление Трансильванской впадины и наиболее западные участки склона Русской плиты. Теми же особенностями отличается кора на северном и южном склонах Большого Кавказа. Отличия этого типа коры от типа 1 заключаются в увеличении значений признака Q , уменьшении I и V при тех же значениях признаков T и F .

Кора типа 5 занимает небольшую часть Предкарпатского прогиба (Фокшанскую). Аналогичные характеристики имеет земная кора на обширной территории, примыкающей к поднятию Карпат с севера и в

Характеристика основных типов земной коры Карпатского и Кавказского регионов

Тип коры		8	1	7	3	4	5	2	6	20	10	12	
Признаки	<i>Q</i>	37	37	97	82	65	53	46	68	34	43	73	
	<i>F</i>	0,1	1,4	2,2	1,1	0,9	2,3	1,5	0,2	8,3	5,5	0,0	
	<i>I</i>	21	12	16	15	7	-22	2	7	-15	6	27	
	<i>V</i>	0,6	2,4	-1,9	0,3	0,3	0,9	1,1	2,3	-1,5	2,9	8,7	
	<i>T</i>	49	41	28	30	34	52	41	44	46	48	52	
Литературный источник	Белоусов, Павленкова [8]	Континентальный, II, в		Переходный, V, г			—		Континентальный I, б		—		Континентальный I, а
	Соллогуб и др. [24]	Континентальный платформенный (щит)	Континентальный геосинклинальный (срединный массив)	Континентальный геосинклинальный, орогенный альпийский									
				Карпатский				Кавказский					
Добрев, Щукин [13]	Континентальный, без альпийской переботки	Утоненный континентальный позднеальпийский, новообразованный			Континентальный, тектонического сгущивания				—				

северо-западной части региона. Основные особенности этого типа — средние значения *Q* и *F*, слабые отрицательные *I*, небольшие *V* и сравнительно мощная кора.

Куринский, Терско-Каспийский и Рионский прогибы четко разделяются на две части по типам коры — 10 и 20. Периферические части отличаются низкими значениями *Q*, большими *F*, средними положительными *V* и средними значениями признака *T*. Для центральных частей характерно уменьшение значений признаков *Q*, *I*, *V* и *T* при увеличении *F*.

Паннонская впадина (тип коры 7) и ее периферические части в переходах к горному обрамлению (типы 3 и 4) имеют иные характеристики. Центральные части впадины отличаются высокими значениями *Q*, низкими *I*, средними отрицательными *V* и малыми значениями мощности земной коры *T*. При переходе к горному обрамлению отмечается уменьшение значений *Q*, *I* и *F*, а также возрастание признаков *V* и *T*.

Само горное сооружение Восточных Карпат (тип 6) имеет средние значения *Q*, почти лишено осадочного покрова, характеризуется слабыми положительными значениями признака *I* при средних *T*. Интересно, что кора того же типа выделяется на северном и южном склонах Большого Кавказа и в пережиме между его восточной и центральной частями. В полном соответствии с этим осевая часть Большого Кавказа (тип 12) отличается от осевой части Карпат большими значениями *Q*, отсутствием осадочного чехла, большими значениями *I* и гораздо большими *V*, а также более мощной корой. В каком-то смысле можно констатировать, что поднятие восточной части Восточных Карпат являет по сравнению с Большим Кавказом более низкую ступень развития одного и того же процесса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА

Рассмотренные в предыдущем разделе результаты типизации земной коры Кавказского и Карпатского регионов были получены на третьем шаге решения задачи с использованием пяти признаков (*Q*, *F*, *I*, *V*

Границы переходов между типами коры

Вид границы		III	VI	VII	VIII	X	XI	XII	XIV
Признак	Q	+	+	+	+	+	+	+	+
	F	—	+	—	+	+	—	—	+
	I	+	—	—	—	+	+	+	—
	V	+	—	+	+	—	—	+	+
	T	+	+	+	+	—	—	—	—
Тип коры	I	10/11 20/10	2/5 *	4/6 18/12	1/10 *	3/7 4/3	2/4 *	5/6 11/6	3/28 *
		*	*	*	*	6/3	*	*	*
		2/6	1/6	*	1/19	1/14	5/4	10/6	7/28
		2/11	14/30	*	2/10	2/3	*	10/24	9/15
		2/18	21/22	*	*	23/6	*	11/12	13/2
		6/12	31/10	*	*	*	*	17/12	13/10
	II	6/16	*	*	*	*	*	17/22	13/15
		10/12	*	*	*	*	*	29/18	14/3
		10/16	*	*	*	*	*	30/4	29/6
		10/18	*	*	*	*	*	*	*
		24/12	*	*	*	*	*	*	*
		26/5	*	*	*	*	*	*	*
		27/3	*	*	*	*	*	*	*
		29/16	*	*	*	*	*	*	*
		29/18	*	*	*	*	*	*	*

Примечание. Знак «+» означает возрастание значений признака при пересечении границы, знак «—» убывание значений признака. «*» — такие соотношения на исследованной территории не встретились; I — типы коры, граница между которыми является видовой, II — типы коры, между которыми выделяется граница данного вида.

и T). Как уже отмечалось, были получены и другие варианты решений. В них помимо указанных признаков использовались также выделенная сейсмическая энергия, проявления неоген-четвертичного вулканизма и ряд других признаков по степени контрастности их проявления в пределах элементарной ячейки. Общее число признаков при одном и том же решении достигало 11. Принималась во внимание и часть территории Малого Кавказа, а некоторые решения были получены с использованием разной меры близости. Хотя по разным причинам эти решения были забракованы, все они характеризовались некоторыми общими особенностями, свидетельствующими об устойчивости используемого алгоритма. Во-первых, выделявшиеся типы земной коры оказывались четко организованными в пространстве. На Кавказе выделялась симметричная структура, аналогичная представленной на рис. 1, а на Карпатах — асимметричная дугообразная структура (см. рис. 2) с Трансильванской и Паннонской кольцевыми впадинами различного размера. Во-вторых, во всех классификациях выделяются основные типы земной коры, отвечающие главным элементам структуры регионов: Подольский массив, западный склон Русской плиты, осевые поднятия Кавказа и Карпат, главные прогибы. В-третьих, во всех классификациях Кавказский и Карпатский регионы резко отличаются один от другого по разноразнообразности характеризующих их в целом типов земной коры.

Что касается анализируемого третьего шага совместного решения, то и на нем регионы оказались охарактеризованными с разной детальностью. Из выделенного 31 типа земной коры восемь полностью отсутствуют в Кавказском регионе (типы 3, 4, 7, 8, 14, 27, 28 и 30-й) и 18 — в Карпатском (9, 11—13, 15—26, 29 и 31-й). Среди общих типов коры четыре (1, 2, 5, 6-й) занимают большие площади в Карпатском регионе и только один (10-й) — в Кавказском.

Разная степень обобщения исходных данных по регионам обусловлена разным состоянием в их пределах земной коры. Это отражено не только в отмеченном списке разных типов коры, свойственных этим регионам, но и в разном их пространственном распределении. Рассмотрим это распределение подробнее, имея при этом в виду решение следующих

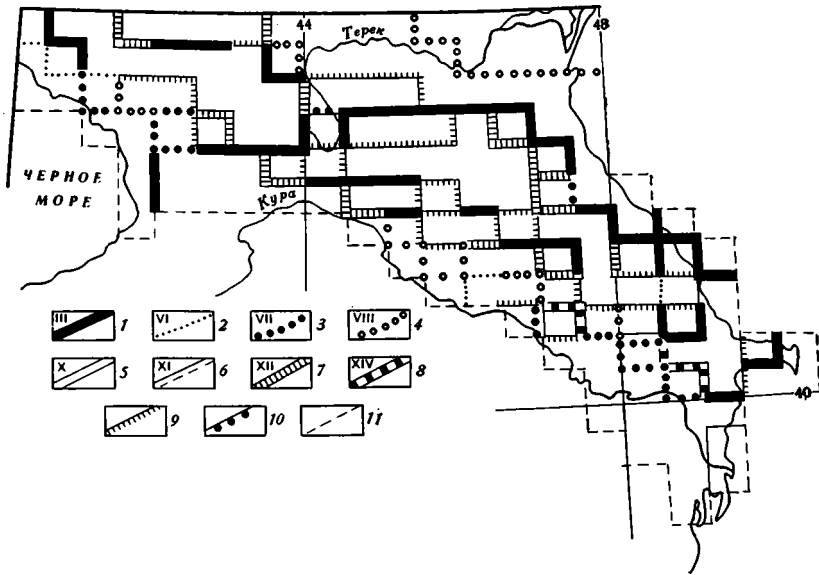


Рис. 3. Виды границ между типами земной коры Кавказского региона 1—8 — виды основных границ (см. табл. 4); 9—10 — не вошедшие в табл. 4 границы конструктивного (9) и деструктивного (10) видов; 11 — границы рассмотренных регионов

вопросов: какие именно типы земной коры граничат между собой, насколько значима их пространственная связь и как ведут себя признаки, характеризующие данные типы земной коры, при переходе границы между ними.

При переходе от одного типа земной коры к другому все признаки (а их при классификации было использовано пять) могут иметь три состояния: увеличиваться, уменьшаться и оставаться без изменения. Соответственно общее возможное число границ разного вида может достигать 243 (3^5). Анализировать их было бы чрезвычайно сложно. Поэтому перед интерпретацией границ различного вида были введены некоторые ограничения.

1. Все переходы между типами земной коры рассматривались в направлении увеличения теплового потока. Число признаков при этом сократилось до четырех (при переходе любой границы признак Q всегда увеличивался), а общее число возможных видов границ сократилось до 81 (3^4). Кроме того, теперь все границы стало легко сопоставлять между собой.

2. Типовой считалась только та граница, при пересечении которой значения всех признаков менялись значимо, больше избранного порога (для признаков он был таков: $V - 0,2$ мм/год, $Q - 3$ мВт/м², $F - 0,2$ км, $I - 5$ усл. ед., $T - 3$ км). Количество возможных границ в этом случае сокращается до 16 (2^4).

3. Как типовые рассматривались границы, длина которых превышала 260 км (граничило не менее семи сторон элементарных ячеек).

4. Для характеристики границ с некоторыми оговорками использовалась дополнительная информация. Мы привлекали к анализу данные о тех границах, которые имели протяженность и менее 260 км (но не менее длины элементарной ячейки), если она соответствовала выделенной по оговоренным выше условиям. Рассматривались также случаи, когда признаки по границе менялись менее отмеченного ранее порога. При этом соблюдалось условие — число таких признаков не превышало 2 и в их число не входили признаки Q и T .

Результаты анализа границ между различными типами земной коры Кавказского и Карпатского регионов отражены в табл. 4 и на рис. 3—4.

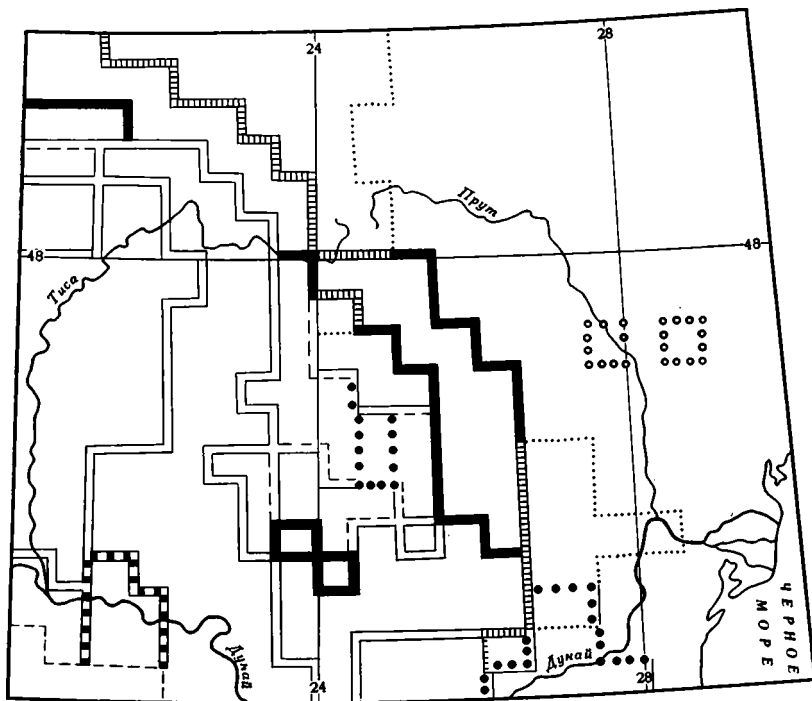


Рис. 4. Виды границ между типами земной коры Карпатского региона
Условные обозначения см. на рис. 3

СОВРЕМЕННЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

Интересной особенностью пространственного распределения границ разного вида в пределах рассматриваемых регионов является их повторение вдоль выделенных структур (рис. 5, 6, см. рис. 3, 4). Центры этих структур в Кавказском регионе приурочены к осевой части Большого Кавказа, а в Карпатском регионе — к центральной части Паннонской впадины. Особое качество границ одного и того же вида заключается в том, что при их пересечении значения всех признаков хотя и изменяются, но сохраняют один тренд. Они либо убывают, либо возрастают, но не меняют направленности. Так, по границе X (см. табл. 4) во всех случаях происходит увеличение значений признаков Q , I , F при уменьшении значений признаков V и T . По существу это означает следующее: при последовательном пересечении границ одного и того же вида, разделяющих разные типы коры, в той же последовательности сменяются районы разных стадий проявления одного и того же процесса.

В Карпатском регионе отмечается неоднократное повторение в пространстве границы вида X (см. рис. 4). Это означает, что в западной и южной частях региона развивается процесс, основная особенность которого — уменьшение мощности земной коры при увеличении теплового потока. Наиболее продвинутая стадия этого процесса отмечается в центральных частях Паннонской впадины, где развит тип коры 7. Другие стадии этого же процесса характеризуются типами земной коры 3 и 4. В Карпатском регионе представлены и две другие значимые границы, при переходе через которые в область с большими значениями теплового потока мощность земной коры уменьшается (см. табл. 4, рис. 4). Первая отделяет осевую часть Центральных и Восточных Карпат от их внешнего склона (граница XII). Ее отличие от границы вида X — лишь в уменьшении глубины залегания фундамента в сторону Карпатского поднятия (от впадины), что вполне естественно. Следовательно, область развития типа коры 6 в этой части территории, заключенной между

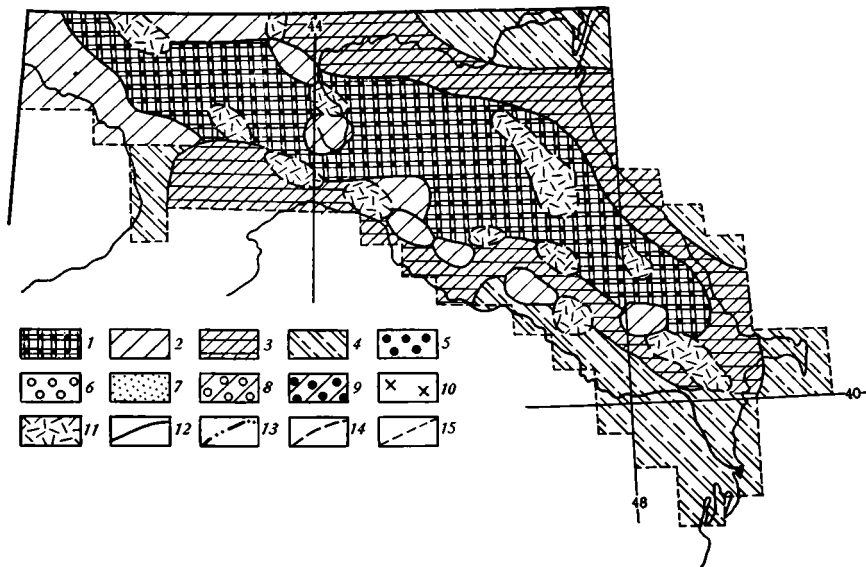


Рис. 5. Современные эндогенные режимы Кавказского региона (см. текст); 1—4 — стадии развития орогенного режима; 5—9 — стадии развития тафрогенного режима; 10 — область развития платформенного режима; 11 — зона совместного влияния орогенного и тафрогенного режимов; 12 — границы конструктивного вида; 13 — границы деструктивного вида; 14 — прочие границы; 15 — границы рассмотренных регионов

границами вида X и XII, соответствует более низкой стадии проявления современного процесса деструкции земной коры. Еще менее продвинутой стадией того же процесса выявляется в зоне развития типов земной коры 1, 2, 5, расположенной между границами XI и VII, а также к северо-востоку от границы вида XII (см. рис. 6).

Все особенности рассматриваемого процесса свидетельствуют о том, что он является деструктивным, направленным на разрушение земной коры в процессе ее прогрева. Этот класс эндогенного режима предложено называть тафрогенным [9], или лабигенным [19].

В Кавказском регионе наиболее широко представлена граница вида III и значительно реже встречаются границы VI—VIII (рис. 3). Как следует из рис. 1, для этого региона картина распределения типов земной коры оказывается гораздо более детальной, нежели для Карпатского. В связи с этим считать каждый выделенный тип коры определенной стадией развития какого-то единого процесса было бы преувеличением. В качестве первого приближения мы сочли возможным провести некоторое обобщение данных по типам земной коры Кавказа и использовали для этой цели результаты следующего — четвертого — шага решения классификационной задачи. Они в несколько сглаженном виде (т. е. не в виде распределения элементарных ячеек) представлены на рис. 5. На этой территории выделилось четыре стадии определенного процесса, существенно отличающегося от рассмотренного в пределах западной и южной частях Карпатского региона. Основными особенностями этого процесса являются возрастание мощности земной коры, скорости современных движений и изостатических аномалий, а также уменьшение глубины залегания фундамента при росте теплового потока. Все перечисленные особенности указывают, что в данном случае выделены стадии развития и проявления в настоящее время орогенного эндогенного режима. Наиболее продвинутые стадии этого режима отвечают осевому поднятию Большого Кавказа, следующая характеризует его склоны и пережим в зоне Транскавказского поперечного поднятия, а также восточную часть Восточных Карпат, участок Южных в зоне их сочленения с массивом Апусени и т. д.

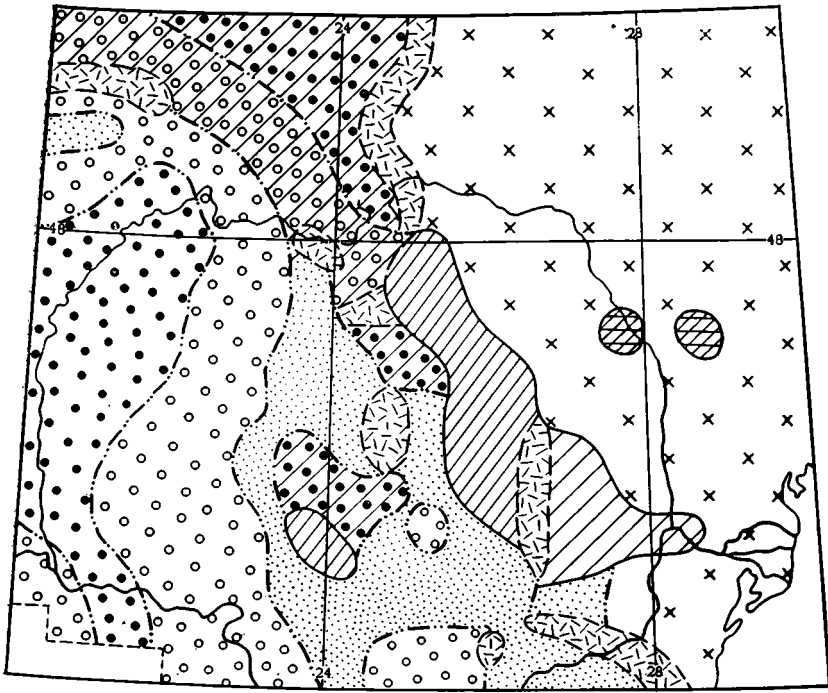


Рис. 6. Современные эндогенные режимы Карпатского региона
Условные обозначения см. на рис. 5

В пределах Карпатского региона нами также выделен режим платформенного типа в пределах Подольского массива Украинского щита и прилегающего к нему склона Русской плиты.

Характер пространственных взаимоотношений двух рассмотренных эндогенных режимов — орогенного и тафрогенного — достаточно наглядно выявляется в пределах Карпатского региона (см. рис. 6). Во-первых, это частичное «уничтожение» орогена Восточных и Южных Карпат. Фронт развития тафрогенного режима здесь не только прошел внешний южный склон Южных Карпат с передовым прогибом, но и пришел в непосредственное соприкосновение с наиболее погруженной (Фокшанской) частью этого прогиба и Добруджей. От Южных Карпат остался лишь небольшой останец осевой части и внутреннего склона с корой орогенного типа, окруженный со всех сторон типами земной коры, отвечающими разным стадиям развития тафрогенного режима. Во-вторых, многочисленные данные свидетельствуют о переработке внутреннего склона орогена Карпат в их северо-западной и восточной частях процессами тафрогенеза.

Следовательно, тафрогенный режим перерабатывает структуру, созданную на орогенном этапе развития территории, и распространяется далее на смежные участки платформ и плит.

Заметим, что в случае, когда определенный тип земной коры, с одной стороны, ограничен границами вида III—VIII, а с другой — границами вида IX—XIV, квалифицировать занимаемую этим типом область по принадлежности к стадии развития орогенного или тафрогенного режима не представляется возможным. Между тем такая ситуация имеет вполне ясный смысл: граница сфер влияния двух разнонаправленных эндогенных режимов занимает определенную площадь, находящуюся в настоящий момент в неустойчивом положении. Эта ситуация и отображена в нескольких местах (Трансильванская впадина, осевая часть Восточных Карпат в зоне их сопряжения с Паннонской впадиной) на рис. 5 и 6.

Результаты изучения неотектонического (позднеорогенного) этапа развития рассматриваемой части альпийской складчатой зоны рассматривались в работах Е. Е. Милановского [16], Н. И. Николаева [15, 20] и других исследователей, а также отражены на соответствующих картах разного масштаба [15, 28].

Для выделенных областей развития современного орогенного режима намечается при сопоставлении с неотектоническими данными прямая связь между стадиями развития этого режима и амплитудами положительных и отрицательных неотектонических движений. Наиболее зрелая стадия современного орогенного режима (осевая часть Большого Кавказа) характеризуется максимальными поднятиями в неотектоническое время, превышающими 3000 м. Менее продвинутым стадиям этого же режима соответствуют области с положительными движениями на неотектоническом этапе развития, амплитуды которых составляют 0—2500 м (склоны Большого Кавказа, отдельные участки осевой части Карпат и их склонов со смежными частями платформ). Начальные стадии развития современного орогенеза отличаются отрицательными неотектоническими движениями. Проведенное сопоставление свидетельствует об устойчивых, унаследованных тенденциях развития земной коры в пределах большей части Кавказского и Карпатского регионов, во всяком случае на неотектоническом этапе их развития.

Несколько иные соотношения отмечаются в области развития современного тафрогенного режима. Центральные части Паннонской впадины, где выявлена наиболее зрелая стадия развития тафрогенного режима, на неотектоническом этапе отличается отрицательными движениями с амплитудой, превышающей 3000 м. Входящие в область развития следующей стадии тафрогенного режима участки характеризовались на неотектоническом этапе резко различающимися движениями как положительного, так и отрицательного знака. Так, в северо-восточной части Паннонской впадины опускания достигали 3000 м, и в этом смысле она ничем не отличается от центральных ее частей. Вместе с тем поднятия западной части Южных Карпат достигали в неотектоническое время 2000—2500 м, в Апусени 2000, а в Средневенгерских горах 1000 м.

Интересные результаты дает сопоставление схемы районирования Карпатского региона по современным эндогенным режимам с картой четвертичной тектоники румынских Карпат [28], а также картой неотектоники [15]. Оно показывает, что в четвертичное время достаточно четко определилась новая тенденция в тектоническом развитии Южных Карпат. В их пределах, как уже отмечалось, амплитуды неотектонических движений достигают 2500 м и более, а четвертичных не превышают 200 м. Аналогичные данные по Восточным Карпатам дают следующие цифры: амплитуды неотектонических поднятий составляют около 2000 м, в основном около 1500 м, а четвертичных — превышают 400 м. Таким образом, если в течение всего неотектонического этапа скорости тектонических движений Южных Карпат по сравнению с Восточными были значительно большими (их амплитуды больше почти на 1000 м), то в четвертичное время имеет место обратная картина (амплитуды поднятий Восточных Карпат почти вдвое больше, чем Южных). Следовательно, геологические методы достаточно надежно свидетельствуют о том, что переработка структуры зрелой стадии орогенного режима в области Южных Карпат началась не позднее начала четвертичного времени. О том же свидетельствуют и данные о пространственном взаимоотношении различных стадий этих режимов в ряде других районов Карпатского региона, где фронт развития тафрогенеза срезает структуры, созданные на орогенном этапе развития: прежде чем подвергнуться переработке, такие орогенные структуры должны были быть созданы. Приведенные данные позволяют оценить скорость такой переработки. Так, земная кора типа 6, имеющая мощность около 44 км, за четвертичное время (около 2 млн. лет) была переработана в земную кору типа 3 с мощно-

стью в 30 км. Скорость деструкции земной коры в этом случае составляет не менее 5—7 км/млн. лет. Можно попытаться оценить и скорость распространения фронта тафrogenеза в пространстве. В настоящее время этот фронт удален от центральных частей Паннонской впадины на расстояниях от 100 км вкост простирацию Карпатской структуры до 500 км вдоль Южных Карпат. Соответствующие скорости распространения этого фронта составляют от 10 до 50 км/млн. лет.

Могут быть рассчитаны и скорости развития орогенного процесса. В настоящее время неактивизированная часть Скифской плиты Предкавказья имеет мощность земной коры около 43 км. Ее активизированная на орогенном этапе развития территории часть, входящая в северный склон Большого Кавказа, имеет мощность коры около 49 км. Следовательно, скорость наращивания (конструкции) земной коры за новейший этап (около 10 млн. лет) составляла 0,6 км/млн. лет. За тот же период фронт орогенеза распространился в северном направлении на расстояние около 100 км. Скорость его распространения составляла около 10 км/млн. лет.

Приведенные данные указывают, что по обоим показателям (скорость преобразования земной коры и скорость распространения фронта процесса в пространстве) потенциальные возможности тафrogenного режима на порядок превышают свойственные орогенному.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты имеют непосредственное отношение к ряду принципиальных положений, касающихся существования определенных классов эндогенных режимов, их особенностей и преобразований земной коры, связанных с данным эндогенным воздействием.

Реальность существования современных орогенного и тафrogenного (лабигенного [19]) классов эндогенных режимов никаких сомнений не вызывает. Совершенно справедливо утверждение, что «...существует широкая категория структур, которые объединяются преобразованием коры в сторону уменьшения ее консолидированной части и замещения в ней в той или иной степени слоев типичного „континентального” характера слоями „океанического” характера. ...Этот режим является полной противоположностью орогенному режиму, при котором, наоборот, усиливается „континентальность” коры и мощность ее возрастает» [9, с. 14]. И далее: «...обе формы взаимодействия связаны с возбужденным состоянием мантии, ее высокой температурой. Более того, сходство условий, в которых эти две формы взаимодействия проявляются, подчеркивается их региональной близостью. Область Средиземноморья является областью, где развиты в непосредственном соседстве оба эти процесса — орогенез и тафrogenез. Они совпадают и во времени: оба приходятся на неоген-четвертичное время» [9, с. 19].

Как и предполагалось, на примере Карпатского региона удалось непосредственно выявить область соседства этих двух эндогенных режимов, взаимодействия их фронтов. Пространственные взаимоотношения указанных режимов приводят к однозначному заключению, также сформулированному в цитированной работе: «...деструктивное воздействие мантии на континентальную кору приводит в конце концов к океанизации — замещению континентальной коры океанической» [9, с. 19]; см. также [19].

При описании тафrogenного режима отмечалось, что его «характернейшей чертой ... является образование глубоких прогибов в кровле консолидированной коры» [9, с. 10]. Наши данные показывают, что начальные стадии тафrogenеза охватывают и области неотектонических поднятий, в пределах которых абсолютные высоты превышают 1000 и даже 2500 м. Более зрелым стадиям проявления того же режима, непосредственно соседствующим в пространстве с начальными, отвечают прогибы с глубоким залеганием поверхности консолидированного фундамента.

Особо следует остановиться на еще одном чрезвычайно важном положении, развиваемом В. В. Белоусовым и Н. И. Павленковой [9] и В. Г. Николаевым [19]. По их представлениям, формирование тафrogenных (лабигенных) структур не связано с растяжением земной коры. Нам представляется, что наши данные по Карпатскому региону подтверждают это положение. Структура Восточных, Южных Карпат, Апеннин, Средневенгерских гор и их современный рельеф полностью сохранены. Глубокие внутренние преобразования этих частей региона, связанные с развитием в их пределах процессов тафrogenеза, не получили еще «зримого» геологического и геоморфологического выражения. Вместе с тем область развития тех же стадий тафrogenного режима включает и части территории, где созданная ранее орогенная структура уже полностью переработана и замещена областью интенсивных прогибаний с корой промежуточного типа (северо-восточные части Паннонской впадины). И между этими крайними случаями можно непосредственно выявить весь последовательный ряд переходных структур.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что вся переработка единой орогенной структуры процессами тафrogenеза происходит не путем растяжения последней, а путем захвата ее отдельных частей, не меняющих своего пространственного положения по отношению к соседним.

Предлагаемая методика анализа исходных данных, характеризующих современную структуру и состояние земной коры, открывает новые возможности исследований эндогенных режимов, определяющих процесс эволюции земной коры в целом. Самое важное отличие нового этапа изучения эндогенных режимов заключается в том, что появляются возможности площадного картирования территорий по классам и стадиям проявления этих режимов, причем получаемые результаты могут быть представлены в конкретной количественной форме.

В процессе решения задачи по выявлению современных эндогенных режимов и подготовки данной публикации авторы неоднократно обсуждали различные ее аспекты со многими специалистами (на семинарах Института физики Земли АН СССР, Ученом совете того же института, семинаре МГУ). Всем участникам обсуждений авторы приносят благодарность за критику, ценные советы и поддержку. Большую помощь в оформлении статьи оказали Г. И. Михайлова и В. А. Николаичева.

Особую признательность авторы выражают Л. М. Дубинскому за создание первого варианта использованной программы кластерного анализа, В. А. Груздеву и Э. А. Ашкалиеву — за предоставление ряда подпрограмм, а также руководству лаборатории математической геологии Геологического института АН СССР, в которой на ЭВМ проводилась обработка материала.

Литература

1. Абрамов А. В., Миронов Ю. В., Каменева Е. Е. Опыт применения кластерного анализа при изучении расслоенных интрузий на примере Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье)//Тезисы докладов V симпозиума по геохимии магматических пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1979. С. 16—17.
2. Абрамов А. В., Ряховский В. М., Миронов Ю. В. Петрохимические типы магматических пород ложа океана и закономерности их размещения//Бюл. МОИП. Геология. 1985. Т. 60. Вып. 1. С. 18—27.
3. Абрамов А. В., Ряховский В. М., Науменко Б. Н., Петрова А. С. Оценка многомерной геохимической зональности на месторождении сульфидно-касситеритовых руд//Геология руд. месторождений. 1984. № 6. С. 53—61.
4. Авдулов М. В. Проблемы эволюции земной коры на примере Кавказа и Крыма. М.: Наука, 1979. 100 с.
5. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
6. Артемьев М. Е., Рейснер Г. И., Шолто В. Н. Методика построения карт современного состояния земной коры//Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 80—93.
7. Белоусов В. В. Эндогенные режимы. М.: Недра, 1978. 232 с.
8. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры//Геотектоника. 1985. № 1. С. 3—14.

9. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии//Геотектоника. 1986. № 6. С. 8—20.
10. Бончев Ек., Булз В. И., Караюлева Ю. и др. Методика составления прогнозной карты сейсмического районирования территории Народной Республики Болгарии//Оценка сейсмической опасности (Вопросы инженерной сейсмологии. № 24). М.: Наука, 1983. С. 5—35.
11. Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолло В. Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 139 с.
12. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. С. 571.
13. Добрев Т. Б., Шукин Ю. К. К проблеме строения, геодинамики и сейсмичности литосферы Карпато-Балканского региона//Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. № 17. София, 1984. С. 35—59.
14. Дюран К., Оддел Ф. Кластерный анализ. М.: Статистика, 1977. 128 с.
15. Карта новейшей тектоники Европы масштаба 1 : 10 000 000/Гл. ред. Н. И. Николаев. М.: ГУГК, 1973.
16. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
17. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1964. 482 с.
18. Миронов Ю. В., Абрамов А. В., Ряховский В. М. и др. Петрохимические типы магматических горных пород дна Индийского океана и особенности их пространственного распределения//Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 2. С. 450—453.
19. Николаев В. Г. Лабигенные структуры западной части Альпийской складчатой области//Изв. АН СССР. Сер. геол., 1986. № 1. С. 64—79.
20. Николаев Н. И. О легенде международных карт новейшей тектоники Европы, мира и составление Атласа неотектонических карт Европы//Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука, 1969. С. 12—27.
21. Рейснер Г. И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 173 с.
22. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы//Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 6. С. 1336—1339.
23. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы//ВИНИТИ. Деп. № 5101-В86. 1986. 142 с.
24. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1979. 208 с.
25. Суханов М. К., Ряховский В. М., Абрамов А. В. Петрохимические типы анортозитовых комплексов СССР//Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 4. С. 945—950.
26. Ярошевский А. А., Миронов Ю. В., Ионов Д. А. и др. Внутреннее строение Йокондовыренского дунит-троктолит-габбро-норитового массива//Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 161—168.
27. Materialien zum tectonischen Bau von Europa. Potsdam; Veröff. Zentr. Inst. der Erde, 1976.
28. Neotectonic map and recent thermal features. Sc. 1 : 1 000 000, Compiled by V. Lazarescu, 1973.
29. Terrestrial heat flow in Europe/Ed. by Cermak V., Rybach L. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1979.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию
21.11.1986

Институт геохимии и
аналитической химии
им. В. И. Вернадского

УДК 551.242.3(517)

Б Я М Б А Ж.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ — РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Для позднего рифея — раннего палеозоя на территории Монголии на основе формационного анализа, особенностей вещественного состава и строения геологических комплексов выделены рифтогенная, океаническая, переходная и континентальная стадии развития. Таким образом, территория Монголии в конце рифея испытывала общее растяжение, а начиная со среднего кембрия, началось местное сжатие, которое привело в конце кембрия — ордовике к формированию раннекаледонского гранитно-метаморфического слоя на значительной территории Монголии.

При построении палеотектонических схем позднего рифея — раннего палеозоя Монголии использован актуалистический подход к анализу формационных комплексов с широким применением петрохимических данных. Этот актуалистический подход не нов. Он успешно применялся Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым, В. М. Моралевым [11], А. М. Городничким, Л. П. Зоненшайном, Е. Г. Мирлиным [6], А. В. Ильным [13] и другими геологами при решении проблем геотектонического развития обширной территории Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В настоящей статье для формационного анализа комплексов рассматриваемого периода времени и петрохимических построений использованы опубликованные материалы [2, 4, 5, 7, 9, 12—15, 19] и новые данные, полученные автором за последние годы.

В пределах указанного временного отрезка нами выделяются три более коротких этапа геологического развития территории Монголии, а именно: позднерифейский, венд-раннекембрийский и позднекембрийско-ордовикский, характеризующиеся своими особенностями палеотектонических обстановок.

КОМПЛЕКСЫ СИАЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Прежде чем приступить к рассмотрению указанных обстановок, кратко остановимся на характеристике сиалического фундамента [1, 5, 17]. Допозднерифейские метаморфические комплексы этого фундамента широко развиты в пределах северного блока Монголии. Известны они и на юге страны, в районе Южно-Монгольского массива.

Фрагменты дорифейской континентальной коры переработаны последующими регрессивными и прогрессивными процессами регионального метаморфизма и не образуют самостоятельных структур. Наоборот, более поздняя рифейская континентальная кора совместно с архейско-раннепротерозойскими блоками образовала довольно устойчивые структурно-тектонические элементы, представленные Тувино-Монгольским, Центрально-Монгольским и Южно-Монгольским массивами.

Комплексы сиалического фундамента Монголии образованы в основном гнейсово-мigmatитовой и сланцевой толщами. Первая толща, являясь более древней, слагает, как правило, ядерные части структур, развитых в Прихубсугулье, Бутээлинском, Сонгинском, Бумбугурском, Цэльском поднятиях и в некоторых других. Представлены они в основном биотитовыми, гранат-кордиерит-гиперстеновыми гнейсами, амфиболитами, гранитогнейсами, мигматитами, гранулитами, кварцитами и мраморами (тэсский, байдрагский, бумбугурский, идэрский, цэльский, бутээлинский, цзунайгольский, хайчингольский и другие комплексы). Гнейсово-мigmatитовые толщи почти везде изменены в условиях амфи-

болитовой и местами, возможно, гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Абсолютный возраст некоторых из указанных метаморфитов составляет 2600 и 1900 млн. лет [1]. Первая из этих цифр соответствует, по-видимому, наиболее раннему — беломорскому, или кеноранскому диасхизису, достоверно установленному на всех континентах Земли.

Сланцевая толща раннего — среднего рифея налегает на гнейсово-мигматитовую толщу и почти повсеместно образует синклинальные структуры. Она сложена главным образом слюдястыми, хлоритовыми и серицито-хлоритовыми сланцами, мраморами, кварцитами, метавулканитами и другими породами низкой ступени регионального метаморфизма. В этих породах отчетливо сохранились реликтовые структуры первично осадочно-вулканогенных отложений (бурудуйнгольский, харсайрский, эрэндабинский и другие комплексы). Их раннесреднерифейский возраст определен на основании остатков строматолитов и онколитов [8]. Возрастной рубеж данного этапа развития устанавливается в пределах 850—800 млн. лет. Этот рубеж отчетливо проявляется на всех платформах, на древних складчатых структурах Земли и соответствует гренавильскому диасхизису.

С формирования осадочно-вулканогенных комплексов позднерифейско-раннепалеозойского этапа развития начинается длительный процесс разламывания уже сформированной континентальной коры и возможное обнажение меланократового фундамента в отдельных частях океанического ложа.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ ЭТАП

Позднерифейский этап геологического развития территории Центральной Азии характеризуется интенсификацией деструктивных процессов и началом образования рифтогенных структур. Возникновение последних, вероятно, связано с завершением авлакогенной стадии развития Сибирской и Китайской плит, которая привела к растяжению расположенной между ними континентальной коры. Таким образом, этот процесс предшествовал началу раскрытия океанических структур и формированию характерных для них рифтогенных комплексов (рис. 1).

Комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур выделяются в Тувино-Монгольском и Центрально-Монгольском массивах и почти не сохранились в океанических структурах. Структурно эти комплексы слагают рифты. К числу таких структур относятся Дархатско-Хубсугульский, Бусингольско-Качикский, Хунгуйский, Дзабханский и некоторые другие рифты.

Формационно эти комплексы представлены двумя вертикальными рядами: базальным грубообломочным (низы дархатской и дзабханской свит) и терригенно-щелочно-вулканогенным (дархатская, дзабханская свиты). В последнем в свою очередь выделяются контрастный щелочно-вулканогенный и песчано-сланцевый латеральные ряды. Песчано-сланцевая формация представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами и реже межформационными конгломератами, местами косослоистыми. В целом состав грубообломочной и песчано-сланцевой формаций близок к спарагмитовой формации, выделяемой на Балтийском щите.

Контрастная вулканогенная формация представлена щелочными базальтами и риолитами [13]. Базальты отличаются высоким содержанием калия (1,8—2,0% K_2O), глинозема (17,0—20,0% Al_2O_3) и низким — магния (2,0—3,5% MgO). Вулканиды Дзабханского рифта сложены субщелочными натриевыми базальтами, андезитобазальтами и высококальциевыми разностями риолитов. Эти вулканиды отличаются от вулканидов Дархатско-Хубсугульского рифта тем, что они образуют непрерывный ряд субщелочных серий. Наблюдается некоторая заниженность содержания глинозема (до 14,55% Al_2O_3) и кальция (до 4,78% CaO) (рис. 2).

Сравнение химизма позднерифейских вулканидов начальной стадии раскрытия океанических структур Монголии с вулканидами Восточно-

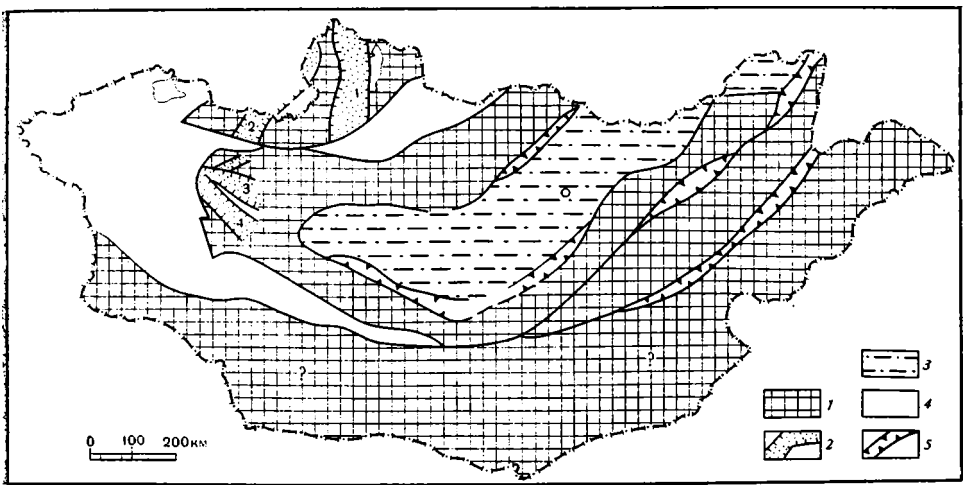


Рис. 1. Палеотектоническая схема Монголии в конце позднего рифея
 1 — участки с допознерифейской континентальной корой; 2 — позднерифейские континентальные рифты; 3 — участки континентальной коры, подвергшиеся, возможно, растяжению; 4, 5 — участки, вероятно, раскрывшиеся в позднем рифее и превращенные в венде — раннем кембрии в океанические бассейны: 4 — типа Атлантического океана, 5 — типа Красного моря. Цифрами на схеме обозначены рифты: 1 — Дархатско-Хубсугульский, 2 — Бусингольско-Качикский, 3 — Хунгуйский, 4 — Дзабханский

Африканского рифта позволяет установить их общность и различия. Общим является то, что дзабханские и восточно-африканские вулканические образуют непрерывный ряд бимодальной серии, а дархатско-хубсугульские — два более четко дифференцированных поля, соответствующих двум крайним членам указанной серии. Из диаграмм Харкера видно, что вулканы рифтогенных комплексов Монголии являются менее щелочными по сравнению с вулканами Восточно-Африканского рифта. Однако коэффициент калиевости у риолитов Дархатско-Хубсугульского рифта высокий, а у базальтов Дзабханского рифта, наоборот, низкий. Сравнение петрохимии вулканитов начального этапа раскрытия океанических структур Монголии с наиболее изученными современными вулканами близких им по развитию структур в целом подтверждает их рифтогенную природу.

Следует отметить, что интенсивность раскрытия рифтогенных структур в различных районах была не одинакова. Относительная пассивность рассмотренных выше рифтогенных структур, вероятно, была обусловлена влиянием соседних интенсивно раскрывающихся рифтовых структур, превращенных в последующем в океаническое пространство. К таким океаническим структурам относятся Джидинская, Озерная, Восточно-Тувинская зоны, Керуленская, Баян-Хонгорская, Северо-Гобийская, Баян-Гольская и другие шовные структуры, природа которых рассмотрена ниже.

ВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

Указанный этап является одним из главных в истории геологического развития территории Монголии. В эту эпоху происходит, по-видимому, обнажение меланократового фундамента, формирование океанических комплексов и начало образования гранитно-метаморфического слоя, отвечающего раннекаледонскому циклу тектогенеза. Таким образом, геодинамический режим территории Монголии в вендско-раннекембрийское время характеризовался тем, что на начальном этапе его развития господствует общее горизонтальное растяжение коры, которое к концу этого времени постепенно сменяется локальным сжатием.

Комплексы меланократового фундамента. Считается общепризнанным, что континентальные ультрабазиты представляют собой остатки океанической коры геологического прошлого [10, 14, 18] и принимают-

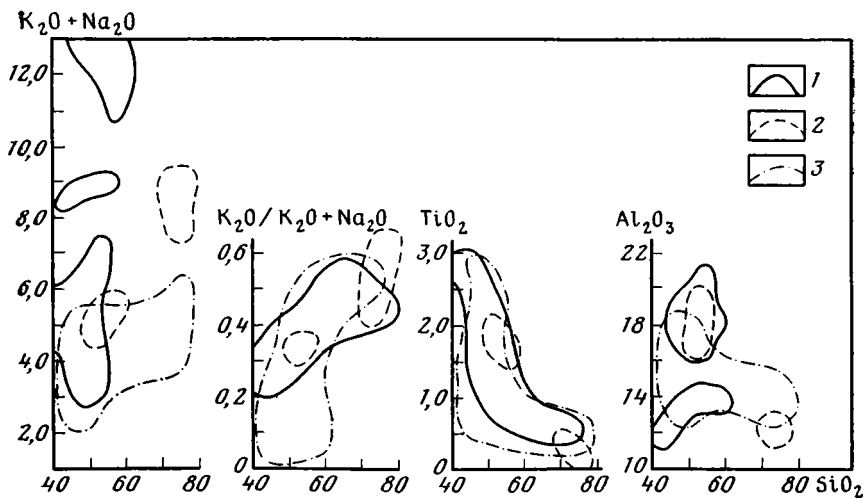


Рис. 2. Вариационные диаграммы Харкера для вулканитов Дархатско-Хубсугульского, Хунгуйского, Дзабханского рифтов
 1—3 — поля, характерные для вулканитов: 1 — Восточно-Африканского, 2 — Дархатско-Хубсугульского, 3 — Хунгуйского и Дзабханского рифтов

ся за меланократовый фундамент. Комплексы последнего известны практически во всех вендско-раннекембрийских океанических структурах (в Озерной, Джидинской зонах; в Баян-Хонгорской, Баян-Гольской, Северо-Гобийской, Керуленской и других шовных структурах) и в пределах обрамляющих их континентальных массивов. Они слагают разновеликие протрузивные массивы, тектонические пластины, меланжи и аллохтоны.

Во всех случаях комплексы меланократового фундамента, образующие протяженные пояса, контролируют глубинные или оперяющие их разломы. Эти комплексы сложены ультраосновными породами, среди которых преобладают серпентиниты, дуниты, пироксениты, гарцбургиты, лерцолиты, реже верлиты и листвениты. В Баян-Хонгорской, Озерной зонах и в некоторых других структурах меланократовый фундамент представлен расслоенной серией, состоящей из дунита—перидотита—пироксенита—габбро. Эта серия пород вверх по разрезу сменяется дайковой серией, а затем толщей пиллоу-лав. Цаган-Бургасский, Хутульский и другие крупные аллохтоны имеют пестрый состав. Они сложены серпентинизированными дунитами, вебстеритами, гарцбургитами, а периферические их участки — хризотил-антигоритовыми и антигоритовыми серпентинитами. Мелкие протрузивные пластины состоят из сильно серпентинизированных гарцбургитов и вебстеритов. Судя по вещественному составу, можно предполагать, что среди монгольских ультраосновных комплексов известны породы — индикаторы всех трех слоев разреза меланократового фундамента.

Комплексы меланократового фундамента с вмещающими породами в большинстве случаев имеют тектонические контакты и лишь на юге Джидинской зоны в бассейне р. Хурэтуйн-Гол установлено непосредственное налегание осадочно-вулканогенного чехла на этот фундамент.

Из рис. 3, а видно, что исходное вещество, из которого образовался фундамент океанических структур, в частности в Озерной зоне, было обогащено магнием (до 46,19%) и обеднено щелочами, кальцием, алюминием и, таким образом, по составу было близким к основным и ультраосновным кумулятам офиолитовой серии. На диаграмме (рис. 3, б) $MgO-CaO-Al_2O_3$ породы меланократового фундамента Озерной зоны образуют два сильно дифференцированных поля, в целом совпадающих с ультраосновными и основными кумулятами, чего нельзя сказать в отношении меланократового комплекса шовных структур. Последние об-

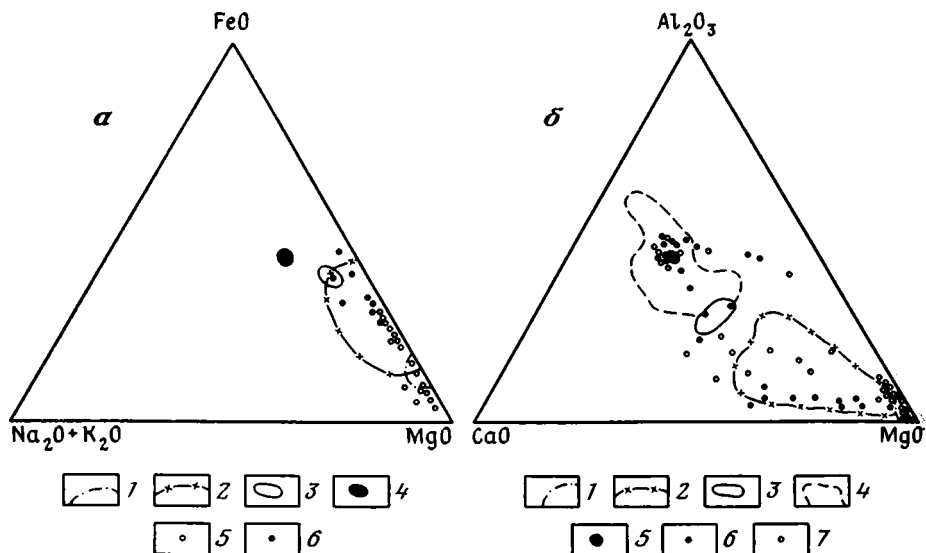


Рис. 3. Диаграммы: *a* — *AFM* для комплексов меланократового фундамента Озерной зоны, *б* — $MgO-CaO-Al_2O_3$ для меланократового фундамента Озерной зоны и узких шовных структур Монголии

Для *a*. 1—4 — поля: метаморфических перидотитов, 2 — основных и ультраосновных кумулятов, 3 — коматитов, 4 — среднего состава базальтов срединно-океанических хребтов; 5, 6 — фигуративные точки: 5 — гипербазитов, 6 — габброидов

Для *б*. 1—5 — поля: 1 — метаморфических перидотитов, 2 — ультраосновных кумулятов, 3 — коматитов, 4 — основных кумулятов, 5 — среднего состава базальтов срединно-океанических хребтов; 6, 7 — фигуративные точки пород из комплексов меланократового фундамента: 6 — озерной зоны, 7 — узких шовных зон Монголии

разуют непрерывный ряд. В целом можно сделать вывод, что средний состав исходного вещества, из которого образовались гипербазиты, вероятно, соответствовал перидотиту, и по мере дифференциации приближался к коматиту.

Океанические комплексы. Под этими комплексами понимаются образования, близкие по составу к комплексам современных срединно-океанических хребтов, абиссальных равнин или узких шовных структур, подобных Красному морю или Аденскому заливу. Формирование этих комплексов происходило в бассейнах с корой океанического типа в тесной ассоциации с комплексами меланократового фундамента. К числу таких структур относятся Озерная и Джидинская зоны, Баян-Хонгорская, Северо-Гобийская, Керуленская и другие шовные структуры (рис. 4). Океанические комплексы Озерной и Монгольско-Алтайской зон сложены спилито-диабазовой, кремнисто-туфогенной и кремнисто-терригенной формациями единого вертикального ряда. Мощность их не превышает 2000 м.

Вулканы Озерной зоны относятся главным образом к базальтоидам нормального и реже субщелочного рядов. На диаграмме *AFM* трудно заметить, что поля габброидов, вулканитов спилит-диабазовой формации и коматитов перекрывают друг друга. Это объясняется, очевидно, тем, что магма, из которой образовались вулканиты спилит-диабазовой формации, имела состав, близкий к габброидам, с одной стороны, и к коматитам — с другой. В целом же поле развития вулканитов спилит-диабазовой формации совпадает со средним составом базальтоидов срединно-океанических хребтов (рис. 5, *a*).

Часть вулканитов Джидинской зоны относится к формации толеитовых базальтов, отличающихся низким средним содержанием SiO_2 (48,21%), K_2O (0,15%) и суммой щелочей, не превышающей 3%. На треугольнике *AFM* базальтоиды Джидинской зоны характеризуются умеренным содержанием FeO и низким содержанием суммы щелочей. На этой же диаграмме видно, что поля развития базальтоидов Джидинской

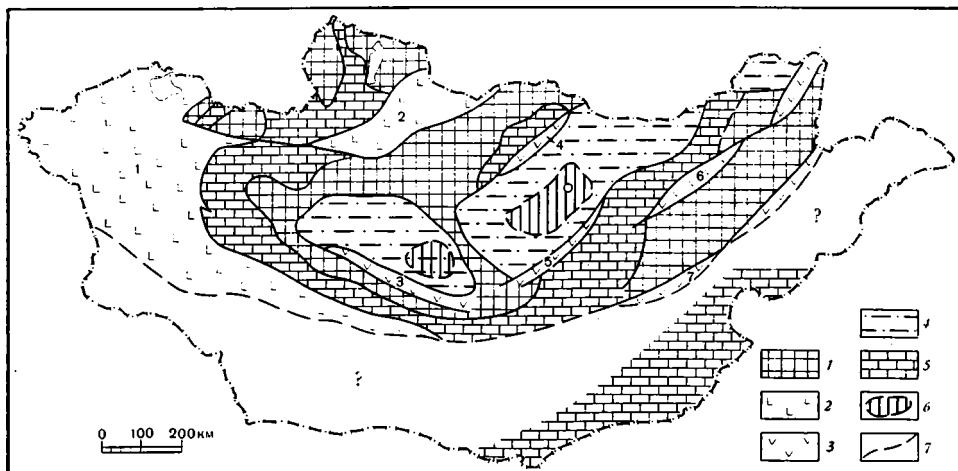


Рис. 4. Палеотектоническая схема Монголии в венде — раннем кембрии
 1 — участки с допозднерифейской континентальной корой; 2 — бассейн с корой океанического типа; 3 — узкие шовные структуры с корой океанического типа; 4 — бассейны типа внутреннего моря; 5 — шельфовые бассейны; 6 — участки с предполагаемой корой океанического типа в пределах внутреннеморского бассейна; 7 — границы предполагаемые. Цифры на схеме: 1, 2 — океанические бассейны: 1 — Озерный, 2 — Джидинский; 3—7 — узкие шовные структуры: 3 — Баян-Хонгорская, 4 — Баян-Гольская, 5 — Северо-Гобийская, 6 — Керуленская, 7 — Ундуршилнская

зоны совпадают с полями развития основных кумулятов и приближаются к среднему составу базальтоидов срединно-океанических хребтов (см. рис. 5, а).

Океанические комплексы Баян-Хонгорской, Ханхухэйской, Керуленской, Среднегобийской шовных зон представлены близкими по составу спилит-диабазовыми и андезитобазальтовыми формациями. Особо следует отметить, что горизонтальное растяжение Хангай-Хэнтэйской зоны, начавшееся, по-видимому, в конце позднего рифея, в венде — раннем кембрии привело к обнажению меланократового фундамента и формированию океанических комплексов (зеленокаменно-сланцевая формация).

Комплексы переходной стадии развития в большинстве случаев сменяют океанические или формируются синхронно с ними. Комплексы переходной стадии в одних случаях закладывались на коре океанического типа, а в других — на коре с гранитно-метаморфическим слоем. Комплексы этой стадии развития имеют пестрый вулканогенно-осадочный состав и часто сопровождаются габбро-гранитными или гранодиорит-плагиогранитными комплексами. Сложность формационного состава комплексов переходной стадии, вероятно, объясняется контрастностью ее геодинамического режима, развивавшегося на фоне общего постепенного сжатия литосферных плит. Частое изменение латерального состава формаций указывает также и на одновременное существование нескольких близко расположенных конседиментационных бассейнов с разным характером осадконакопления. Эти бассейны, вероятно, были разделены приподнятыми блоками.

Формационный анализ комплексов переходной стадии развития показывает, что, возможно, по восточному обрамлению Озерной зоны, в центральной и юго-восточной частях Джидинской зоны, а также в Северо-Гобийской, Баян-Хонгорской и других шовных структурах они формировались на коре, лишенной гранитно-метаморфического слоя. Комплексы переходной стадии сложены щелочной базальтовой, граувакковой, вулканогенно-граувакковой, туфогенно-кремнистой, спилито-кератофировой, флишоидной, кремнисто-сланцевой формациями и формацией дифференцированных вулканитов. Возрастной объем этих формаций различен и определяется в большинстве своем условно. В Дагандэльской подзоне Озерной зоны переходные комплексы формировались,

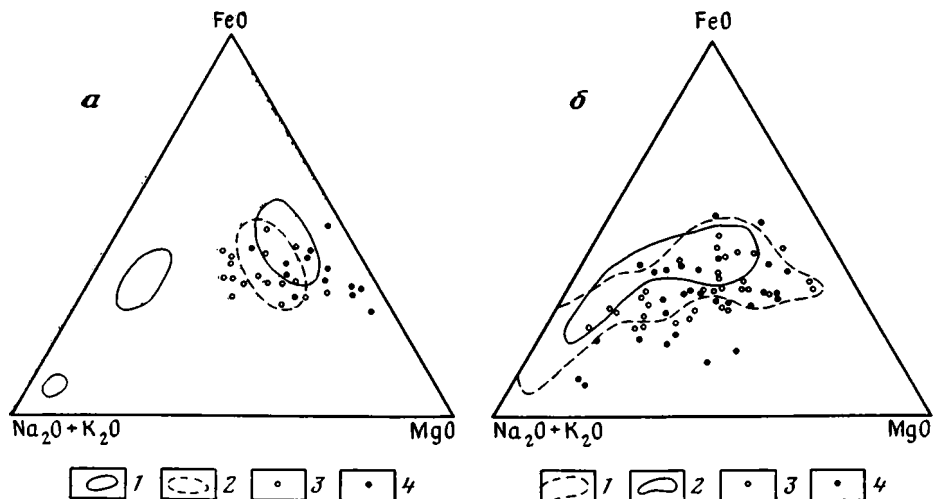


Рис. 5. Диаграммы *AFM* — для вулканитов Озерной и Джидинской зон: *а* — океанической стадии развития, *б* — переходной стадии развития
 Для *а*. 1, 2 — поля: 1 — океанических вулканитов Срединно-Атлантического хребта, 2 — океанических вулканитов о-ва Маккуори; 3, 4 — фигуративные точки океанических вулканитов: 3 — Озерной, 4 — Джидинской зон
 Для *б*. 1, 2 — поля вулканитов: 1 — Новозеландской, 2 — Курильской дуг; 3, 4 — фигуративные точки вулканитов: 3 — Джидинский, 4 — Озерной зон

начиная от венда до раннего кембрия включительно. В Джидинской зоне возраст флишоидной, щелочной базальтовой, граувакковой и вулканогенно-граувакковой формаций, возможно, включает и средний кембрий. Мощность комплексов колеблется от 1000 до 3000 м.

Вулканиты переходной стадии Джидинской зоны представлены дифференцированной серией, петрохимический состав которой на диаграмме *AFM* очень близок к современным вулканитам Курильской и Новозеландской дуг (см. рис. 5, б).

В рассматриваемом интервале времени в пределах Баян-Хонгорской, Северо-Гобийской, Керуленской, Баян-Гольской, Ононской и других шовных структур сформировались карбонатно-песчано-сланцевые, андезитовые, граувакково-андезитовые, песчано-сланцевые и другие комплексы, характерные для переходной стадии развития. Таким образом, значительная часть территории Монголии в вендско-раннекембрийское время, возможно, представляла собой окраину океанического бассейна с островными дугами. Этот бассейн с севера был обрамлен Сибирской плитой, а с юга, вероятно, Китайской.

Комплексы переходной стадии развития тесно ассоциируют с габбро-гранитными и гранодиорит-плагиогранитными формациями. Керуленская, Ононская, и, возможно, некоторые другие островные дуги, вероятно, закладывались на коре с гранитно-метаморфическим слоем.

Комплексы шельфа. Эти комплексы распространены по южному обрамлению Восточно-Саянской глыбы и по юго-западному и северному обрамлению Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского массивов. Сюда относятся Тэс-Хубсугульская, Дзобханская, Идэрская, Среднегобийская зоны. Формирование шельфовых комплексов происходило на коре с гранитно-метаморфическим слоем в условиях эпиконтинентального моря. Геодинамический режим осадконакопления отличался довольно спокойным характером и соответствовал пассивным окраинам континента. Комплексы континентального склона и подножия представлены довольно однообразными кремнисто-карбонатными, терригенно-карбонатными и туфогенно-терригенными формациями, имеющими возраст от венда до раннего и местами среднего кембрия включительно (в Южном Прихубсугулье). Общая мощность комплексов составляет 1000–3000 м.

На юге страны, по северному обрамлению Китайской плиты, накопились мелководные терригенно-карбонатные осадки. В целом наблюдается увеличение мощности рассмотренных комплексов в сторону океанического бассейна, и в этом же направлении уменьшается грубость терригенного материала. Переход между шельфовыми комплексами и океаническими бассейнами постепенный [3, 9].

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЙ ЭТАП

В этот этап геологического развития территории Монголии появляется новообразованный раннекаледонский гранитно-метаморфический слой, причлняющийся к древней континентальной коре. Таким образом, к началу ордовика почти вся территория страны, за исключением окраинных и внутренних морей, была превращена в складчатое сооружение. Окраинное море простиралось сравнительно узкой дугообразной полосой от Монгольского Алтая на западе до Хингана на востоке. Этот морской бассейн с севера был обрамлен складчатым сооружением, а с юга — выступами Китайской плиты и Джунгарского массива. Бассейн внутреннего моря существовал в теле Центрально-Монгольского массива на месте Хангай-Хэнтэйской зоны (рис. 6).

В межгорных прогибах только что сформированных складчатых сооружений происходило образование молассоидных комплексов.

Комплексы окраинных морей. Однообразные терригенные комплексы, широко развитые в Монгольском Алтае, Гобийском Тянь-Шане, Нухэт-Дабане и в Южной Гоби, нами объединены в одну песчано-сланцевую формацию. Она наиболее детально изучена в Монгольско-Алтайской зоне [4, 7], где в ее разрезе выделяются две толщи: существенно сланцевая (аргиллиты, филлиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники) и песчано-сланцевая (пестроцветные полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, аргиллиты). Эта песчано-сланцевая формация имеет ритмичное строение, а в ее строении наблюдаются признаки турбидитной седиментации.

Общая мощность песчано-сланцевой формации достигает 6000 м. Формирование столь мощной однообразной терригенной толщи происходило, вероятно, на континентальном склоне океанического бассейна за счет размыва окружающих складчатых сооружений.

Комплексы внутренних морей. Структуры этих морей рассматриваются нами как внутриконтинентальные прогибы длительного растяжения, происходившего на фоне общего сжатия со стороны обрамляющих их складчатых сооружений. В этом отношении показательна Хангай-Хэнтэйская зона, территория которой во второй половине кембрия — ордовике, по-видимому, продолжала прогибаться.

Своеобразная палеогеографическая обстановка этого этапа определяла однообразный песчано-сланцевый состав формации (дзагинская и харинская серии и др.) Хангай-Хэнтэйской зоны. Нижняя часть формации образована метаморфизованными до стадии зеленых сланцев песчаниками, алевролитами, реже — кислыми и средними вулканитами, верхняя сложена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, имеющими флишоидное строение. Общая мощность песчано-сланцевой формации не превышает 6000 м.

Сходство строения и вещественного состава формационных комплексов окраинных и внутренних морей дает возможность предполагать, что они формировались в близких палеотектонических условиях. Однообразный терригенный состав формаций, присутствие признаков турбидитных и контуритных течений, а также значительная мощность позволяют их сравнивать с отложениями континентальных склонов современного Мексиканского, Бенгальского заливов или других подобных районов, где в настоящее время происходит лавинная седиментация [16].

Молассоидные комплексы. Образованием молассоидных комплексов, вероятно, завершается формирование раннекаледонского гранитно-ме-

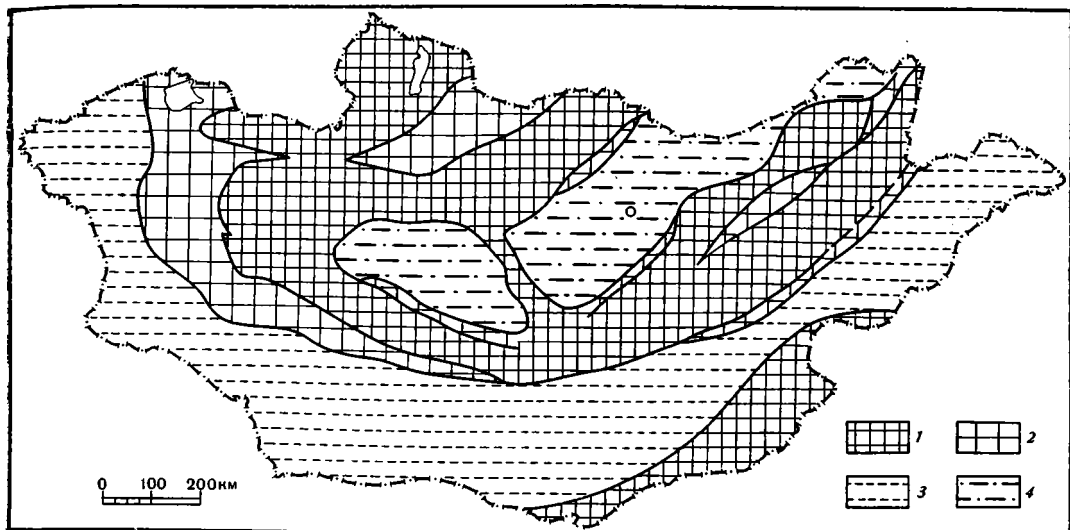


Рис. 6. Палеотектоническая схема Монголии в среднем кембрии — ордовике
 1, 2 — участки: 1 — с допознерифейской континентальной корой, 2 — с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся к началу позднего кембрия — ордовика; 3 — краевой морской бассейн; 4 — внутренний морской бассейн

таморфического слоя. Эти комплексы пока установлены в Джидинской и Озерной зонах и в пределах Южного Прихубсугулья. Сложены они грубообломочными туфогенно-терригенными формациями (тэрхинская и другие свиты), залегающими дискордантно на всех вендско-раннекембрийских комплексах океанической, переходной стадий и синхронных с ними комплексах континентального склона и подножия. Мощность их составляет около 1000 м. Молассонидные комплексы сформировались в условиях тектонического скучивания, преобладавшего во второй половине кембрия под влиянием горизонтального сжатия литосферных плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К началу позднего рифея территория Монголии входила в состав крупного континентального массива.

1. Распад Палеоазиатского материка, начавшийся с позднего рифея, и почти синхронное с ним образование океанических бассейнов в последующее вендско-раннекембрийское время создали на территории Монголии дифференцированные геотектонические обстановки. На это указывают особенности формационных комплексов.

2. Формирование Палеоазиатского океана началось с заложения внутриконтинентальных рифтовых систем. Однако не все рифты превратились в крупные океанические бассейны. Так, Дархатско-Хубсугульский, Хунгуйский и другие рифты закрылись на рифтогенной стадии.

3. Современная изученность геологических формаций позднего рифея — раннего палеозоя территории Монголии позволяет выделить следующие стадии развития: рифтогенную, океаническую, переходную и континентальную.

4. В познерифейское время на территории Монголии господствовало общее горизонтальное растяжение, а начиная со среднего кембрия, проявляется локальное сжатие, которое постепенно распространялось все шире и привело в конце кембрия — ордовике к формированию гранитно-метаморфического слоя на значительной территории страны.

Литература

1. Бойшенко А. Ф. Геология докембрия Баян-Хонгорской зоны и смежных структур Центральной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1979. 34 с.

2. Бямба Ж., Рягузов Н. Г. О соотношении и возрасте толщ песчано-сланцевого комплекса в западной и юго-западной частях Хангайского нагорья МНР//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 96—101.
3. Бямба Ж., Рягузов Н. Г. О взаимоотношениях вендско-нижнекембрийских отложений различных структурно-фациальных зон Восточного Прихубсугулья//Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 3. С. 669—671.
4. Вознесенская Т. А., Дергунов А. Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадокских отложений Западной Монголии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 79—93.
5. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. М.: Недра, 1973. 751 с.
6. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
7. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко А. С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 185 с.
8. Доржнамжаа Д., Журавлева З. А. Микрофитолиты верхнего докембрия Монголии// Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 41—44.
9. Зайцев Н. С., Благодранов В. А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49(4). С. 57—69.
10. Зоненшайн Л. П. Офиолиты Монголии//Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 26—34.
11. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Наука, 1976. 231 с.
12. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. Н. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов//Геотектоника. 1977. № 6. С. 19—42.
13. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
14. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
15. Леснов Ф. П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия)//Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. I. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1982. С. 58—95.
16. Лисицын А. П. Глобальные пояса лавинной седиментации//Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С. 4—35.
17. Митрофанов Ф. П., Казаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 147 с.
18. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
19. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.

Научно-исследовательский и производственный институт геологии и горнорудной промышленности
г. Улан-Батор, МНР

Поступила в редакцию
5.V.1985

УДК (551.242.3 : 551.21) (571.6)

Ф И Л А Т О В А Н. И.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МААСТРИХТ-ЭОЦЕНОВОГО
БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА**

В пределах северо-западной части Тихоокеанского кольца в датско-эоценовое время проявился внутриплитовый магматизм, представленный двумя формациями: датской (или маастрихт-датской) базальтовой и палеоэоценовой щелочно-базальтовой. По химическому составу обе эти формации резко отличаются от образований вулканических поясов (в том числе и Охотско-Чукотского), приближаясь к породам континентальных рифтов. Указанные формации несогласно располагаются на ранее сформированных структурах, залегая в грабенах или образуя ареалы вдоль крупных разрывов. Зона датско-эоценового внутриплитового вулканизма размещается перед фронтом Ватынского тектонического покрова и возникла синхронно с его оформлением. Предполагается, что причиной обдукции аллохтонов на Евразийскую плиту и частичной ее деструкции с проявлением внутриплитового вулканизма послужила коллизия на рубеже мела — палеогена этой плиты с островными дугами, подошедшими к ней со стороны Тихого океана в условиях убыстренного спрединга.

Как известно, состав и структурное положение магматических образований являются индикаторами, позволяющими моделировать определенные геодинамические обстановки магматизма. В настоящей статье с этих позиций предпринято выяснение тектонической природы и условий формирования малодифференцированных маастрихт-эоценовых базальтоидов, разобщенные ареалы которых довольно широко распространены в северо-западной части зоны перехода континент — Тихий океан. Эти ареалы в целом образуют конформную Тихому океану полосу (рис. 1), которая охватывает область сочленения мезозойской континентальной коры и коры переходного типа [21] (соответственно Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской тектонических областей), перекрывая как образования Охотско-Чукотского пояса, так и покровно-надвиговые структуры Корякского нагорья.

Тектоническая позиция маастрихт-эоценовых базальтоидов в пределах этой обширной территории получила различное толкование. Наиболее распространена точка зрения об их принадлежности Охотско-Чукотскому окраинно-континентальному поясу, причем им нередко приписывается сеноманский возраст [4]. Высказано мнение [25], согласно которому Охотско-Чукотский пояс, включая венчающие его поздне меловые-палеогеновые базальтоиды, имеет рифтогенную природу. Некоторые исследователи [12, 13] склонны вычленять рассматриваемые базальтоиды из состава Охотско-Чукотского пояса, полагая, что они образовались на посторогенной стадии развития региона в обстановке растяжения. Маастрихт-эоценовые базальтоиды территории Корякского нагорья рассматриваются как образования палеошельфа Берингова моря [9], как составная часть раннекайнозойских вулканогенных поясов — окраинно-континентальных [35] или островодужных [6], как показатель орогенного этапа развития региона [14].

Анализ вертикального ряда поздне-мезозойских — раннекайнозойских вулканогенных формаций, развитых в пределах Приохотско-Чукотско-Корякского региона, показывает вещественную и структурную обособленность маастрихт-эоценовых базальтоидов от широко распространенных здесь образований разновозрастных окраинно-континентальных поясов — альб-сенонского Охотско-Чукотского, позднеэоцен-раннемио-

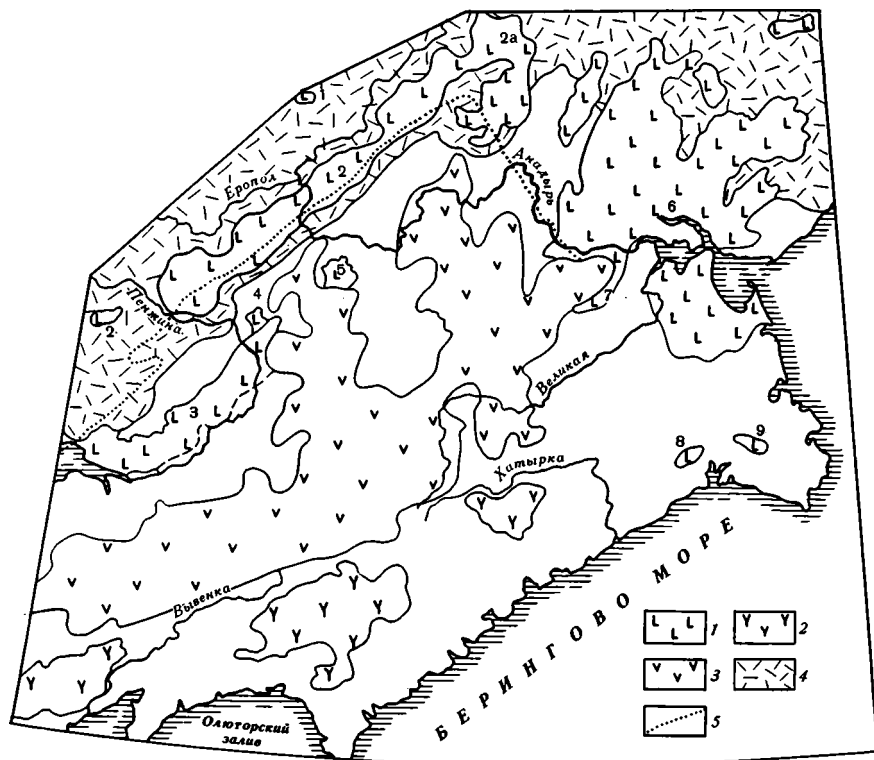


Рис. 1. Схема размещения маастрихт-эоценовых базальтоидов в северо-западной части Тихоокеанского кольца

1 — ареалы маастрихт-эоценовых базальтоидов (1 — Пеледонский, 2 — Пенжинско-Анадьрский, 2а — Энимываамский, 3 — Окланско-Пенжинский, 4 — Мургалский, 5 — Русскогорский, 6 — Танюерский, 7 — Рарытский, 8 — Каканаутский, 9 — Велькельееский); 2—4 — окраинно-континентальные вулканогенные пояса; 2 — позднеолигоцен-миоценовый Курило-Олюторский, 3 — позднеэоцен-раннемиоценовый Камчатско-Корякский (контур по геолого-геофизическим данным, включая наземные и глубинные фации), 4 — альб-сенонский Охотско-Чукотский; 5 — примерная южная граница мезозойской континентальной коры

ценового Камчатско-Корякского, позднеолигоцен-миоценового Курило-Олюторского (см. рис. 1).

С другой стороны, анализ латерального ряда магматических формаций, накапливавшихся в рассматриваемом регионе на рубеже мезозоя и кайнозоя, также выявляет своеобразие маастрихт-эоценовых базальтоидов, резко отличающихся по составу и условиям залегания от островодужных и океанических образований, формировавшихся в более внутренних частях Палеопацифики.

СТРАТИГРАФИЯ И ФОРМАЦИИ

Маастрихт-эоценовые вулканыты в пределах рассматриваемой территории визуально представляют, казалось бы, единую толщу, общими признаками которой являются определенная структурная обстановка накопления (в грабенах, а также вблизи крупных разрывных нарушений), а кроме того, существенно базальтоидный состав и весьма малая степень дифференциации. Однако изучение стратиграфического разреза и химических свойств пород обнаружило их неоднородность: среди них выделены две разновозрастные формации: маастрихт-датская базальтовая и палеоцен-эоценовая щелочно-базальтовая, значительно различающиеся по химическим параметрам. Необходимо подчеркнуть, что выделение этих формаций возможно лишь при детальном изучении химизма разреза рассматриваемых базальтоидов; в остальных случаях на геоло-

гических картах обычно показывается нерасчлененная толща позднемелового — раннепалеогенового возраста.

Маастрихт-датская базальтовая формация. Одним из участков, где проведено формационное расчленение позднемеловых — эоценовых базальтоидов, является территория бассейнов рек Пенжины и Анадыря (Пенжинско-Анадырский ареал (см. рис. 1)). Здесь к рассматриваемой формации относится атвувеемская свита (преимущественно базальты и андезитобазальты), стратотип которой выделен в долине р. Еропол [33]. Атвувеемская свита со структурным несогласием перекрывает образования Охотско-Чукотского пояса, в том числе и палеоботанически охарактеризованные вулканиты кислого состава кампанского возраста. Базальная пачка атвувеемской свиты содержит линзы туфов среднего состава, а также песчаников, гравелитов и конгломератов, обломочный материал которых состоит преимущественно из вулканогенных пород Охотско-Чукотского пояса. В этой базальной пачке в бассейне р. Аянка (р. Обрывистая), в обнаруженном В. А. Фараджевым местонахождении, нами собран комплекс растений: *Thallites sp.*, *Sequoia minuta* Sveshn., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Libocedrus aff. catenulata* (Bell.) Krysh., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* Font., *Glyptostrobus aff. vachrameevii* Sveshn., *Trochodendroides sp.*, *Viburnum sp.*, *Acer aff. arcticum* Heer, *Angiospermae sp.*, *Macclintockia sp.*, *Cladophlebis sp.*, *Sphenopteris sp.*, *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Sphenobaiera sp.*, *Pityospermum sp.*, *Pityolepis sp.*, который, согласно определениям Е. Л. Лебедева, характерен для конца позднего мела.

На гистограмме распределения величин абсолютного возраста пород атвувеемской свиты (по К—Аг-методу) наблюдаются два максимума. Один из них (80—65 млн. лет) характеризует, по-видимому, позднеэоцено-датский возраст этой свиты. Второй максимум (60—56 млн. лет) скорее всего вызван поствулканическим гидротермальным изменением пород, хотя частично он, возможно, отражает возраст силлов палеоэоценовых базальтов.

Таким образом, учитывая стратиграфическое положение атвувеемской свиты, палеоботаническую характеристику и абсолютный возраст, можно говорить о наиболее вероятном маастрихт-датском ее возрасте.

Аналогичное стратиграфическое положение в бассейне р. Анадырь занимают верхняя подсвита еропольской свиты, а также чуванская, тувыйская, энмываамская свиты (энмываамский ареал, см. рис. 1), характеризующиеся к тому же общностью литологического состава [33]. В последней из них В. И. Чубаровым и Б. Н. Вяткиным собрана коллекция растений, свойственных, по мнению Г. Г. Филипповой, концу позднего мела. Базальная часть энмываамской свиты, изученная нами в правобережье р. Энмываам, представлена пачкой мощностью первые десятки метров, состоящей из чередования песчаников, гравелитов, конгломератов, углистых алевролитов с редкими маломощными потоками базальтов. Эта пачка несогласно перекрывает позднемеловые игнимбри-ты Охотско-Чукотского пояса и в значительной мере является продуктом их перемыва. Она весьма напоминает базальную пачку атвувеемской свиты и к тому же содержит близкий комплекс растений (*Sphenobaiera sp.*, *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysh., *Cissites sp.* и др.—определения Е. Л. Лебедева).

Базальтовая формация, включающая перечисленные свиты, обладает слабой дифференцированностью. 80—90% ее объема принадлежит базальтам и андезитобазальтам, образующим потоки мощностью до 50—60 м. Андезиты составляют около 10—15%, а разности кислого состава единичны и обычно представлены экструзивными куполами и линзовидными субвулканическими телами. Накопление лейкобазальтовой формации (мощность ее от 300 до 800 м) связано с мощными истечениями лав в результате действия щитовых вулканов; объединяясь, они образовали обширное лавовое плато, ныне разбитое на ряд блоков. Пирокластические породы составляют не более 15—20% объема формации.

Щелочно-базальтовая формация палеоцена — эоцена. Ареалы щелочно-базальтовой формации палеоцена — эоцена в рассматриваемой части зоны перехода континент — океан имеют более широкое распространение по сравнению с позднемеловой базальтовой и группируются в основном на двух участках. Одна из групп ареалов располагается на краю мезозойского континента; вторая группа ареалов смещена относительно первой на юго-восток в пределы северной части Корьякско-Камчатской тектонической области.

В первой группе ареалов щелочно-базальтовая формация в современном виде представлена останцами лавового плато, располагающимися несогласно на структурах Охотско-Чукотского пояса и без признаков несогласия — на породах маастрихт-датской базальтовой формации. В междуречье Пенжины и Анадыря палеоцен-эоценовые базальтоиды представлены евдыревеевской толщей [33], перекрывающей атвувеевскую свиту. В ней резко преобладают оливиновые базальты, абсолютный возраст которых 65—40 млн. лет. Встречаются единичные потоки и субвулканические тела субщелочных пород среднего и кислого состава, которые, как это будет показано ниже, непосредственной генетической связи с базальтоидами не обнаруживают, образуя с ними контрастную ассоциацию. Наибольший объем этих кислых вулканитов отмечен Д. И. Агапитовым, А. И. Мануйловым и Б. Н. Филимоновым в танюерской свите, слагающей одноименный ареал (см. рис. 1). Абсолютный возраст пород этой свиты 49—39 млн. лет. В нижней ее части найдена флора раннего палеогена [14]. Ареалы палеоцен-эоценовых базальтов менее значительной площади известны в юго-западной части Охотско-Чукотского пояса, в Приохотье [12, 13]. Кроме того, в пределах краевой части мезозойского континента располагаются поля монотонных оливиновых базальтов (хакаринская, магдыкитская, нунлигранская и другие свиты), еще недостаточно изученных в возрастном и вещественном отношении, которые, видимо, относятся к позднемеловому — палеогеновому интервалу.

Во второй группе ареалов палеогеновые базальтоиды несогласно перекрывают покровно-складчатые структуры ряда тектонических зон северной части Корьякско-Камчатской тектонической области [30]. Протяженный Окланско-Пенжинский ареал занимает Пенжинский прогиб. Значительная его часть скрыта под более молодыми отложениями, однако хорошо выявляется на геофизических картах — этому ареалу в целом соответствует интенсивная положительная магнитная аномалия. На северо-восточном его продолжении расположен Русскогорский ареал (см. рис. 1). Особенностью этих ареалов является двучленное строение: нижняя часть образована чередующимися базальтами, андезитобазальтами, туфами основного, реже среднего состава; верхняя часть исключительно базальтовая. Согласно данным Л. И. Махониной, абсолютный возраст основных лав западной части Окланско-Пенжинского ареала 31—32 млн. лет. Однако Н. С. Афанасьева и др. [3] на основании палеонтологических и радиологических материалов доказали эоценовый возраст вулканитов Русскогорского поля.

Мало вскрытый из-под олигоцен-миоценовых пород Камчатско-Корьякского вулканического пояса Рарыткинский ареал образован базальтами и андезитобазальтами, в нижней части их разреза располагаются линзы песчаников и гравелитов. По нашему мнению, именно эти базальтоиды характеризует эоценовая флора, собранная В. И. Волобуевой и Г. П. Тереховой [7].

В целом щелочно-базальтовая формация палеоцена — эоцена несколько меняет свой характер при движении в сторону Тихого океана. В краевой части мезозойского континента накопление формации было связано с трещинными излияниями лав основного состава; здесь их сопровождают вулканиты кислого и умеренно кислого состава, образующие совместно с базальтоидами контрастную ассоциацию. В пределах коры переходного типа, в северной части Корьякско-Камчатской тектонической области признаки контрастности, как правило, не проявлены;

здесь возрастает роль андезитобазальтов и пирокластических образований (последние до 30% объема). В Окланско-Пенжинском и Русскогорском ареалах реконструированы обширные щитовые вулканы, сформировавшиеся в две стадии: на первой из них преобладали эксплозии, завершившиеся излиянием лав основного состава.

Мощность палеоцен-эоценовой формации колеблется от 500 до 1000 м, причем максимальные мощности отмечены, по данным Д. И. Агапитова, в Танюерском ареале.

Значительно менее проявился позднемеловой — палеогеновый базальтоидный магматизм в части Корякского нагорья, приближенной к Тихому океану. Однако и здесь известны немногочисленные небольшие поля малодифференцированных базальтоидов (см. рис. 1), часть из которых была выделена И. М. Русаковым в качестве каканаутской свиты. О. П. Дундо и его сотрудники [11] по палеонтологическим данным установили даний-палеоэоценовый их возраст, а В. Н. Григорьев и его коллеги [9] выделили их в самостоятельную каканаутскую формацию и предполагают более широкий возрастной интервал — от позднего маастрихта до раннего эоцена. Названные исследователи указывают на трехчленное строение каканаутских базальтоидов: нижние 30—40 м — грубообломочные вулканомиктовые породы; средние 100—200 м — туфы; верхние 500 м — базальты. Установлена структурная обособленность каканаутских образований — они несогласно перекрывают ранее сформировавшиеся покровно-складчатые структуры Корякии.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Маастрихт-датская базальтовая формация. Как уже было указано выше, в рассматриваемой формации резко преобладают базальты и андезитобазальты, менее распространены андезиты, а разности более кислого состава единичны, что и нашло отражение в количестве членов каждой из выборок (таблица). Судя по классификации Йодера и Тилли [16], базальты этой формации относятся к кварцевым толеитам: в их нормативном составе присутствуют кварц, диопсид и гиперстен, а оливин встречается лишь в единичных случаях. Базальты рассматриваемой формации — лейкократовые, насыщенные SiO_2 , маломagneзиальные и высокоглиноземистые породы с довольно высоким содержанием железа; коэффициент железистости составляет 2,60. На диаграмме *AFM* тренд дифференциации этих пород располагается в поле толеитовой серии (рис. 2).

Таким образом, в целом породы базальтовой формации по содержанию железа и магния и их соотношению наиболее близки к образованиям толеитовой серии. В поле толеитовой серии их фигуративные точки попадают также на диаграммах SiO_2-f и FeO^*-f , где $f = \text{FeO}/\text{Mg}$. Своеобразием этих вулканитов, отличающим их от пород толеитовой серии, является повышенная глиноземистость и щелочность. Фигуративные точки средних составов пород базальтовой формации тяготеют к тренду дифференциации щелочных вулканогенных образований Гавайский островов [28, 43]. Кроме того, на диаграмме Макдональда и Кацуры фигуративные точки базальтов рассматриваемой формации располагаются в поле щелочных пород (правда, вблизи границы раздела щелочных и нещелочных пород (см. рис. 2). Однако эти породы содержат умеренное количество калия, а величина отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляет всего 0,32, определяя натровую их специфику.

В модальном составе среднеосновных пород во вкрапленниках присутствуют пироксены (авгит, титанавгит, реже гиперстен, энстатит), в базальтах изредка встречаются единичные вкрапленники оливина. Характерно, что в базальтах наряду с преобладающим вулканическим стеклом основного состава всегда присутствует в виде тонкой пленки кислое вулканическое стекло, превращенное в микрофельзитовый кварц-полевошпатовый агрегат.

Средний состав пород вулканических формаций маастрихт-эоценового возраста северо-западной части Тихоокеанского кольца

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>n</i>	62 (15)	92 (6)	34 (1)	6	3	2	48 (10)	44 (12)	18	9	6	87 (254)	36 (8)
SiO ₂	51,31	55,14	60,20	66,98	69,83	74,1	50,16	55,26	60,60	74,18	48,80	47,56	51,79
TiO ₂	1,37	1,28	1,02	0,79	0,56	0,34	1,70	1,06	0,74	0,2	2,86	2,71	1,30
Al ₂ O ₃	18,20	17,04	16,24	15,71	15,58	13,06	16,94	17,42	17,56	14,02	15,03	14,07	17,45
FeO *	10,38	9,15	7,23	4,47	2,72	2,41	9,97	7,96	5,49	2,22	9,98	11,90	10,83
MnO	0,18	0,18	0,17	0,08	0,09	0,08	0,15	0,15	0,11	0,06	0,25		0,18
MgO	3,99	3,43	2,10	1,13	0,52	0,29	6,91	4,23	3,32	0,39	4,26	7,31	5,04
CaO	8,79	7,00	5,04	2,39	1,29	0,74	8,54	7,36	5,80	1,67	8,48	9,71	8,86
Na ₂ O	3,65	3,98	4,58	4,94	5,53	4,97	3,49	3,91	4,07	3,49	3,58	3,44	3,02
K ₂ O	1,15	1,73	2,12	2,84	3,52	3,77	1,47	1,48	1,43	3,62	1,33	1,30	0,85
P ₂ O ₅	0,43	0,48	0,42	0,28	0,14	0,06	0,20	0,27	0,03	0,20	0,57		0,19
Rb	20	23	42	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	14	26	12,3
Sr	582	549	490	»	»	»	790	500	»	»	615	580	579
Ba	290	340	300	»	»	»	320	320	»	»	230	380	200
Zr	247	161	218	«	»	»	252	190	»	»	132	295	140
Y	43	28	23	»	»	»	29	Не опр.	»	»	Не опр.	31	26,5
Ni	96	60	13	»	»	»	141	33	»	»	300	127	22
Co	52	39	10	»	»	»	53	18	»	»	50	48	12
Cr	125	90	30	»	»	»	162	64	»	»	500	200	20
V	185	182	80	»	»	»	178	73	»	»	180	285	60

Примечание. 1—6 — маастрихт-датская базальтовая формация: 1 — базальты, 2 — андезитобазальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, 5 — риодациты, 6 — риолиты; 7—10 — контрастная ассоциация палеоцена — эоцена: 7—8 — щелочно-базальтовая формация (7 — базальты, 8 — андезитобазальты), 9 — андезиты, 10 — риолиты; 11 — базальты вулкана Малый Аден [38]; 12 — натровые базальты щелочно-базальтовой серии [19]; 13 — базальт альб-туронской базальт-андезитовой формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. FeO* = 0,9Fe₂O₃ + FeO; в колонке 12 вместо FeO* дана сумма Fe₂O₃ + FeO; *n* — количество проб (в скобках пробы на геохимический анализ); окислы — в вес.%, элементы (по данным спектрального анализа) — в г/т.

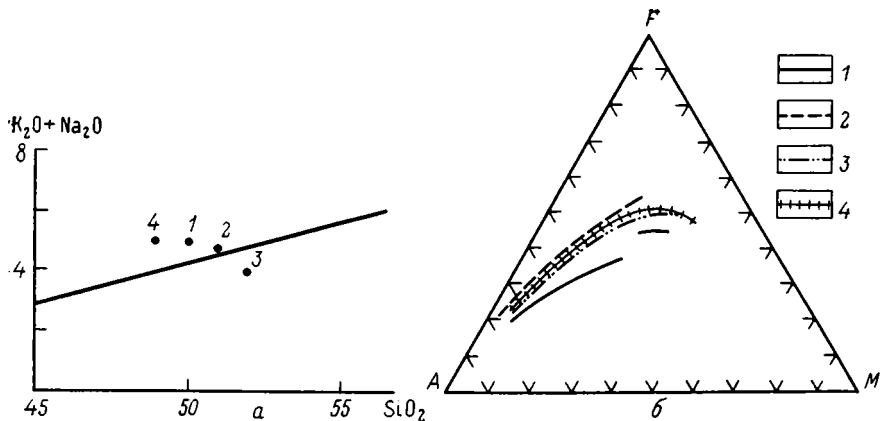


Рис. 2. Петрохимические диаграммы маастрихт-эоценовых базальтоидов: *a* — щелочи — кремнезем, *б* — *AFM*

Цифры на диаграмме *a*: 1—3 — базальты формаций: 1 — палеоцен-эоценовой щелочно-базальтовой, 2 — маастрихт-датской базальтовой, 3 — альб-туронской базальт-андезитовой Охотско-Чукотского пояса; 4 — базальт вулкана Малый Аден [38]. Прямая линия отделяет щелочную серию пород (сверху) от толеитовой и известково-щелочной [41]. На диаграмме *б*: 1—3 — тренды дифференциации пород формаций: 1 — палеоцен-эоценовой щелочно-базальтовой, 2 — маастрихт-датской базальтовой, 3 — альб-туронской базальт-андезитовой Охотско-Чукотского пояса; 4 — тренд островодужных толеитов, по П. Якишу и А. Уайту, 1972 г.

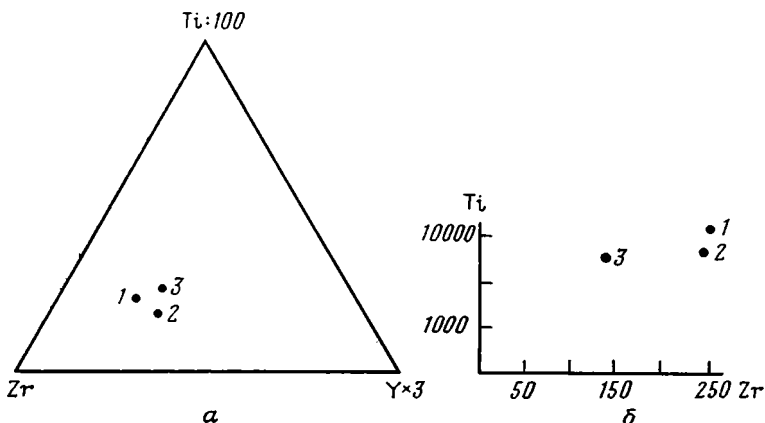


Рис. 3. Геохимические диаграммы маастрихт-эоценовых базальтовых формаций: *a* — $Zr-Ti: 100 - Y \times 3$; *б* — $Ti-Zr$

Цифры на диаграммах — базальты формации: 1 — палеоцен-эоценовой щелочно-базальтовой, 2 — маастрихт-датской базальтовой, 3 — альб-туронской базальт-андезитовой Охотско-Чукотского пояса

В геохимическом отношении базальты позднемереловой формации характеризуются обогащением некогерентными элементами, прежде всего Rb, Sr, Ba, Zr, Y, а также V, Ni, Co, Cr, что резко отличает их от образований вулканогенных поясов, как островодужных, так и окраинно-континентальных [39, 46, 47] (рис. 3). Обогащение литофильными элементами сказывается и в высокой величине $Zr/Y = 5,7$, тогда как $Ti/Zr = 33$. Величина Ni/Co составляет 1,8.

Таким образом, в целом для пород маастрихт-датской базальтовой формации характерны, с одной стороны, черты пород толеитовой серии, а с другой — обогащение литофильными элементами, что сближает их с внутриплитовыми магматическими образованиями.

Палеоцен-эоценовая щелочно-базальтовая формация. Рассматриваемая формация, как отмечено выше, характеризуется весьма низкой степенью дифференциации. Преобладающие в ней базальты содержат нормативный оливин и гиперстен и лишены как кварца, так и нефелина.

Многими исследователями [10, 16, 41, 48] подчеркивается неопределенность классификационной позиции подобных базальтов, которые в «базальтовом тетраэдре» Йодера и Тилли размещаются в области, отделяющей щелочные базальты с оливином и нефелином от толеитовых и известково-щелочных базальтов с нормативным кварцем. Для решения вопроса о принадлежности базальтов с оливином и гиперстеном к определенной магматической серии обычно используются дополнительные критерии [41 и др.]. Одним из них является диаграмма соотношения щелочей и кремнезема, на которой фигуративные точки палеоцен-эоценовых базальтов располагаются в поле щелочных пород (см. рис. 2), что позволяет относить их к щелочно-базальтовой серии. В целом базальты рассматриваемой формации обогащены щелочами, калием, титаном, магнием, имеют пониженные концентрации железа; коэффициент железистости не превышает 1,5.

Модальный состав базальтов и долеритов палеоцен-эоценовой формации довольно однообразен. Во вкрапленниках они содержат оливин (хризолит, хризолит-гиалосидерит, гиалосидерит), пироксены (авгит, титанавгит, пижонит-авгит, энстатит) и плагиоклазы (лабрадор, битовнит). Безоливиновые разности единичны. Структура основной массы базальтов и андезитобазальтов толеитовая, долеритовая, участками пойкилоофитовая. В основной массе среди цветных минералов присутствует и оливин. Вулканическое стекло изотропно и лишь местами превращено в мелкочешуйчатый хлоритовый агрегат с обильной рудной пылью; стекло кислого состава в этих породах (в отличие от маастрихт-датских базальтоидов) отсутствует.

В геохимическом отношении для палеоцен-эоценовых базальтоидов характерны высокие концентрации Sr, Ba, Zr, что сближает их с породами континентальных рифтов (см. таблицу), хотя содержание Rb слишком низкое. Об обогащении литофильными элементами свидетельствуют высокая величина Zr/Y (8,7) и сравнительно низкая Ti/Zr (40). Величина Ni/Co возрастает до 2,7.

В целом базальтоиды палеоцена — эоцена близки к наименее щелочным разностям оливиновых базальтов континентальных рифтов. Они обнаруживают сходство с базальтами вулкана Малый Аден [38] (см. рис. 2), а также с натровыми базальтами щелочно-базальтовой серии континентальных рифтовых зон [19]. Однако имеются и определенные отличия: в базальтах палеоцена — эоцена в отличие от указанных выше пород континентальных рифтов выше содержания глинозема и кремнезема, ниже содержание титана.

Отмеченная выше изменчивость пород щелочно-базальтовой формации в направлении от древнего мезозойского континента в сторону Тихого океана находит отражение и в их химизме. Базальты тыловой (по отношению к океану) части рассматриваемой формации по сравнению с фронтальной характеризуются повышенными концентрациями титана, щелочей (и натрия, и калия) и пониженным содержанием магния. В их нормативном составе самое высокое содержание ортоклаза и оливина, что согласуется и с модальным составом пород; в единичных случаях (например, в Пеледонском ареале) отмечено присутствие нормативного нефелина.

В ареалах, располагающихся юго-восточнее, ближе к Тихому океану (ареалы Пенжинского прогиба, хр. Рарыткин, бассейна р. Ламутской), субщелочная базальтовая формация характеризуется несколько большей дифференцированностью, что выражается в увеличении объема андезитобазальтов.

Выше уже отмечалось, что щелочно-базальтовая формация сопровождается небольшим объемом вулканитов среднего и кислого состава повышенной щелочности, которые образуют с ними контрастную ассоциацию. При формальном подходе, исходя из наличия андезитов, казалось бы, не следует говорить о бимодальности этой ассоциации. Однако группа палеогеновых пород от андезитов до риолитов по химическим свойствам не образует комплементарный ряд с базальтами и андезита-

ми, что выражается, например, в отсутствии единого тренда дифференциации (см. рис. 2). Эти данные позволяют предполагать различные магматические источники для вулканитов основного состава, с одной стороны, и группировки пород среднего — кислого состава — с другой. Если первые из них имеют, несомненно, мантийный генезис, то вторые — андезиты — риолиты повышенной щелочности, возможно, являются следствием коровых выделок, тем более, что они известны только в пределах мощной мезозойской континентальной коры.

Из сравнения двух разновозрастных: маастрихт-датской базальтовой и палеоцен-эоценовой щелочно-базальтовой формаций вытекают значительные их различия. Они состоят прежде всего в том, что первой из формаций присущи черты толентовой серии, тогда как вторая наиболее близка к щелочно-базальтовой серии континентальных рифтов. Базальты первой из упомянутых формаций пересыщены кремнеземом (отсутствует нормативный оливин), богаче железом, беднее магнием и щелочами (в том числе и калием). Палеоцен-эоценовые базальты более щелочные, титанистые и магниальные, с более высоким отношением калия к натрию, менее железистые; в них высоко содержание оливина в нормативном и модалном составе (причем оливин присутствует не только во вкрапленниках, но и в основной массе).

Общим геохимическим признаком обеих рассматриваемых базальтоидных формаций является их обогащение литофильными элементами, что сближает их с породами континентальных рифтов. Однако от позднемеловой формации к палеогеновой базальты обогащаются Sr, Ba, Ni, Cr, в них возрастают величины отношений Zr/Y и Ni/Co и уменьшается — Ti/Zr, а также концентрация V. Эти данные свидетельствуют об увеличении глубины выплавки палеогеновых расплавов по сравнению с позднемеловыми, а также о том, что палеогеновые базальты, вероятнее всего, связаны с частичным плавлением неистощенной мантии. Величина Sr^{87}/Sr^{86} палеогеновых базальтоидов равна 0,707, а европиевого отношения 0,98 [29], что также свидетельствует о недифференцированном характере родоначальной магмы [12].

В целом обе рассмотренные базальтовые формации маастрихт-эоценового интервала наиболее близки внутриплитовым магматическим образованиям, возникающим на начальных этапах деструкции земной коры. Следует подчеркнуть, что обе эти формации резко отличаются от образований островодужных и окраинно-континентальных поясов, в частности от подстилающей альб-туронской базальт-андезитовой формации Охотско-Чукотского пояса. Последняя является типичным представителем известково-щелочной серии и характеризуется полно прошедшей дифференциацией расплава. Маастрихт-эоценовые базальты от аналогичных по основности пород указанного пояса отличаются весьма малой степенью дифференциации, высокой титанистостью, калиевостью, общей щелочностью, а также повышенным содержанием Ba, Zr, V, Ni, Co, Cr (см. таблицу рис. 2, 3). Об обогащении палеогеновых вулканитов (по сравнению с меловыми Охотско-Чукотского пояса) элементами группы железа и церия, а также Ti, Zr, Sr на примере Приохотского региона сообщает М. Н. Захаров [12].

Что касается химизма нерасчлененных позднемеловых — раннекайнозойских базальтоидов, образующих небольшие ареалы в прибрежной части Берингова моря (см. ареалы 8 и 9 на рис. 1), то, по данным С. Г. Бялобжеского, В. Н. Григорьева и их коллег [6, 9], здесь присутствуют две группы пород. Одна из них, составляющая 60% всех проанализированных образцов, обладает повышенной щелочностью и, по мнению названных геологов, принадлежит щелочной оливин-базальтовой серии (однако нормативный нефелин в них отсутствует, а содержание K_2O в базальтах составляет 1,60%; это существенно натровые породы с резким преобладанием натрия над калием). Вторая группа базальтоидов отнесена авторами к толентовой серии. Таким образом, в целом обе эти группы соответствуют двум рассмотренным выше базальтоидным формациям.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

Обе рассмотренные базальтовые формации объединяет общность их структурного положения: они несогласно перекрывают ранее сформировавшиеся структуры (в том числе и тектономагматогенные структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса), размещаясь в грабенах или образуя субгоризонтальные лавовые плато вблизи крупных разрывных нарушений, по которым осуществлялся подъем базальтовых расплавов. Хотя, как указывалось выше, зона сосредоточения ареалов базальтоидов в целом конформна ограничению Тихого океана (на кайнозойском его этапе), однако отдельные структурные элементы этой зоны — грабены и магмоподводящие разрывы нередко располагаются по отношению к этому ограничению под большим или меньшим углом (рис. 4).

Ниже рассмотрены наиболее крупные грабены маастрихт-эоценового возраста. Протяженная (около 300 км) Пенжинско-Анадырская система грабенов северо-восточной ориентировки осложняет осевую часть Охотско-Чукотского пояса в бассейнах Пенжины и Анадыря. Эта система грабенов узкими поперечными горстами разделена на отдельные сменяющиеся одна другую по простиранию грабен-синклинали шириной 10—20, реже 50 км, обладающие блоковым строением. Ограниченные сбросами продольные блоки базальтоидов ступенчато погружаются к центру грабенов; в этом же направлении наклонены (под углом 5—15°) и отдельные лавовые плато. Еще один протяженный (до 400 км) север — северо-восточной ориентировки грабен располагался на месте Пенжинского прогиба; ширина его была не менее 40 км. В это же время заложилась, по-видимому, и Анадырская впадина [1], которая имела сложное клавишно-блоковое строение. Она распадается на ряд разновысотных погруженных блоков, ограниченных меридиональными и север — северо-восточными сбросами. Ряд крупных ареалов маастрихт-эоценовых базальтоидов приурочен к системе сближенных меридиональных разломов, ограничивающих с востока Пенжинско-Анадырскую систему грабенов. Некоторые из этих ареалов (например, Энмываамский) имеют дугообразную в плане форму, поскольку базальты при внедрении использовали обновившиеся дуговые разломы кольцевых тектономагматогенных структур Охотско-Чукотского пояса. Вдоль крупных разломов северо-западного и северо-восточного простирания протягиваются соответственно Канинско-Анадырский и Велькедьевский ареалы. Необходимо подчеркнуть, что большая часть разрывных нарушений, проявившихся на маастрихт-эоценовом этапе в качестве магмоподводящих, это обновившиеся разломы древнего заложения. Таким образом, рассматриваемый магматизм тяготеет к тем участкам, которые обладали наибольшей нарушенностью. Вот почему главная масса маастрихт-эоценовых базальтоидов приурочена на северо-западном обрамлении Тихого океана к зоне сочленения двух крупных блоков — континентальной коры и коры переходного типа, которая являлась наиболее проницаемой.

В отдельных местах обычно субгоризонтально залегающие маастрихт-эоценовые вулканы значительно нарушены. Так, например, в хр. Рарыткин эти базальтоиды участвуют в строении сложных чешуйчато-надвиговых структур. Это последующее осложнение первичного залегания базальтовых потоков связано с тем, что территория Корякии не только в мезозое, но и кайнозое испытывала неоднократное тектоническое сжатие и покровообразование [30, 32].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МАОСТРИХТ-ЭОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Для реконструкции условий формирования рассмотренных выше базальтоидов необходимо восстановить тектонические события, происшедшие в северо-западной части Тихоокеанского кольца на рубеже мезозоя и кайнозоя. Конец мела ознаменовался завершением формирования окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканоогенного

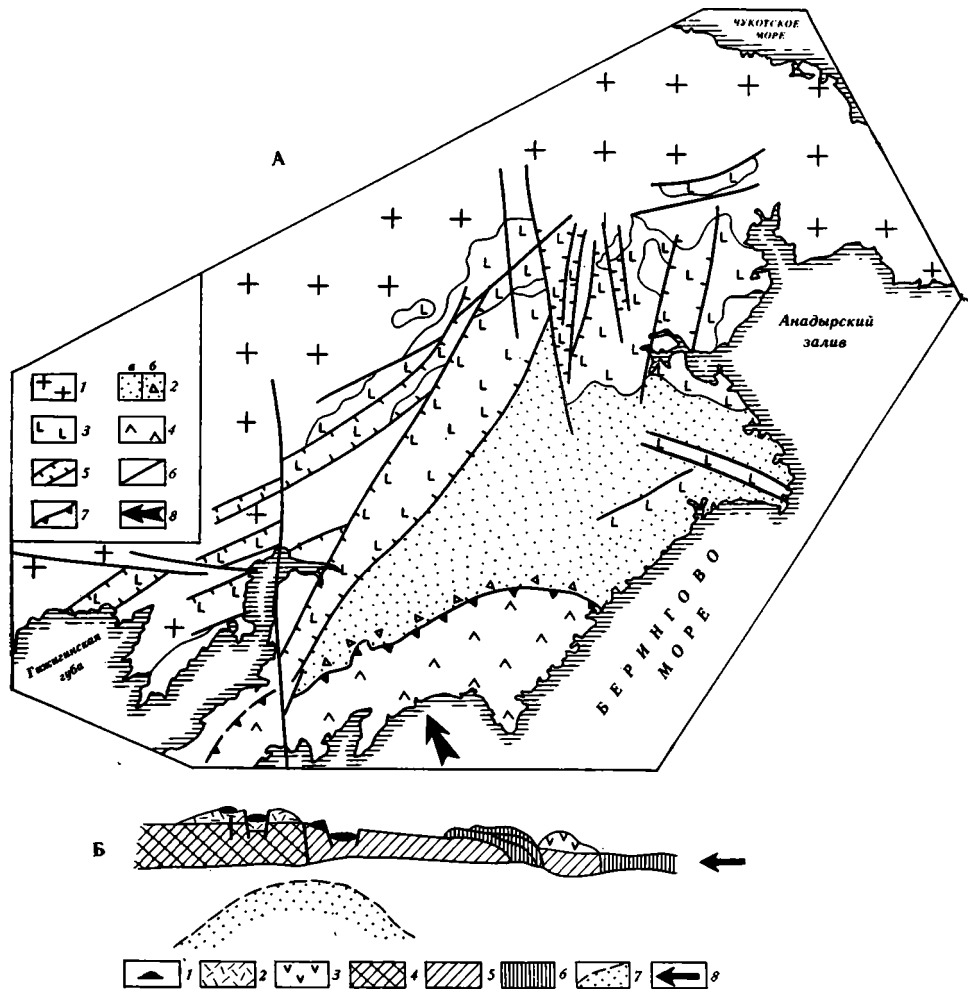


Рис. 4. Схемы размещения фаций и основных структур в начале палеогена в северо-западной части Тихоокеанского кольца (А) и тектонической обстановки формирования датско-эоценовых базальтоидов (Б)

Для А: 1 — область поднятий в пределах мезозойской континентальной коры; 2 — область накопления терригенных (а) и терригенно-olistостромовых отложений (б) в пределах переходной коры; 3 — базальтоиды маастрихт-эоценовые; 4 — офиолиты и островодужные вулканогенные образования в аллохтонном залегании; 5 — грабены; 6 — крупные разломы; 7 — ограничение Ватынского тектонического покрова; 8 — направление движения офиолитового аллохтона. Для Б: 1 — маастрихт-эоценовые базальтоиды; 2 — альб-кампанские образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 3 — меловая островная дуга; 4—6 — кора: 4 — континентальная, 5 — переходная, 6 — океаническая; 7 — кровля астеносферы; 8 — направление движения океанической литосферной плиты

пояса. Этот пояс развивался, начиная с альба, и генетически был связан с сейсмофокальной зоной, заложившейся на границе двух литосферных плит и наклоненной под мезозойский континент [23, 31]. Интервал 110—85 млн. лет характеризовался резким усилением спрединга в Тихом океане [42], что сопровождалось убыстрением темпов субдукции и коррелируется с интенсивным проявлением известково-щелочного магматизма в пределах Охотско-Чукотского пояса. Перед фронтом этого пояса формировалась мощная аккреционная линза, образованная серией чешуйчато-надвиговых дислокаций, вергентных в сторону Тихого океана, которые частично сохранились в современной геологической структуре Корякского нагорья. Поддвиг океанической плиты сопровождался, по-видимому, интенсивным встречным надвиганием Евразийской пли-

ты, поскольку и в Атлантическом океане указанный временной интервал характеризовался увеличением скорости разрастания океанического дна.

Принципиально иная тектоническая обстановка возникла на рубеже мезозоя и кайнозоя, когда происходило формирование рассматриваемых базальтоидов. Для этого рубежа установлено [42] резкое сокращение темпов спрединга как в Атлантическом, так и особенно в Тихом океане (в последнем с 7—18 до 4 см/год). Столь значительное замедление движения в спрединговом центре сопровождалось принципиальным изменением кинематики в области конвергентных границ литосферных плит. В маастрихт-эоценовое время явления субдукции в северо-западной части Тихоокеанского кольца сменились интенсивным шарьированием аллохтонных пластин из области океана на континент, причем эти пластины частично перекрыли ранее сформировавшиеся чешуйчато-надвиговые структуры Корякской зоны. Перед фронтом указанных аллохтонных пластин возникла система грабенов с рассматриваемыми базальтоидами (см. рис. 4). В процессе указанного шарьирования был сформирован Ватынский покров [2, 22], составляющий ныне северное ограничение Олюторской зоны. Судя по последним данным [5], этот покров имеет сложное строение; в нем участвует гипербазит-габбровый комплекс, а также океанические и островодужные толенты альб-кампанского возраста. Время шарьирования запечатлено в олистостромовых образованиях маастрихта — раннего кайнозоя, развитых перед фронтом Ватынского покрова [8, 22]. В ходе обдукции перед этим покровом сформировались чешуйчато-надвиговые дислокации паравтохтона, также вергентные в сторону континента [33]. В современной геологической структуре Корякии эти надвиги особенно четко прослеживаются в поздне меловых флишевых отложениях, с севера окаймляющих Олюторскую зону.

Встает вопрос о причинах столь интенсивной обдукции. Наиболее вероятно предположение, что она является следствием коллизии на рубеже мела и палеогена системы меловых островных дуг с Евразийской плитой (тайваньский тип столкновения, по Ж. Обуэну [24]). Фрагментом этой системы, ныне находящимся в аллохтонном залегании, может быть сеюнская Ирунейская островная дуга [15]; В. К. Ротманом [27] доказана полярность химического состава ирунейских вулканитов с возрастанием щелочности в направлении от океана к континенту. Возможным северо-восточным продолжением этих образований являются меловые островодужные толенты, обнаруженные Н. А. Богдановым и его сотрудниками в Олюторской зоне [5].

Таким образом, высокий темп процессов надвига — поддвига на границе океанической и Евразийской плит привел к интенсивной коллизии последней с подошедшей к ней со стороны океана системы островных дуг. Интенсивность коллизии подтверждается энергично проявленной ларамийской фазой складчатости, охватившей окраинную часть Евразийской плиты и вызвавшей формирование складчато-надвиговых структур, а также воздымание этой части плиты и накопление моласс [14, 29].

Вполне вероятно, что именно указанная коллизия явилась причиной резкого снижения скорости внутриокеанического спрединга.

Столкновение типа континент — островные дуги, приводящие к обдукции, на рубеже мела и кайнозоя имело, по-видимому, общее значение для запада Тихого океана. Так, Ж. Обуэн [24] выделил в юго-восточной его части Периавстралийский офиолитовый пояс, шарьированный в третичное время в сторону Австралийского континента и протягивающийся от Новой Гвинеи к Новой Зеландии. Ю. М. Пушаровский и его сотрудники [26] сообщают о явлениях шарьирования аллохтона со стороны океана на Сахалин и Восточную Камчатку, протекавших на рубеже мезозоя и кайнозоя. Подобного рода коллизии для более поздних этапов развития Берингоморского региона показаны рядом исследователей [37, 45], причем установлено, что эти коллизии приводят к отмиранию ранее развившихся на конвергентных границах литосферных плит сейсмофокальных зон и завершению проявления связанного с этими зонами

вулканизма. В аналогичной обстановке, характеризовавшейся столкновением островных дуг с Евразийской плитой, произошло завершение формирования Охотско-Чукотского пояса.

Таким образом, появление маастрихт-эоценовых базальтоидов синхронно этапу ларамийской коллизии. Они формировались во внутриплитовых условиях, перед фронтом надвинутых со стороны океана аллохтонов (см. рис. 4), и маркировали зону растяжения. Вероятно, нельзя исключить того варианта, что эта зона растяжения возникла автономно, без сколько-нибудь значительного влияния рассмотренных выше процессов коллизии. Однако синхронность этих явлений, а также закономерное положение систем грабенов на материковой окраине перед коллизионными структурами позволяют расценивать появление рассмотренных зон деструкции как следствие процессов коллизии. Реконструированную геодинамическую обстановку формирования маастрихт-эоценовых базальтоидов в большой степени можно параллелизовать с условиями заложения Байкальского рифта, возникшего в результате коллизии континентальных масс [44]. Закономерное появление деструктивных форм в областях, прилегающих к зонам столкновения литосферных плит, и размещение этих форм перед фронтом крупных тектонических покровов убедительно показано Х. Иллэсом [40] на примере соотношения Рейнского грабена и покровных структур Альп.

Возникшая как реакция на столкновение маастрихт-эоценовая зона растяжения занимает далеко не случайное положение; разрядка растягивающих напряжений реализовалась в целом вдоль сочленения двух крупных неоднородностей окраинной части Евразийской плиты: блоков мезозойской континентальной коры и коры переходного типа (другими словами, Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской тектонических областей). При этом наиболее интенсивному растрескиванию подверглась краевая часть жесткого, наиболее консолидированного мезозойского континента, где группируется большинство маастрихт-эоценовых грабенов и разрывных нарушений, с которыми связано проявление внутриплитового магматизма. Многие из этих разломов имеют древнее заложение и были активизированы процессом коллизии.

Система грабенов возникла уже на первом — позднемиоценовом — этапе внутриплитового вулканизма. С этим начальным этапом деструкции земной коры связано излияние базальтов пологого уклона, однако обогащенных вместе с тем щелочами и редкими литофильными элементами. Эволюция внутриплитового магматизма выразилась в появлении на следующем, палеоцен-эоценовом этапе более основных и менее дифференцированных базальтов с более высокими концентрациями литофильных элементов, отражающих более глубинные магматические источники (вероятно, в неистощенной мантии). Одновременно с возрастанием глубины генерации мантийных расплавов от первого этапа внутриплитового вулканизма ко второму в процесс деструкции вовлекалась все большая площадь.

Латеральные различия состава палеоцен-эоценовых базальтоидов позволяют предполагать увеличение глубин мантийных источников на втором этапе вулканизма в направлении от океана к континенту. В этом же направлении менялась и степень дифференциации расплавов. Она была минимальной в области мезозойской континентальной коры, где осуществлялся быстрый подъем магмы, которая, почти не фракционируя, достигала земной поверхности; в пределах коры переходного типа происходило некоторое «застаивание» и небольшая дифференциация порций магматических расплавов.

Признаки явлений деструкции земной коры и внутриплитового магматизма на рубеже мезозоя и кайнозоя известны и в других частях западного континентального обрамления Тихого океана. Так, на территории Китая в раннетретичное время протекали процессы рифтообразования и излияния базальтоидов [34].

Кратковременность, эпизодичность процессов деструкции на рубеже мела и палеогена на западном обрамлении Тихого океана определялась

тем, что уже в конце эоцена — начале олигоцена здесь резко меняется кинематика движения литосферных плит. Этап коллизии сменяется этапом новой субдукции океанической литосферной плиты под Евразийскую с формированием на ее окраине позднеэоцен-раннемиоценового Камчатско-Корякского вулканогенного пояса [31], частично перекрывшего зону внутриплитового магматизма. Эта кратковременность коллизии предопределила сравнительно слабую проявленность процесса рифтогенеза, вследствие чего не успели в полной мере реализоваться отдельные его стадии. Таким образом, маастрихт-эоценовый процесс деструкции остановился, не достигнув спрединговой стадии. С этих позиций зону растяжения, вмещающую внутриплитовый магматизм, можно рассматривать как «несостоявшуюся» дивергентную границу плит.

Несмотря на относительную кратковременность формирования (около 30 млн. лет) и ограниченную площадную распространенность поздне-мезозойских — раннекайнозойских внутриплитовых базальтоидов, маркируемый ими процесс деструкции континентальной и субконтинентальной земной коры на северо-западном обрамлении Тихого океана вряд ли можно считать случайным. Дело в том, что конец позднего мела — начало кайнозоя ознаменовался широким проявлением процессов коллизии, протекавших на обширной территории, далеко выходящей за пределы Пацифики. В позднем мелу начинается коллизия Афро-Аравийской и Индостанской плит с Евразийской, сопровождавшаяся шарьированием на константе офiolитовых аллохтонов [36] и растрескиванием приходящих в столкновение окраин плит. С этими процессами коррелируется возникновение рифтов (или предрифтовых их стадий) [17, 40, 44]. Так, в Красноморском регионе начальные признаки растяжения фиксируются в палеоцене — эоцене [17, 18]; не исключено, что и в Байкальском регионе начало рифтогенеза приходится на эоцен [17, 20].

Конечно, процессы и рифтогенеза, и коллизии при закрытии Тетиса по значительности проявления несопоставимы с аналогичного типа явлениями по обрамлению Тихого океана: в первом случае осуществлялось столкновение обширных континентальных литосферных плит, во втором — существенно континентальной литосферной плиты и островной дуги; соответственно резко различна и масштабность процессов деструкции земной коры. Немаловажен здесь и фактор времени: если по обрамлению закрывающегося Тетиса явления рифтогенеза в кайнозое продолжали нарастать, то в Тихоокеанском сегменте они носили кратковременный импульсивный характер, быстро сменившись принципиально иной геодинамической обстановкой. Однако при всех указанных различиях сравниваемых регионов хотелось бы подчеркнуть два положения общего порядка: 1) взаимосвязь и синхронность процессов столкновения и рифтогенеза; 2) широкое, глобальное проявление этих процессов на рубеже мезозоя и кайнозоя.

ВЫВОДЫ

В пределах северо-западной части Тихоокеанского кольца установлены проявления внутриплитового базальтоидного магматизма маастрихт-эоценового возраста. Он представлен двумя формациями: маастрихт-датской базальтовой и палеоцен-эоценовой щелочно-базальтовой. Первая из них образована базальтами, андезитобазальтами, значительно реже андезитами и разностями более кислого состава. По химическим свойствам она близка к толентам, однако обладает повышенными концентрациями щелочей и литофильных редких элементов. Палеоцен-эоценовая формация характеризуется более слабой степенью дифференцированности и образована оливиновыми базальтами и андезитобазальтами, которые обогащены K_2O , MgO , TiO_2 , Sr , Ba , Ni , Cr ; по химическим свойствам эта формация наиболее близка к образованиям щелочно-базальтовой серии и генетически связана, вероятно, с неистощенной мантией. На отдельных участках палеоцен-эоценовые образования проявляют признаки контрастных ассоциаций. Обе указанные формации по-

химическим свойствам резко отличаются от пород близрасположенных вулканогенных поясов (прежде всего от альб-сенонского Охотско-Чукотского пояса).

В целом внутриплитовый вулканизм от позднего мела к палеогену характеризуется возрастанием глубин генерации расплавов и увеличением площади проявления.

Обе базальтоидные формации объединены общностью структурного положения: они несогласно располагаются на ранее сформировавшихся структурах (в том числе Охотско-Чукотского пояса), залегая в грабенах или образуя ареалы вдоль разломов. Подавляющая часть их проявлений локализована вдоль обновившихся крупных зон разрывных нарушений более древнего заложения (например, разделяющих Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую тектонические области и т. п.).

Зона маастрихт-палеоценового внутриплитового вулканизма размещается перед фронтом Ватынского тектонического покрова (образующего северное ограничение Олюторской зоны) и возникла синхронно с его оформлением. Оба эти события — обдукция аллохтонов на Евразийскую плиту и частичная деструкция окраинной ее части с проявлением внутриплитового базальтоидного вулканизма — были вызваны, вероятнее всего, коллизией этой плиты с островными дугами, подошедшими к ней со стороны Тихого океана на рубеже мела и палеогена. Значительная интенсивность коллизии, запечатлевшаяся в структурах и молассах ларамийской фазы складчатости, была предопределена ускоренным темпом спрединга в Атлантическом и Тихом океанах, обусловившим большую скорость сближения литосферных плит на периферии Тихого океана. Процессы деструкции земной коры и внутриплитового магматизма были кратковременными, эпизодическими, поскольку уже в позднем эоцене — олигоцене коллизионный импульс сменился обстановкой субдукции океанической плиты под Евразийскую с формированием в краевой его части Камчатско-Корякского вулканогенного пояса.

Таким образом, как бы малы ни были сохранившиеся в современной геологической структуре ареалы маастрихт-эоценовых базальтоидов, их выявление необходимо для реконструкции палеогеодинамической и палеотектонической обстановок, отличных от условий формирования вулканогенных поясов.

В заключение я хотела бы поблагодарить В. Г. Казьмина и Е. Н. Меланхолину за обсуждение данной статьи и конструктивные замечания.

Литература

1. Агапатов Д. И., Иванов В. В., Мужиков В. Г., Шабалин И. В. Палеогеновые и неогеновые отложения Анадырской впадины//Берингия в кайнозой. Владивосток: Наука, 1976. С. 89—92.
2. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья//Геотектоника. 1979. № 1. С. 85—95.
3. Афанасьева Н. С., Гладенков Ю. Б., Серова М. Я. Новые данные о расчленении и возрасте третичных отложений центральной части Пенжинского прогиба (Корякское нагорье)//Сов. геология. 1981. № 1. С. 53—67.
4. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 170 с.
5. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н., Вишневская В. С. Тектоника Олюторской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
6. Бялобжеский С. Г., Григорьев В. Н., Казимиров А. Д. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района//Геотектоника. 1981. № 3. С. 94—104.
7. Волобуева В. И., Терехова Г. П. Новые данные о возрасте вулканитов хребта Рарыткин//Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1972. Вып. 20. С. 219—224.
8. Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1 : 1 500 000. Магадан: Недра, 1980.
9. Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Крылов К. А. и др. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алькатваамской зоны Корякского хребта//Геотектоника. 1984. № 3. С. 88—99.
10. Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение серий изверженных щелочно-земельных пород//Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. М.: Недра, 1970. С. 207—222.

11. Дундо О. П., Короткевич В. Д., Василенко А. В., Кореньков Г. П. Опорный разрез маастрихтских отложений Центально-Корякской структурно-фациальной зоны// Опорный разрез маастрихтских отложений центральной части Корякского нагорья. Ред. Василевская Н. Д./Л.: НИИГА, 1971. С. 5—51.
12. Захаров М. Н. Геохимия базальтоидного магматизма в тыловой зоне Центрально-Охотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 144—153.
13. Захаров М. Н., Легейдо В. А. Геохимические особенности магматических комплексов верхнего мела и палеогена Туромчинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)//Геохимия. 1976. № 11. С. 1653—1661.
14. Зинкевич В. П. Формация и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 109 с.
15. Зоненшайн Л. П., Савостин А. А., Седых А. П. Глобальные геодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет//Геотектоника. 1984. № 3. С. 3—16.
16. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
17. Казьмин В. Г. О двух типах раскола континентов//Геотектоника. 1984. № 2. С. 23—36.
18. Колман Р. Красное море: малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна//27-й Международный геол. конгресс. История и происхождение окраинных и внутренних морей. Доклады. Т. 6. Ч. II. М.: Наука, 1984. С. 58—73.
19. Кузьмин М. И. Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных поясах//Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1981. 51 с.
20. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон)//Геотектоника. 1983. № 2. С. 3—15.
21. Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. Тектоника Востока СССР и дальневосточных морей//Геотектоника. 1979. № 1. С. 3—21.
22. Митрофанов Н. П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне//Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 28—35.
23. Моралев В. М., Григораш Г. Ф. Геодинамическая обстановка и металлогения поздне-мелового вулканизма Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса//Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: Наука, 1976. С. 387—388.
24. Обуэн Ж. Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца. О некоторых так называемых классических аспектах перитихоокеанской тектоники//27-й Международный геол. конгресс. Тектоника. Доклады. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 43—47.
25. Песков Е. Г. Сводообразование и рифтогенез на Северо-Востоке Азии//Геотектоника. 1984. № 2. С. 76—85.
26. Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Тектонические покровы и надвиги в северо-западном обрамлении Тихого океана//27-й Международный геол. конгресс. Геология Мирового океана. Доклады. Т. 6. Ч. I. М.: Наука, 1984. С. 95—99.
27. Ротман В. К. Общие черты тектономагматического развития переходной зоны северо-западной части Тихого океана и континента Азии в мезозое и кайнозое//Тектоника регионов. Л.: Недра, 1982. С. 86—92. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 311.)
28. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н. Вещественный состав океанической коры в структурах северной Пацифики//27-й Международный геол. конгресс. Геология Мирового океана. Доклады. Т. 6. Ч. I. М.: Наука, 1984. С. 104—114.
29. Таусон Л. Н., Плюснин Г. С., Захаров М. Н. и др. О генезисе магматических формаций Гижигинского прогиба по изотопным данным (Охотско-Чукотский пояс)//Геохимия. 1978. № 2. С. 199—205.
30. Тильман С. М., Бялбужеский С. Г., Чехов А. Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинали системы//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5—29.
31. Филатова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской тектонических областей//Геотектоника. 1979. № 5. С. 98—115.
32. Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Дорогутин А. П. и др. Структуры континентальной и переходной коры в зоне перехода континент — океан на космических снимках. М.: Недра, 1984. 190 с.
33. Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лебедев Е. Л. и др. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса//Бюл. МОИП. 1977. № 2. С. 67—81.
34. Хуан Цицинь. Новые данные по тектонике Китая//27-й Международный геол. конгресс. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 11—23.
35. Шанцер А. Е., Шапиро М. Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины//Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 26—39.
36. Янишин А. Л., Хаин В. Е., Гатинский Ю. Г. Основные проблемы тектоники Азии//27-й Международный геол. конгресс. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 3—10.
37. Ben-Avraham Z., Cooper A. K. Early evolution of the Bering Sea by collision of ocea-

- nic rises and North Pacific subduction zones//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1981. Pt 1. V. 92. № 7. P. 485—495.
38. *Cox K. G., Gass I. G., Mallic D. I.* The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, South Arabia//*J. Petrol.* 1970. V. 11. P. 433—461.
 39. *Gill I.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin — Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
 40. *Illies I. H.* Mechanism of graben formation//*Tectonophysics.* 1981. V. 73. P. 249—266.
 41. *Irvine T. N., Baragar W. R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks//*Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523—548.
 42. *Larson S. L., Pitman W. C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. V. 83. P. 3645—3662.
 43. *Macdonald G. A.* Composition and origin of Hawaiian lavas//*Geol. Soc. Amer. Mem.* 1968. V. 116. P. 474—522.
 44. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia effects of a continental collision//*Science.* 1975. V. 189. P. 419—426.
 45. *Nur A., Ben-Avracham Z.* Oceanic plateaus, the fragmentation of continents and mountain building//*J. Geophys. Res.*, 1982. V. 87. № B5. P. 3644—3661.
 46. *Pearce J. A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts//*J. Petrol.* 1976. V. 17. P. 15—43.
 47. *Pearce J. A., Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis//*Earth and Planet. Sci. Letters.* 1973. № 19. P. 290—300.
 48. *Poldervaart A.* Aspects of basalt petrology//*J. Geol. Soc. India.* 1962. V. 3. P. 1—14.

НПО «Аэрогеология»

Поступила в редакцию
14.VI.1985

УДК 551.244 (571.661)

АЛЕКСЕЕВ Э. С.

ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН — КОНТИНЕНТ НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ — КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОГО СЕКТОРА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Рассматриваются основные тектонические элементы юга Корякского нагорья: Таловско-Майнская, Центрально-Корякская и Олюторская зоны. Чешуйчато-надвиговый и покровно-складчатый стиль тектоники этих зон, положение и роль в их структуре офиолитовых комплексов и соотношение зон между собой приводят к выводу о том, что основным процессом тектонического развития этой области в позднем мезозое — кайнозое являлась переработка океанической коры в континентальную, осуществлявшаяся аллохтонным способом.

Этот направленный деструктивно-конструктивный процесс в обобщенном виде выражается геодинамической моделью такого типа, при котором явления растяжения и компенсирующего сжатия смещаются во времени и пространстве со стороны континента в сторону океана, захватывая все новые и новые области.

Результаты исследований, проводившихся в последнее десятилетие, и весь богатейший фактический материал, собранный в предыдущие годы и переосмысленный в свете тектоники литосферных плит, выявили основную особенность тектонического строения Корякского нагорья — его сложнейшую покровно-складчатую и чешуйчато-надвиговую структуру, в которой сочетаются образования различных зон и разновозрастные офиолитовые комплексы.

Предположения о существовании в Корякском нагорье надвигов и покровов высказывались некоторыми исследователями и ранее, но они с трудом увязывались с господствовавшими представлениями о полициклическом геосинклинальном развитии региона, разработанными геологами НИИГА во главе с Б. Х. Егназаровым [8] и базировавшимися на признании ведущей роли вертикальных движений земной коры.

Исследование особенностей тектонического развития северо-западного сектора Тихоокеанского региона, Корякского нагорья в частности, и обобщения, сделанные Ю. М. Пушаровским и др. [21], М. С. Марковым и др. [13, 14], С. М. Тильманом и др. [25], Н. А. Богдановым и др. [7], А. А. Александровым [1], Г. Е. Некрасовым [18, 19] и другими исследователями, показывают, что в основе тектонического развития региона лежит переработка океанической коры в континентальную, выражающаяся в формировании все более и более молодого гранитно-метаморфического слоя в области перехода от континента к океану.

Как выяснилось, важнейшую роль при этом играли латеральные перемещения масс и процессы тектонического скупивания.

Материалы, полученные автором и коллективом Камчатской экспедиции объединения «Аэрогеология» при среднемасштабной геологической съемке в 1968—1981 гг. и частично опубликованные [3—5], позволяют представить геодинамику развития зоны перехода континент — океан в позднем мезозое — кайнозое с позиций мобилизма.

Достаточно полное представление о стиле геодинамики может дать рассмотрение позднемеозойской — кайнозойской истории южной части Корякского нагорья (южнее линии, соединяющей устье Пенжины с устьем Укэлаята).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В современной структуре рассматриваемой территории четко выделяются три тектонические зоны: Таловско-Майнская, Центрально-Корякская и Олюторская, являющиеся основными структурными элементами юга Корякии и сменяющие одна другую с северо-запада на юго-восток. Они различаются по составу и возрасту слагающих их образований, по особенностям внутреннего строения и по положению в общей структуре Корякского нагорья.

Таловско-Майнская зона протягивается от восточного побережья Пенжинской губы в северо-восточном направлении на правобережье нижнего течения Майна.

При изучении юго-западного фланга Таловско-Майнской зоны выяснилось, что она характеризуется чешуйчато-надвиговым строением и подстилается Куюльским серпентинитовым меланжем, полого погружающимся к северо-западу [4, 10]. Внутренняя структура зоны определяется сочетанием беспорядочно перетасованных чешуй и пластин, сложенных гипербазитами, габброидами, вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями среднего ордовика — нижнего силура, вулканогенно-терригенными и терригенными отложениями нижнего карбона, кремнисто-вулканогенными отложениями верхней юры — берриаса (кингивеевская свита), нижнемеловыми флишевыми образованиями, среди которых различаются отложения среднего — верхнего валанжина (мялекасынская свита), готерива — баррема (тылакрьельская свита), баррема — апта (кармаливаямская свита), апта — нижнего альба (тихореченская свита) и альба (кедровская свита). Вся эта сложная аллохтонная структура запечатана неавтохтоном альб-туронской молассы (мамetchинская свита).

Характерная особенность Таловско-Майнской зоны — присутствие многочисленных клиппов, гигантских олистолитов и олистоплаков палеозойских и раннемезозойских пород и развитие олистостромовых образований на разных стратиграфических уровнях среди отложений нижнего мела.

Наиболее мощным олистостромовым горизонтом является тылакрьельская свита готерива — баррема, сложенная преимущественно гравелитами, конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, в обломочной части которых преобладает офиолитокластика.

В Таловских горах и в хр. Ганычалан в составе раннемеловой олистостромы наблюдаются многочисленные глыбы розово-серых мраморизованных известняков, реже — инородные блоки карбонатно-терригенных пород с фауной среднего девона, раннего карбона, позднего карбона — перми, поздней перми, позднего триаса [4, 27].

Прежняя трактовка залегающих перечисленных остатков *in situ* часто приводила к ошибочному выделению автохтонных полей палеозойских и нижнемезозойских отложений в рассматриваемой части Таловско-Майнской зоны.

Наряду с этим в бассейне Харитони и Кичаваяма выделяется мощная протяженная пластина вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений среднего ордовика — нижнего силура [10], возраст которых в последнее время подтвержден новыми сборами граптолитов и конодонтов (данные В. Ф. Белого), а также серия чешуй, образованных нижекаменноугольными молассоидными отложениями.

Важнейшую роль в расшифровке структуры Таловско-Майнской зоны сыграло изучение офиолитов. Имеющийся материал [4, 5, 10, 13, 18, 19] дает основание думать, что в строении юго-западного фланга Таловско-Майнской зоны, по всей вероятности, участвуют образования двух разновозрастных офиолитовых комплексов.

Первый из них выведен на поверхность в верхнем течении Харитони и Кичаваяма. Он объединяет фрагменты амфиболитизированного ультрабазит-габбрового фундамента и базальты ордовика — силура и, вероятно, отвечает океанической стадии развития региона [10, 13]. В данной работе эта ассоциация не рассматривается.

В Таловских горах и хр. Ганычалан широко развиты гипербазиты, тесно ассоциирующие с ними габброиды и кремнисто-вулканогенные образования поздней юры — берриаса (кингвеевская свита), местами метаморфизованные в глаукофан-зеленосланцевой фации, формирующие Куюльский офиолитовый комплекс [5].

Породы Куюльской офиолитовой ассоциации на достаточно большом пространстве совершенно идентичны по облику, петрографическим и петрохимическим чертам и особенностям соотношения между собой. Они слагают пакеты аллохтонно перекрывающих одна другую бессистемно чередующихся чешуй и пластин, наклоненных к северо-западу.

Во фронте Таловско-Майнской зоны куюльские офиолиты образуют одноименный серпентинитовый меланж [4].

В яшмоидах кингвеевской свиты во многих разобщенных по площади точках: в истоках Харитони, в Понтонейских горах, в хр. Ганычалан, в Таловских горах, и в частности на Мя Лекасын-Ганкуваямском водоразделе, обнаружены радиолярии койвэрэленского комплекса (определения Л. И. Казинцовой) с характерными мезозойскими родами [4]. Аналогичные комплексы радиолярий были установлены и в красных яшмоидах из глыб Куюльского серпентинитового меланжа на правобережье Таловки выше устья Милутваяма [4].

Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по валу базальтов кингвеевской свиты дают цифры 121—130 млн. лет (четыре анализа), а габброидов Куюльского комплекса — от 115 до 140 млн. лет (девять анализов)¹. В соответствии с этим Куюльский офиолитовый комплекс отнесен нами к поздней юре — берриасу [5].

Косвенным доводом в пользу этого может служить относительно слабая метаморфическая переработка габброидов Куюльского офиолитового комплекса по сравнению, например, с палеозойско-раннемезозойскими океаническими габброидами верховьев Харитони [13] или бассейна Хатырки (Чёткинваямский меланж). Последние, как недавно показали Р. М. Юркова, А. А. Пейве и др. [28], претерпели в ходе становления субконтинентальной коры двухэтапную амфиболитизацию и в значительном объеме переработаны в габбро-амфиболиты и апогаббровые амфиболиты.

Ранее уже было отмечено [5], что базальты кингвеевской свиты кроме тесной пространственной связи с габброидами Таловских гор имеют с ними и определенное петрохимическое родство. Привлечение более широкого материала, в частности по Понтонейским горам и хр. Ганычалан, подтверждает этот вывод (рис. 1, а) и позволяет предполагать общность происхождения куюльских габбро и базальтов из одной исходной магмы. В ее дифференциации лишь на начальных стадиях отмечается толеитовая тенденция, а затем проявляются свойства, более характерные для известково-щелочных серий.

Приведенные данные и ранее опубликованные материалы [4, 5] показывают, что Куюльский офиолитовый комплекс, широко развитый на юго-западном фланге Таловско-Майнской зоны, включает в себя, с одной стороны, серпентинизированные перидотиты и серпентиниты, сопоставляемые с метаморфическими ультрабазитами в понимании Р. Колмана [12] и, вероятно, принадлежащие относительно древнему (палеозойскому?) меланократовому фундаменту, а с другой — полосчатые и главным образом массивные габброиды и кремнисто-вулканогенные образования кингвеевской свиты поздней юры — берриаса, связанные общностью происхождения.

Формирование Куюльского комплекса офиолитов обусловлено рифтогенезом, охватившим в поздней юре значительные пространства ранее сформированной палеозойско-раннемезозойской коры переходного типа [13, 19, 25].

¹ Лаборатория абсолютного возраста объединения «Агрогеология», аналитик Н. П. Орлов.

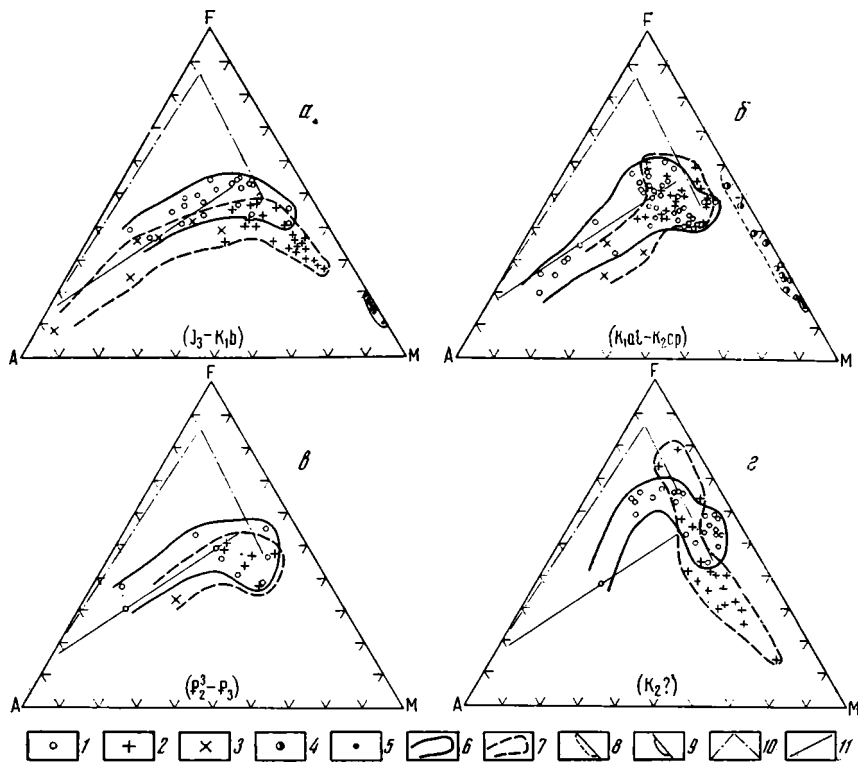


Рис. 1. Диаграммы *AFM* для пород океанической коры южной части Корьякского нагорья (а — в) и Центральной области Тихого океана (г, по данным [22])
 1—5 — составы пород: 1 — базальты, андезиты, кератофиры, 2 — габбро, 3 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагнограниты, 4 — клинопироксениты, верлиты, лерцолиты, кортландиты «полосчатого» комплекса, 5 — перидотиты, дуниты; 6—9 — поля составов магматических пород: 6 — базальтов-кератофиров, 7 — габбро-плагногранитов, 8 — «полосчатого» комплекса, 9 — дунитов, перидотитов; 10—11 — линии эволюции магмы: 10 — толеитовой, 11 — известково-щелочной

Центрально-Корьякская зона прослеживается с юго-запада от Камчатского перешейка в северо-восточном направлении в бассейн Энычаваяма, верховья Апуки, Ваеги, а далее через бассейн Укэлаята и Ильпи до Берингова моря.

Центрально-Корьякская зона характеризуется широким развитием верхнемезозойских, главным образом меловых терригенных отложений. На северо-восточном наиболее широком фланге их распространения многие исследователи выделяют ряд самостоятельных зон, различающихся составом и возрастом терригенных отложений. Так, например, С. М. Тильман с соавторами [25] различают здесь образования самостоятельных Пикасьваямской (туфотерригенные и терригенные отложения от волжского яруса верхней юры до туронского яруса верхнего мела) и Укэлаятской (верхнемеловые — палеогеновые терригенные отложения) зон, однако каких-либо существенных различий в тектоническом плане между ними не отмечают.

Широкое развитие однообразных по строению флишевых пачек и толщ в отложениях различного возраста Центрально-Корьякской зоны позволяет рассматривать ее в палеотектоническом аспекте как длительно развивавшийся флишевый прогиб.

Общая мощность флишевого комплекса оценивается в несколько километров. Подробное описание его строения сделано Б. В. Ермаковым и др. [9], приводится также в ряде других работ и в многочисленных производственных отчетах Камчатского территориального геологического управления и объединения «Аэрогеология».

В рассматриваемой части Центрально-Корякской зоны на поверхность выведен позднемеловой — палеоценовый флиш с обильной офиолитокластикой и олистостромовыми горизонтами [3, 16].

Отложения Центрально-Корякской зоны интенсивно дислоцированы. Структурный план зоны определен сочетанием узких линейных складок с крутыми крыльями, вытянутых в северо-восточном направлении и осложненных складчатостью более высоких порядков, и многочисленными разрывными нарушениями. Среди последних важнейшую роль играют продольные и диагональные надвиги и взбросы, наклоненные преимущественно к северо-западу в северной части зоны и к юго-востоку — в южной. Широкое развитие этих нарушений обуславливает появление опрокинутых складок, сдвигание и повторение разрезов и их частей. Это приводило зачастую к завышению мощностей выделяемых свит и толщ.

Такая сложная внутренняя структура Центрально-Корякской зоны обусловлена интенсивным горизонтальным сжатием и раздавливанием слагающих ее образований.

Олюторская зона занимает крайнее южное положение в структуре Корякского нагорья. Ее северным ограничением является протяженная система надвигов, прослеживающаяся от Камчатского перешейка через верховья Вывенки и Апуки на Ильпи-Ватынский водораздел и далее к бухте Анастасии. На юге структуры Олюторской зоны, по данным ряда исследователей [6], находят продолжение в Командорской впадине.

Олюторская зона резко отличается по составу и возрасту отложений от других зон. Характерной ее особенностью является широкое развитие вулканогенно-кремнистых и вулканогенных отложений. Среди них различаются: вулканогенно-кремнистая формация альба — кампана (ватынская серия), вулканогенно-обломочная формация маастрихта — палеоцена (ачайваямская, хакинская, инетьваямская, ивтыгинская свиты) и кремнисто-вулканогенная формация позднего эоцена — олигоцена (говенская свита).

Вулканогенно-кремнистая формация, известная под названием ватынской серии, обнажается главным образом в северо-западном и северном обрамлении Олюторской зоны и в Олюторском хребте. Ею также сложен ряд субгоризонтально залегающих клиппов севернее генеральной линии шарьяжа, уже собственно в Центрально-Корякской зоне в бассейнах рек Ветроваям, Тапельваям, Ильпи [2, 3, 16].

Образования ватынской серии тесно ассоциируют с гипербазитами и габбро, образуя совместно с ними вывенско-ватынский офиолитовый комплекс. Описание строения и вопросы происхождения этого комплекса уже рассматривались ранее [3, 5]. Коснемся еще раз вопросов петрохимии вывенско-ватынских офиолитов.

Из диаграммы *AFM* (см. рис. 1, б) видно, что дуниты локализованы в магнезиальном углу треугольника и, как отмечалось ранее [5], попадают в поле метаморфических перидотитов, по Р. Г. Колману [12], и сближаются с ними по ряду других черт. Поле пород полосчатого комплекса (клинопироксениты, верлиты, кортландиты, лерцолиты, дуниты) вытянуто вдоль железомagneзиальной стороны треугольника, частично совпадая с областью ультраосновных и основных кумулятов, по Р. Г. Колману, и заметно оторвано от перекрывающих одно другое полей габбро и базальтов ватынской серии.

Происхождение и возрастная принадлежность полосчатого комплекса продолжают оставаться неясными. Можно предполагать, что эти образования совместно с дунитами принадлежат относительно древнему меланократовому основанию, на котором формировались остальные члены офиолитовой ассоциации.

Как бы то ни было, комагматичность габбро и базальтов вывенско-ватынских офиолитов демонстрируется диаграммой *AFM* (см. рис. 1, б), по нашему мнению, достаточно наглядно, что уже подчеркивалось и ранее [5]. При дифференциации исходной магмы отмечается незначительная тенденция к накоплению железа на ранних стадиях, а в целом раз-

вите магматических серий было более близким к известково-щелочному типу.

Формирование вывенско-ватынских офиолитов предположительно связывается с растяжением океанической коры в северо-западной части Тихого океана [5—7]. Время начала спрединга относится к альбу, а возможно, и к апту, и определяется по сути дела результатами исследований В. С. Вишневской [7]. Они позволили при детальном анализе извлеченных скелетных остатков радиолярий существенно расширить возрастной диапазон вулканогенно-кремнистых образований ватынской серии, относившейся ранее к сантону — кампану, и датировать их (аптом?) альбом — кампаном. Эти данные коренным образом меняют представление о возрасте вывенско-ватынских офиолитов, а следовательно, и о возрасте новообразованной в зоне спрединга океанической коры.

Вулканогенно-обломочная формация маастрихта — палеоцена объединяет отложения ачайваямской, хакинской, инетываямской, ивтыгинской свит. Она широко распространена в хребтах Олюторском, Хакин, Майни-Какыйнэ. В составе формации преобладают вулканические брекчи, туфы, туфоконгломераты, базальты и андезитобазальты. Подчиненную роль играют туффиты, кремнистые породы. Мощность отложений оценивается в первые километры. Возраст отложений обоснован сборами макро- и микрофауны. По вещественному составу, строению и особенностям петрохимии эти образования параллелизуются с островодужными сериями [3].

Кремнисто-вулканогенная формация позднего эоцена — олигоцена объединяет отложения говенской свиты. Они развиты в хр. Малиновского, в Пылгинских и Скалистых горах, протягиваясь широкой полосой от залива Корфа до среднего течения р. Пахачи. В составе формации преобладают гиадокластиты, туфы и лавы базальтов, андезитобазальтов, андезитов; им подчинены кремнистые породы, туффиты, алевролиты. Мощность отложений составляет не менее 3 км. Возраст формации обоснован сборами микрофауны и абсолютными датировками по базальтам (27 млн. лет).

В Пылгинских горах для этой формации характерно широкое развитие пологих надвигов, к плоскостям которых часто приурочены маломощные (50—100 м) тела габбро. Особенности их залегания и отсутствие явно рвущих контактов позволяют предполагать, что это маломощные пластины. По петрохимическим особенностям вулканыты говенской свиты и габброиды сходны между собой. Дифференциация исходной магмы, отличающаяся слабо выраженной толеитовой тенденцией на ранней стадии, приобретает затем явно выраженный известково-щелочной характер (см. рис. 1, в).

Структурно-тектонический стиль Олюторской зоны начал вырисовываться лишь в последнее время [2, 3, 5, 7, 16, 24]. Он определяется широким развитием надвиговых и покровных форм, образующих несколько зон тектонического скупивания, разделенных впадинами, выполненными кайнозойским флишем и молассой (рис. 2).

От Камчатского перешейка через верховья Пахачи и Апуки и далее на Ильпи-Ватынский водораздел протягивается Вывенско-Ватынская зона скупивания. Для нее характерны чешуйчато-надвиговые и покровно-складчатые формы, образованные главным образом породами вывенско-ватынской офиолитовой ассоциации альба — кампана и в меньшей степени вулканогенно-обломочной формацией маастрихта-палеоцена. Преобладающий наклон чешуй и пластин — к югу и юго-востоку. Характерны лежащие и опрокинутые складки и их фрагменты с обратной стратификацией офиолитовых образований [2, 5, 16].

В Олюторском хребте и на его подводном продолжении — хр. Ширшова — выделяется Ширшово-Олюторская зона скупивания. В надводной части она образована наклоненными преимущественно к северо-востоку, беспорядочно нагроможденными пакетами пластин и чешуй, сложенных главным образом породами вулканогенно-обломочной

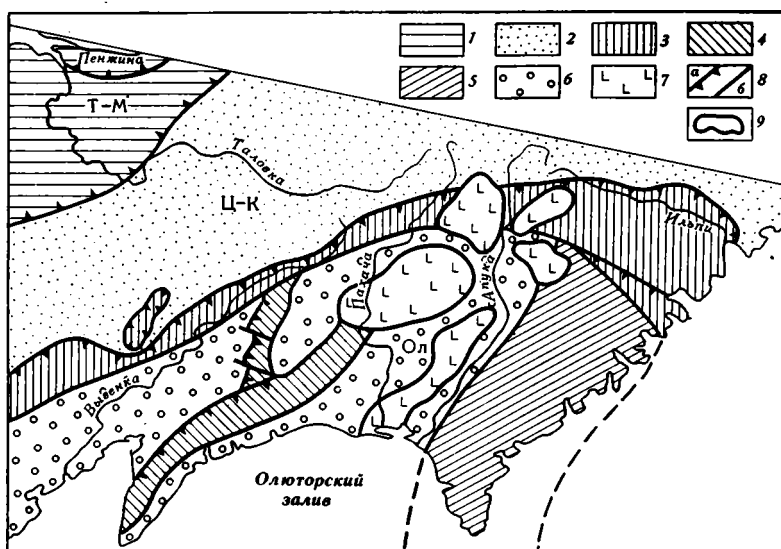


Рис. 2. Схема расположения основных тектонических элементов на юге Корякского нагорья

Главные тектонические зоны: 1 — Таловско-Майнская (Т-М); 2 — Центрально-Корякская (Ц-К); 3—7 — Олюторская (Ол): 3 — Вывенско-Ватынская зона скучивания, 4 — Говенская зона скучивания, 5 — Шириново-Олюторская зона скучивания, 6 — кайнозойский флиш и моласса, 7 — четвертичные вулканиты; 8 — разломы: а — надвиги, б — сбросы; 9 — геологические границы

формации маастрихта— палеоцена и реже — вывенско-ватынскими офиолитами.

С п-ова Говен в бассейн среднего течения Пахачи прослеживается Говенская зона скучивания, образованная серией тектонических пластин и чешуй, полого наклоненных к юго-востоку. Они сложены породами кремнисто-вулканогенной формации позднего эоцена — олигоцена (говенская свита) и вулканогенно-обломочной формации маастрихта — палеоцена. Образования Говенской зоны скучивания аллохтонно перекрывают эоцен-олигоценовый флиш, развитый в западных отрогах Пылгинского хребта.

В общем структурном плане Корякского нагорья между рассмотренными зонами устанавливаются следующие соотношения.

Центрально-Корякская зона выступает в качестве регионального автохтона. С северо-запада по системе пологих надвигов она перекрывается образованиями Таловско-Майнской зоны с куюльским серпентинитовым меланжем в основании. Собственно в пределах рассматриваемой территории непосредственные контакты этих двух зон скрыты под кайнозойскими образованиями Парапольской впадины. Судить о характере их соотношений здесь можно по особенностям внутренней структуры (одинаковый преобладающий северо-западный наклон разломов, чешуй, пластин), на основе анализа региональной тектоники, геофизических данных и космофотоматериалов [4].

Условным автохтоном для образований Таловско-Майнской зоны на рассматриваемом участке является готерив-барремская олистострома тылакрьльской свиты и кремнисто-туфотерригенная фация кингвиеемской свиты.

На северо-восточном продолжении Центрально-Корякской зоны, в ее алгано-великореченской части, аллохтонные соотношения с Таловско-Майнской зоной проявлены на местности более отчетливо [25]. Здесь образования Таловско-Майнской зоны надвинуты на нижнюю неокомскую часть разреза флишевого комплекса Центрально-Корякской зоны.

С юго-востока и юга образования Центрально-Корякской зоны, представленные маастрихт-палеоценовым флишем с олистостромами, по системе пологих субгоризонтальных надвигов аллохтонно перекрывают отло-

жениями Олюторской зоны [2, 3, 16], представляющими собой расчешуенные фрагменты меловой океанической коры, обдуцированные со стороны океана.

Охарактеризованные соотношения между основными тектоническими элементами юга Корякского нагорья и особенности внутренней структуры рассмотренных зон обусловлены неоднократным тектоническим скупиванием и отражают ведущую роль горизонтальных движений масс при формировании земной коры в области перехода океан — континент.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ГЕОДИНАМИКА

Выше мы остановились на особенностях строения и соотношении главных структурных элементов юга Корякского нагорья. Приведенные данные и обширнейший материал по сопредельным территориям позволяют реконструировать историю рассматриваемого района и выделить основные моменты его развития в позднем мезозое — кайнозое (рис. 3). На территории Корякского нагорья к этому времени была сформирована кора переходного типа со слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем [19, 25].

В поздней юре, что по времени совпадает с проявлением невадо-колымского тектогенеза на периферии Тихоокеанского пояса, область перехода претерпевает существенную тектоническую перестройку. Ранее образованная кора подвергается интенсивному растрескиванию и рифтогенезу. О примерном положении и ориентировке основных осей деструкции того времени можно судить по положению зон чешуйчато-надвигового строения с офиолитовыми аллохтонами, которые рассматриваются в современной структуре как фрагменты океанической коры.

По всей вероятности, одна из крупнейших зон растяжения того времени — **Пенжинский рифт** — протягивалась из района Пенжинской губы в северо-восточном направлении к Майнско-Анадырскому междуречью.

При раскрытии Пенжинского рифта происходила деструкция палеозойско-раннемезозойской коры переходного типа. Разрушались и растаскивались по области растяжения терригенно-карбонатные и терригенные отложения триаса, перми, карбона, девона, вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения среднего ордовика — силура, которые преимущественно в виде клиппов, гигантских олистолитов и мелкой кластики обнаруживаются в матрице вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений нижнего мела, заполнивших зону раздвига. Реже наблюдаются достаточно мощные отслоенные пластины палеозойских отложений.

В процессе развития Пенжинского рифта был вскрыт и расчешуен меланократовый фундамент. Особенно интенсивному дроблению подверглись верхние его части. Они, по всей вероятности, были рассеяны в виде офиолитокластики в олистостроме и серпентинитовом меланже, а частично просто удалены из области растяжения при последующих перестройках.

В ослабленную легко проницаемую зону раздвига в поздней юре — берриасе внедрился магматический расплав, частично закристаллизованный на глубине в виде кумулятивной серии (от полосчатых габброидов через мощное массивное габбро до диоритов), а частично реализованный в виде подводных базальтовых и андезитобазальтовых излияний. В результате был сформирован куюльский офиолитовый комплекс [5], включающий относительно древние (метаморфические) перидотиты основания и вновь образованные габброиды и кремнисто-вулканогенные отложения поздней юры — берриаса (кингивеевская свита). По сути дела он представляет собой новообразованную океаническую кору.

Развитие Пенжинского рифта компенсировалось сжатием мезозоид Кони-Танюерской системы к западу от него и скупиванием океанической коры — к востоку.

Таким образом, один из важнейших моментов развития рассматриваемой территории приходился на конец юры — берриас (рис. 3).

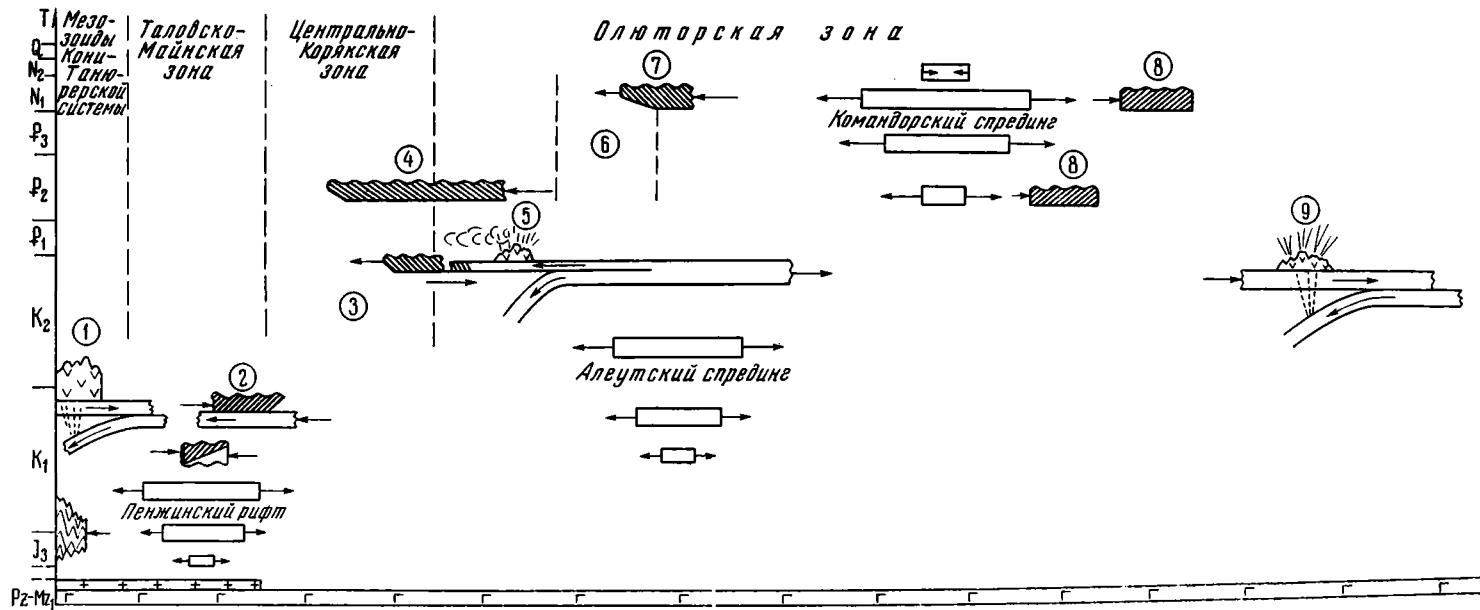


Рис. 3. Геодинамическая модель области перехода океан — континент в позднем мезозое — кайнозое на примере южной части Корякского нагорья

Цифры в кружках: 1 — Пенжинский сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 2 — Таловско-Майнская зона и куюльский серпентинитовый меланж; 3 — флишевый клин Центрально-Корякской зоны; 4 — Вывенско-Ватынская зона скучивания; 5 — Южно-Корякская островная дуга; 6 — флишевый клин Олюторской зоны; 7 — Говенская зона скучивания; 8 — Ширишово-Олюторская зона скучивания; 9 — Алеутская островная дуга

Растяжение было, по-видимому, резким и непродолжительным. В валанжинине вулканические проявления закончились, и далее до середины альба в морском бассейне накапливается мощная толща флиша. Однако уже в гетериве — барреме олистострома с обильной офиолитокластикой фиксирует первые симптомы начинающегося сжатия. Вероятно, именно в этот момент от новообразованной океанической коры отслоились, были расщеплены и в результате мощного одностороннего стресса претерпели глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм кремнисто-вулканогенные отложения поздней юры — берриаса.

Следующий важнейший момент развития области перехода относится к альбу. С этого времени, а возможно, и несколько ранее (с апта?), в северной части Тихого океана развивается новая зона растяжения — **Алеутский спрединг**. При рассмотрении геологии Берингоморского района Н. А. Богданов с соавторами [6, 7] связывают выявленные здесь меридиональные магнитные аномалии с трансформными разломами и предполагают, что зона альбского спрединга располагалась в пределах Алеутской впадины и простиралась параллельно континентальной окраине. Развитие Алеутской спрединговой зоны привело к резкому возрастанию тектонических напряжений в области перехода океан — континент.

Разрядка возникшего напряжения выразилась в субдукции океанической плиты под континент и реализовалась в целом ряде явлений. На окраине континента именно в связи с этим процессом субдукции в альбе началось формирование Пенжинского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Сейсмофокальная плоскость альб-сеноманского времени, по данным В. М. Моралева и Г. Ф. Григораш [17], выходила на поверхность в районе Паропольского дола, полого, под углом порядка 20°, погружаясь на северо-запад под континент. По мнению Н. И. Филатовой [26], эта плоскость могла быть еще более полой, практически субгоризонтальной.

Находившийся уже и ранее в состоянии сжатия Пенжинский рифт в процессе альбской субдукции был закрыт. Выполнявшие его образования куюльского офиолитового комплекса и раннемелового флиша оказались раздавлены, расщеплены и надвинуты по куюльскому серпентинитовому меланжу на край пододвигающейся океанической плиты. В результате образовалась Таловско-Майнская зона чешуйчато-надвигового строения, которая вместе с подстилающим ее куюльским серпентинитовым меланжем полого погружается к северо-западу [4]. При новом усилении сжатия в позднем альбе — туроне чешуйчато-надвиговая структура Таловско-Майнской зоны была «запечатана» молассой маметчинской свиты (неоавтохтон).

Восточнее, у подножия континентальной окраины, в это время продолжалось формирование терригенных осадков флишевого клина, образующих низы разреза Центрально-Корякской зоны.

Таким образом, геодинамической основой образования чешуйчато-надвиговой структуры Таловско-Майнской зоны был процесс субдукции океанической плиты под континентальную в альбское время, что явилось компенсацией алеутского спрединга.

В течение альб-кампанского времени в Алеутской спрединговой зоне формировалась новая океаническая кора. Она представлена вывенсковатынским офиолитовым комплексом, включающим дуниты и полосчатые перидотиты — пироксениты относительно древнего основания и вновь образованные габброиды и кремнисто-вулканогенные отложения ватынской серии.

В дальнейшем в маастрихте — палеоцене характер взаимодействия плит изменился. Если ранее компенсацией алеутского спрединга на севере была лишь субдукция океанической плиты под континентальную, то теперь этот процесс существенно усложняется. Происходит расслаивание океанической плиты и обдукция отслоенной новообразованной океанической коры на континентальную окраину.

Результатом этого процесса явилось выдвигание офиолитовых аллохтонов, напользание их на флишевый клин континентального подножия и

начало формирования Вывенско-Ватынской зоны скучивания. При наволакивании покровов их фронтальные части интенсивно разрушались и давали обильную офиолитокластику, поступающую во флишевый бассейн. Во фронте шарьяжа образовывались многочисленные опрокинутые складки. В сохранившихся лежащих крыльях таких структур наблюдается ныне обратная стратификация офиолитов вывенско-ватынского комплекса [2, 5].

В тылу формирующейся Вывенско-Ватынской зоны скучивания над вновь образовавшейся сейсмофокальной плоскостью, погружающейся к северо-западу, в маастрихте зарождается и до конца палеоцена развивается субширотно ориентированная **Южно-Корякская вулканическая дуга**. Здесь образуется вулканогенно-обломочная формация маастрихта — палеоцена.

На южном фланге алеутский спрединг компенсировался в маастрихте — палеоцене субдукцией Тихоокеанской плиты под расширяющуюся Алеутскую. Над погружающейся к северо-западу сейсмофокальной плоскостью зарождается **Алеутская островная дуга**.

Следующий главнейший этап развития области перехода приходится на конец палеоцена — первую половину эоцена. По всей вероятности, в этот отрезок времени завершается развитие Алеутского спрединга, а один из его наиболее крупных и древних трансформных разломов (возраст их, по данным Н. А. Богданова и Ю. П. Непрочнова [6], увеличивается с востока на запад) перерождается в активно развивающуюся **зону Командорского спрединга**.

Имеющиеся в настоящее время данные о повышенном тепловом потоке (в 2,5—3 раза выше, чем в Алеутской впадине), что объясняется высоким положением изотермы 1100°; об анизотропии верхней мантии; о незначительной мощности коры (9—10 км), сравнимой по толщине с океанической; о магнитном поле, характеризующемся линейно-расходящимися в широтном направлении аномалиями [6, 7], позволяют предполагать, что образование Командорской впадины связано со спредингом вдоль оси субмеридионального направления.

Возникновение командорского спрединга, по всей вероятности, относится к первой половине эоцена. В его развитии намечаются два этапа.

На первом из них в эоцене — олигоцене зона растяжения заполнялась новообразованной океанической корой. В настоящее время она выведена на поверхность в виде говенской свиты. Можно думать, что верхним ее горизонтам принадлежат и базальты с абсолютным возрастом 30 млн. лет (средний олигоцен), вскрытые в юго-восточной части Командорской впадины скв. 191, пробуренной с судна «Гломар Челленджер» [7].

Компенсацией растяжения на этом этапе было, с одной стороны, дальнейшее обдуцирование океанических (альб-кампанских) и островодужных (маастрихт-палеоценовых) образований на континентальную окраину, завершившееся оформлением чешуйчато-надвиговой структуры Вывенско-Ватынской зоны скучивания. В ее тылу у подножия континентальной окраины одновременно формировался обломочный клин флишевых отложений ковачинской (P_2^3) и алугинской (P_3) свит.

По другую сторону от оси командорского спрединга его растяжение компенсировалось синхронным образованием Ширшово-Олюторской зоны скучивания (ватынская серия, ачайваямская свита), частично выведенной ныне на поверхность в Олюторском хребте.

Второй этап развития Командорской спрединговой зоны приходится на миоцен. Растяжение при этом компенсировалось на западе обдукцией новообразованной океанической коры (говенская свита) на терригенный флишевый клин (ковачинская и алугинская свиты), что привело к формированию Говенской зоны скучивания. Восточнее оси спрединга компенсирующим сжатием в это время была усложнена структура Ширшово-Олюторской зоны скучивания.

В конце миоцена — плиоцене сложнейшая чешуйчато-надвиговая структура Олюторской зоны была запечатана молассой (пахачинская и корфовская свиты), а позже еще и четвертичными наземными вулканами (апукская свита).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог вышесказанному, можно кратко резюмировать историю области перехода на рассмотренном участке.

В поздней юре — берриасе на расколовшейся коре переходного типа развивается Пенжинский рифт, в котором формируется Куюльский офиолитовый комплекс. Развитие рифта компенсировалось сжатием мезозойд на материке и скучиванием океанической коры на востоке.

Начиная с альба, в северной части Тихого океана развивается Алеутская зона спрединга, в которой формируется как новая океаническая кора Вывенско-Ватынский офиолитовый комплекс.

Компенсацией алеутского спрединга явилось, с одной стороны, закрытие Пенжинского рифта, образование Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса, выдвижение куюльского серпентинитового меланжа, образование чешуйчато-надвиговой структуры Таловско-Майнской зоны, формирование терригенного клина у подножия континентальной окраины в Центрально-Корякской зоне, выдвижение Вывенско-Ватынского офиолитового аллохтона, возникновение и развитие Южно-Корякской вулканической дуги. С другой стороны, Алеутский спрединг компенсировался субдукцией Тихоокеанской плиты на север под Алеутскую с образованием в маастрихте — палеоцене Алеутской островной дуги.

В конце палеоцена — эоцене отмирает Алеутская зона растяжения и зарождается новая — Командорская зона спрединга. С развитием командорского спрединга связано формирование новой океанической коры в одноименной впадине.

Компенсацией спрединга на первом этапе явилось окончательное оформление структуры Вывенско-Ватынской и возникновение Ширшово-Олюторской зон скучивания. На втором этапе командорский спрединг компенсировался образованием Говенской зоны скучивания, с одной стороны, и усложнением с одновременным смещением к востоку Ширшово-Олюторской зоны скучивания — с другой.

Следует отметить, что для исходных магм разновозрастной океанической коры, формировавшейся в зонах растяжения области перехода в позднем мезозое — кайнозое, свойственен тип дифференциации, более близкий в целом к известково-щелочным сериям, и лишь на начальных стадиях в них иногда слабо проявлена толеитовая тенденция. Этим они отличаются, например, от магматических пород океанической коры (предположительно позднемелового возраста) Центральной области Тихого океана (см. рис. 1, 2), для которых характерен типично толеитовый тренд дифференциации исходной магмы [22].

Таким образом, можно, видеть, что в основе развития области перехода лежит переработка образованной в зонах растяжения океанической коры в континентальную, осуществлявшаяся аллохтонным способом. К настоящему времени она далеко не завершена, и Корякское нагорье характеризуется корой переходного субконтинентального типа мощностью 30—35 км [20].

В обобщенном виде суть этого деструктивно-конструктивного процесса выражается геодинамической моделью «гармошечного» типа (см. рис. 3). Под этим подразумевается, что взаимосвязанные явления спрединга и компенсирующего сжатия смещаются во времени и пространстве от континента в сторону океана, захватывая все новые и новые области.

В основе предлагаемой модели лежат весьма значительные латеральные перемещения тектонически отслоенных пластин литосферы, особенно ярко проявившиеся в зоне перехода в позднем мезозое — кайнозое. Основные моменты этих перемещений хорошо согласуются по времени на громадных пространствах. Кроме Корякского нагорья они запечатлены

в покровных и чешуйчато-надвиговых структурах и офиолитовых аллохтонах, обдущированных со стороны океана в позднем мелу — палеогене на о-ве Карагинском [7], восточных полуостровах Камчатки [14, 23], островах Малой Курильской гряды [15] и на Сахалине [11, 21].

Таким образом, по стилю развития в рассматриваемый период Корякское нагорье является одним из наиболее интересных звеньев в единой направленно развивающейся геодинамической системе северо-западной части Тихого океана.

Литература

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 120 с.
2. Александров А. А., Богданов Н. А., Паланджян С. А., Чехович В. Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского хребта//Геотектоника. 1980. № 3.
3. Алексеев Э. С.//Геотектоника, 1979, № 1. С. 85—95.
4. Алексеев Э. С. Куольский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны//Геотектоника. 1981. № 1. С. 105—120.
5. Алексеев Э. С. Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья//Геотектоника. 1982. № 4. С. 87—98.
6. Богданов Н. А., Непрочнов Ю. П. Геология глубоководных впадин Берингова моря//История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984.
7. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н., Вишневская В. С. Тектоника Олюторской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
8. Егизаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья//Геология Корякского нагорья. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 5—36.
9. Ермаков Б. В., Коляда А. А., Василенко Л. В., Мишин В. Ф. Стратиграфическое расчленение ритмичных терригенных отложений центральной части Корякского нагорья//Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: Ротапринт НИИГА, 1974. С. 65—69.
10. Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор//Тез. докл. Междуведомств. стратиграф. совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. С. 162—163.
11. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А.//Геотектоника, 1983. № 6. С. 93—108.
12. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
13. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паланджян С. А.//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30—70.
14. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка)//Геотектоника. 1972. № 4.
15. Меланхолина Е. Н. Габбронды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан, Малая Курильская гряда//Геотектоника. 1978. № 3. С. 128—136.
16. Митрофанов Н. П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне//Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144—149.
17. Моралев В. М., Григораш Г. Ф. Геодинамическая обстановка и металлогения позднемелового вулканизма Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса//Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 387—388.
18. Некрасов Г. Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа//Геотектоника. 1971. № 5.
19. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с.
20. Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О мощности земной коры на Камчатке//Докл. АН СССР. 1970. Т. 191. № 1. С. 1113—1116.
21. Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана//Геотектоника. 1983. № 6. С. 30—45.
22. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н. Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана//Геотектоника. 1984. № 2. С. 3—22.
23. Разницын Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого п-ова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка)//Геотектоника. 1985. № 1. С. 88—101.
24. Сухов А. Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 12—28.
25. Тильман С. М., Бялбжеский С. Г., Чехов А. Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинали системы//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5—30.
26. Филатова Н. И.//Геотектоника. 1979. № 5. С. 98—115.
27. Чехов А. Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70—106.
28. Юркова Р. М., Пейве А. А., Каледа К. Г., Казимиров А. Д.//Геотектоника. 1984. № 6. С. 66—83.

УДК 551.241/550.34

ЕГОРКИНА Г. В.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В сейсмоактивных районах Средней Азии, Малого Кавказа и Камчатки выявлено азимутальное распределение скоростей сейсмических волн, связанное с трещиноватостью верхней части земной коры. Простирание трещин близко к направлению глубинных разломов, глубина проникания трещин не менее 10—12 км. Средняя плотность трещин в породах консолидированного фундамента составляет 0,05, в осадочных породах 0,03—0,12. Степень трещиноватости пород в пределах изученных площадей варьирует в широких пределах.

В геологической литературе существует такое понятие, как тектонические нарушения — зоны повышенной трещиноватости [12]. Эти зоны протягиваются на большие расстояния (десятки и сотни километров) при незначительной ширине (5—10 км). Они рассматриваются как отражение глубинных расколов в приповерхностных частях земной коры.

Трещиноватые зоны отчетливо проявляются в сейсмическом волновом поле [16, 18]. Отмечается изменение скоростей распространения продольных и поперечных волн в зависимости от преобладающей ориентации трещин. При этом поперечная волна разделяется на две ортогонально поляризованные компоненты: S_1 и S_2 , распространяющиеся по одному направлению с разными скоростями. Максимальные скорости распространения P - и S -волн наблюдаются в направлении преимущественной ориентации трещин, а наибольшее различие в скоростях распространения волн S_1 и S_2 (а, следовательно, и наибольшее различие во времени их регистрации на сейсмограмме) — в направлении, перпендикулярном трещиноватости [19].

Цель настоящей работы — изучение трещиноватости верхней части фундамента по записям продольных преломленных волн, а также осадочных отложений и верхней части фундамента по записям прямых волн S_1 и S_2 . В качестве источников колебания использовались взрывы и местные землетрясения. Наблюдения проведены в пределах трех сейсмоактивных зон Советского Союза: Средней Азии, Малого Кавказа и Камчатки. Методика наблюдений и интерпретации материалов изложена в работах [5, 6, 10, 14, 15]. Схема расположения регистрирующих станций показана на рис. 1.

СРЕДНЯЯ АЗИЯ

Наблюдения на территории Средней Азии проводились в пределах Ашхабадского полигона, расположенного на юго-западном склоне Предкопетдагского прогиба [1, 8]. Глубина залегания поверхности фундамента на исследованной территории изменяется от 4—5 км на юге до 10—12 км на севере. Крупнейшие дизъюнктивные нарушения вытянуты в северо-западном направлении. Наиболее распространенной системой трещин и мелких разрывов является система круто падающих прямолинейных сколовых трещин северо-западного простирания [7, 11]. Трещины этой системы образуют местами зоны повышенной трещиноватости. За пределами полигона отмечаются разрывы и трещины иных направлений (см. рис. 1, а).

Распределение скоростей распространения продольных волн, связанных с верхней частью фундамента, показано на рис. 2, а. В зависи-

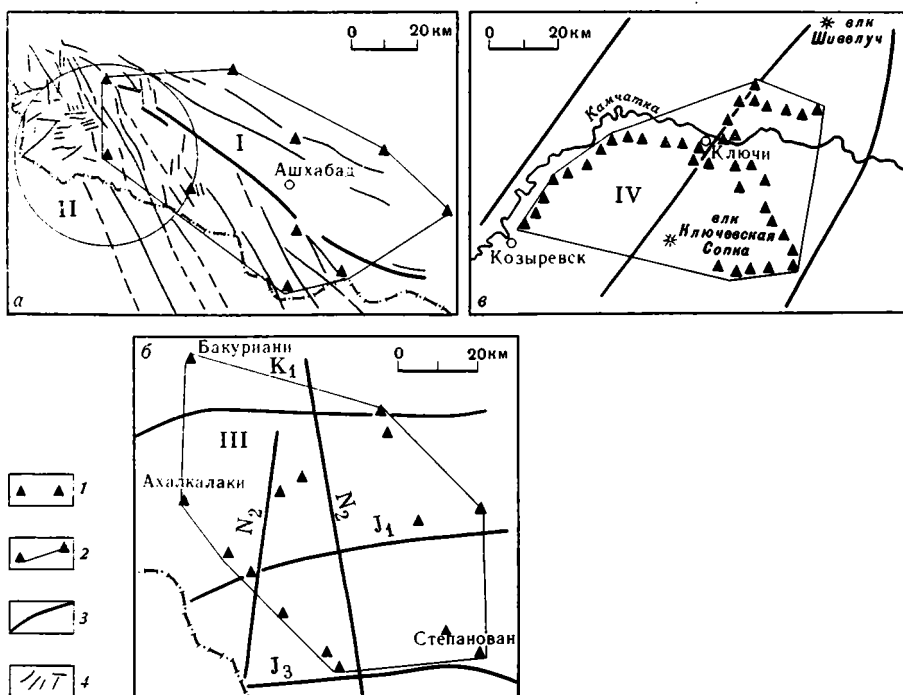


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций на территории Предкопетдагского прогиба (а), Джавахетского нагорья (б) и Центрально-Камчатского синклиория (в) I — сейсмические станции; 2 — граница полигона; 3 — глубинные разломы; 4 — более мелкие разрывы в земной коре. Римские цифры объяснены в тексте и на рис. 3, круг — в тексте

мости от азимута скорости изменяются от 5,6 до 6,4 км/с. Максимальные значения скоростей отмечаются в северо-западном направлении.

Распределение величин запаздывания поперечных волн S_1 и S_2 в зависимости от направления показано на рис. 3, I. Наблюдается закономерное поведение изолиний $\Delta t(10)$: область низких значений с северо-запада и юго-востока ограничивает зону повышенных значений, протягивающуюся с юго-запада на северо-восток.

Полученные распределения $v_p(\alpha)$ и $\Delta t(\alpha)$, согласно теоретическим исследованиям [16, 17, 19], можно объяснить наличием ориентированных систем трещин северо-западного простирания.

За пределами полигона (см. область II на рис. 1, а) наблюдается более сложное поведение изолиний $\Delta t(10)$. Как видно из рис. 3, II, область повышенных времен запаздывания отмечается в центральной части стереограммы, минимальные значения — по периферии. Полученное распределение $\Delta t(10)$ можно объяснить наличием систем трещин северо-западного и северо-восточного направлений. Северо-западное направление трещиноватости совпадает с ориентацией трещин внутри Ашхабадского полигона.

Степень анизотропии скоростей в пределах исследованной территории не одинакова. Это видно из рис. 4, а, который иллюстрирует распределение средних значений величин $\Delta t(10)$ в толще земной коры мощностью 10 км на площади Ашхабадского полигона. Как видно из рисунка, величина $\Delta t(10)$ увеличивается в северо-восточном направлении более чем в 2 раза.

МАЛЫЙ КАВКАЗ

Наблюдения на территории Малого Кавказа проводились в пределах Джавахетского нагорья (см. рис. 1, б). В тектоническом отношении Джавахетское нагорье относится к западной части Сомхето-Кафанской зоны. Основные морфоструктурные элементы характеризуются меридио-

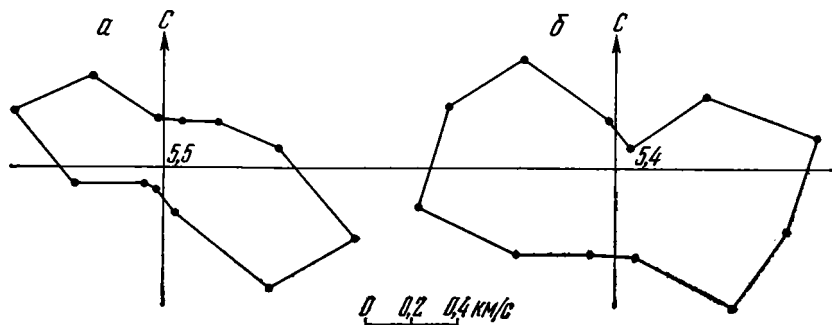


Рис. 2. Изменение скорости продольной волны, связанной с верхней частью фундамента, в зависимости от направления в Предкопетдагском прогибе (а) и на Джавахетском нагорье (б)

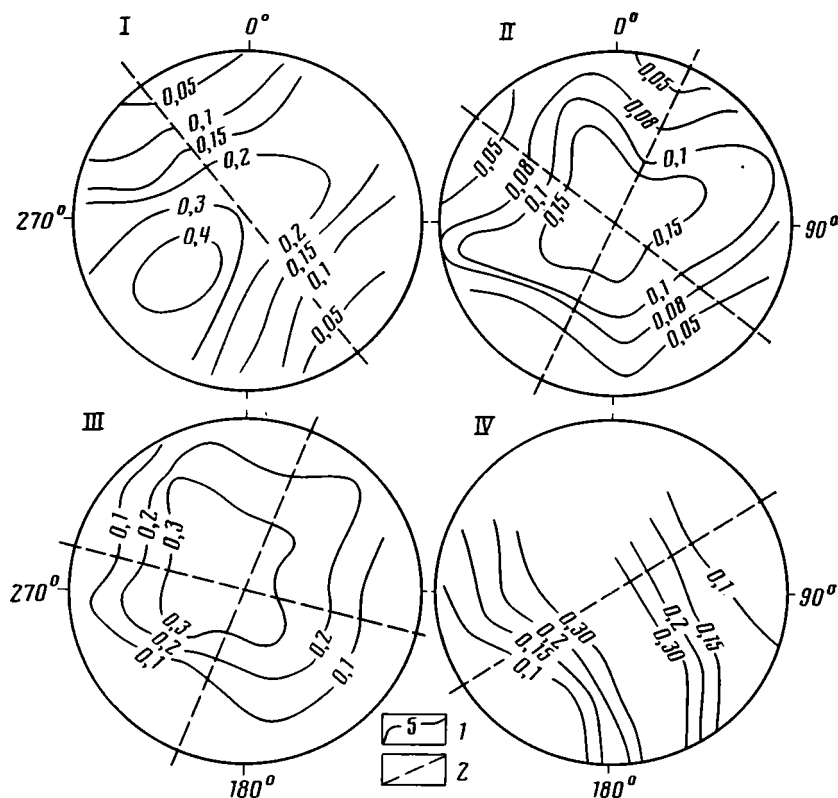


Рис. 3. Экспериментальные стереографические проекции относительных запаздываний поперечных волн (абсолютные величины), приведенные к пути пробега 10 км, $-\Delta t$ (10). Цифры I, II, III, IV — зоны, для которых получены приведенные распределения на рис. 1: I, II — Предкопетдагский прогиб, III — Джавахетское нагорье, IV — Центрально-Камчатский синклиниорий. 1 — изолинии равных времен запаздываний Δt (10); 2 — направление трещиноватости, ответственное за распределение величин Δt (10) на стереограмме

нальным простиранием и почти под прямым углом пересекают более древние мезозойские и палеогеновые структуры. Фундамент имеет сложное блоковое строение, глубина его залегания изменяется от 0 до 5—6 км. Крупнейшие дизъюнктивные нарушения ориентированы субширотно и субмеридионально. С фундаментом связаны разломы субширотного простирания [9, 13].

Результаты изучения скоростей продольных волн, связанных с верхней частью фундамента, показаны на рис. 2, б. В зависимости от азиму-

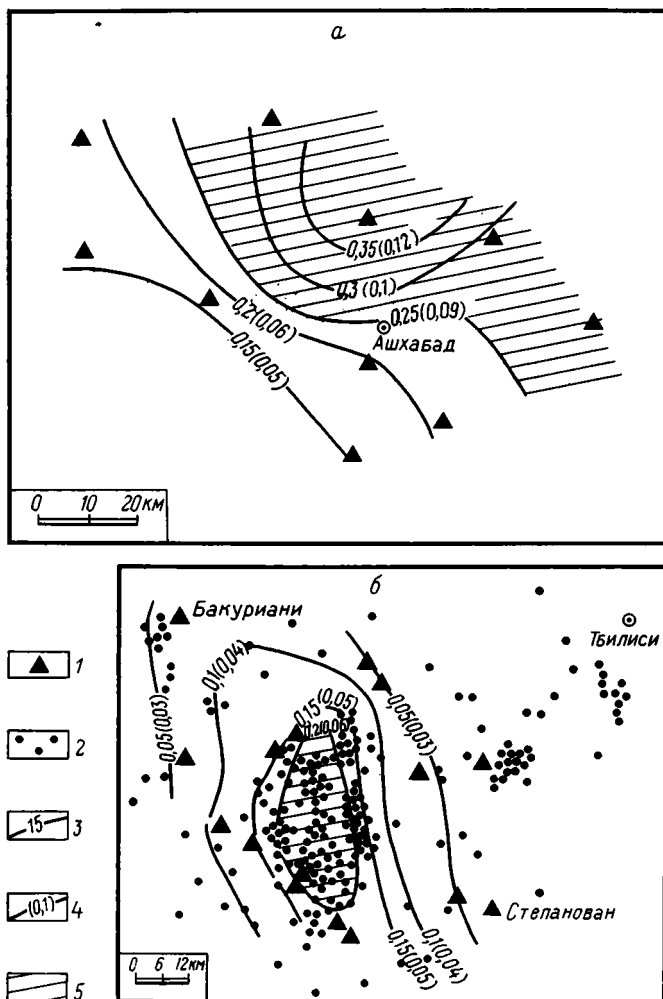


Рис. 4. Схема районирования территории Ашхабадского полигона (а) и Джавахетского нагорья (б) по величине $\Delta t(10)$
 1 — сейсмические станции; 2 — эпицентры слабых землетрясений; 3 — изохроны $\Delta t(10)$ в с; 4 — изолинии равной плотности трещин в осадочных породах; 5 — зоны повышенной трещиноватости верхней части земной коры

та скорости изменяются от 5,5 до 6,3 км/с. Максимальные скорости отмечаются в субширотном направлении. Это свидетельствует о том, что преимущественная ориентация трещин в породах фундамента имеет простирание, близкое к широтному.

Распределение величин $\Delta t(10)$ в зависимости от направления показано на рис. 3, III. Как видно из рисунка, область повышенных значений запаздываний отмечается в центральной части стереограммы, минимальные значения — по периферии. Полученное распределение можно объяснить наличием систем трещин близширотного и близмеридионального направлений. Первое направление совпадает с ориентацией трещин в фундаменте. Таким образом, трещины субширотного направления пронизывают и осадочные отложения, и породы фундамента. Субмеридиональное направление трещиноватости породам фундамента не свойственно и присуще лишь осадочным отложениям.

Степень анизотропии верхней части земной коры не одинакова на разных участках исследованной территории. Это видно из рис. 4, б, на котором показана схема районирования Джавахетского нагорья по величине $\Delta t(10)$. Максимальные значения $\Delta t(10)$ отмечаются в центральной части исследованной территории.

Наблюдения на территории Камчатки проводились вокруг Ключевской группы вулканов (см. рис. 1, *в*). Исследуемый район относится к Центрально-Камчатскому синклинию. Крупнейшие дизъюнктивные системы вытянуты в северо-восточном направлении [2].

Для изучения трещиноватости использовались экспериментальные распределения $\Delta t(10)$ (см. рис. 3, IV). Область пониженных значений $\Delta t(10)$ с юго-запада и северо-востока ограничивает зону повышенных значений, протягивающуюся полосой с юго-востока на северо-запад. Полученное распределение $\Delta t(10)$ можно объяснить наличием системы трещин северо-восточного простирания.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании выполненных исследований установлена зависимость от азимута скоростей распространения продольных и поперечных волн в районах Средней Азии, Малого Кавказа и Камчатки. Ориентация анизотропии близка к простиранию глубинных разломов.

Под глубинными разломами [4] понимаются тектонические разрывы, имеющие большое, измеряемое сотнями километров, протяжение на поверхности. Глубинный разлом выражен не одной поверхностью нарушения сплошности горных пород, а целой зоной параллельных или кулисообразно расположенных разрывов и раздробленных пород. Ширина зоны обычно измеряется километрами и может превышать десяток километров.

Изменения строения окружающих пород в связи со смещениями по разрыву состоят в развитии трещин, сопровождающих разрыв, а также в дроблении и перетирании пород. Каждое разрывное смещение развивается в обстановке сильного трения, в связи с чем в прилегающих к разрыву породах возникает деформация сдвига. Преимущественное развитие при сдвиге получают трещины скалывания. Из трещин скалывания наиболее развита система, параллельная основной трещине и выраженная в виде серии коротких трещин, сопровождающих по обе стороны главную трещину. Все эти трещины образуют зону трещиноватости вблизи разрыва, ширина которой зависит от размера перемещения, глубины залегания и механических свойств пород.

По данным изучения механизма очагов землетрясений Средней Азии и Кавказа [3], для плоскостей разрыва характерно преобладание крутого падения: в 50—60% случаев углы падения превышают или равны 50° , в остальных случаях составляют $35—45^\circ$ и менее. Преобладающие движения в очагах — надвиги, взбросы, сдвиги.

Причиной наблюдаемого распределения скоростей сейсмических волн является трещиноватость пород верхней части земной коры, ориентированная в направлении простирания глубинных разломов. О глубине проникания трещин в земную кору можно судить по глубине проникания сейсмических волн. Для всех исследованных регионов эта величина не менее 10—12 км.

На основании полученных распределений $v_p(\alpha)$ и $\Delta t(\alpha)$ была оценена в среднем плотность трещин в земной коре. Это сделано путем сопоставления экспериментальных и теоретически рассчитанных распределений $v_p(\alpha)$ и $\Delta t(\alpha)$ для типов сред, близких к сейсмогеологическим условиям районов работ. Плотность трещин ϵ , входящая в расчеты, определялась как $\epsilon = \frac{Na^3}{V}$, где N — количество трещин радиуса a в объеме V .

Для пород консолидированного фундамента Предкопетдагского прогиба и Джавахетского нагорья скорость продольной волны в зависимости от направления изменяется на 600—800 м/с. Согласно теоретическим расчетам [16], такое распределение скоростей может быть вызвано наличием плотности трещин $\epsilon=0,05$. Эта цифра, естественно, являет-

ся средней характеристикой трещиноватости пород фундамента для всей площади полигона в целом. Хотя очевидно, что в пределах разных участков территории она может варьировать.

Оценка трещиноватости осадочных пород проводилась на основании полученных распределений $\Delta t(\alpha)$ от прямых S-волн, которые в силу своей природы несут на себе суммарное влияние трещиноватости как консолидированных, так и осадочных пород. На территории Ашхабадского полигона максимальное значение $\Delta t(10)$ в верхней 10-километровой толще земной коры составляет 0,15—0,2 с для южных станций и 0,3—0,4 с — для северных (см. рис. 4). На юге полигона верхняя часть коры состоит из 5 км осадков и 5 км консолидированных пород, в то время как на севере — целиком из осадочных пород. Учитывая мощность осадочной толщи и приняв плотность трещин в фундаменте, равной 0,05, можно оценить трещиноватость осадочных отложений. Согласно расчетам, плотность трещин в осадочных породах в пределах Ашхабадского полигона варьирует от 0,05 до 0,12, возрастая с юга на север. Наибольшей трещиноватостью характеризуются породы, слагающие центральную часть Предкопетдагского прогиба (см. рис. 4). Различная степень раздробленности пород на разных участках исследуемой территории связана, по-видимому, с особенностями тектонического развития, а также с составом и возрастом пород, слагающих осадочную толщу.

Для площади II, ограниченной кругом на рис. 1, а, максимальное значение $\Delta t(10)$ составляет 0,15 с (см. рис. 3, II). Согласно теоретическим расчетам, наблюдаемое распределение можно объяснить наличием двух преобладающих систем трещин, каждая из которых имеет плотность 0,04—0,05.

На территории Джавахетского нагорья максимальная величина $\Delta t(10)$ составляет 0,3 с (см. рис. 3, III). Верхний слой земной коры в пределах Джавахетского нагорья сложен осадочными отложениями мощностью 3—4 км и консолидированными породами мощностью 6—7 км. Принимая плотность трещин в породах фундамента равной 0,05, можно рассчитать плотность трещин в осадках. Она изменяется от 0,03 до 0,08.

В пределах исследованной территории плотность трещин в осадках не остается постоянной. Наибольшая трещиноватость присуща породам центральной части площади (см. рис. 4, б). Эта зона характеризуется также наибольшей сейсмической активностью. На рис. 4, б показано положение эпицентров местных землетрясений, зарегистрированных в период наблюдения с июня по ноябрь 1978 г. Наибольшим скоплением эпицентров характеризуется зона повышенной трещиноватости. Это свидетельствует о том, что процессы деформации земной коры Джавахетского нагорья интенсивно продолжаются до настоящего времени.

На изученной территории Центрально-Камчатского синклинали средняя плотность трещин в верхнем слое земной коры, включающем осадочные образования и породы фундамента, составляет в среднем 0,1.

Рассматривая в общем результаты, полученные в Предкопетдагском прогибе и на Джавахетском нагорье, следует отметить еще одну особенность, связанную с распределением трещиноватости в земной коре. На территории Джавахетского нагорья и в западной части Ашхабадского полигона (см. область внутри круга на рис. 1, а) существуют две системы трещин, пересекающихся под углом $\sim 90^\circ$. Эти области характеризуются повышенной сейсмической активностью по сравнению с окружающими районами: к ним приурочено наибольшее количество слабых местных землетрясений. Выделение сейсмической энергии здесь происходит непрерывно. Причиной, по-видимому, является движение блоков земной коры вдоль тектонически активных разломов.

На основании выполненных исследований можно сделать следующие выводы.

1. В сейсмоактивных районах Средней Азии, Малого Кавказа и Камчатки выявлено азимутальное распределение скоростей сейсмических волн, связанное с трещиноватостью верхней части земной коры.

2. Простирание трещин близко к направлению глубинных разломов, глубина проникания трещин не менее 10—12 км.

3. Степень трещиноватости пород в пределах изученных площадей не остается постоянной. Выделяются зоны повышенной трещиноватости. Наибольшая плотность трещин присуща осадочным образованиям, слагающим центральную часть Предкопетдагского прогиба.

4. Области, внутри которых выделены две системы трещин, характеризуются наибольшей частотой проявления слабых местных землетрясений.

Литература

1. Амурский Г. И., Лыков В. И., Шелегова И. Ф. Глубинная структура Ашхабадского сейсмоактивного района//Сейсмоструктура Альпийского складчатого пояса Юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М.: Сов. радио, 1974. С. 52—67.
2. Аносов Г. И., Балеста С. Т., Иванов Б. В., Утнасин В. К. Основные черты тектонического строения Ключевской группы вулканов (Камчатка) в связи с ее глубинной структурой//Докл. АН СССР, 1974. Т. 19. № 5. С. 1192—1195.
3. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др.//Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
4. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 260 с.
5. Вольвовский И. С., Егоркина Г. В., Попов Е. А. Результаты комплексной интерпретации материалов детальных сейсмических наблюдений на прогностических полигонах Средней Азии и Кавказа//Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 83—91.
6. Егоркина Г. В. Изучение напряженного состояния среды при исследованиях на сейсмопрогностических полигонах//Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1982. С. 79—85.
7. Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копетдага//Тектоника Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1966. С. 186—191.
8. Лыков В. И., Безгодков В. А., Орлов В. С. Земная кора Копетдага//Сов. геология. 1975. № 5. С. 126—129.
9. Паффенгольц К. Н. Кавказ — Карпаты — Балканы. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 170 с.
10. Полишков М. К., Урупов А. К., Егоркина Г. В. Анизотропия земной коры Малого Кавказа//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 2. С. 20—25.
11. Расцветаев Л. М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой//Геотектоника. 1966. № 3. С. 93—107.
12. Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 180 с.
13. Тектоническая карта Кавказа/Под ред. Гамкрелидзе П. Д., 1974.
14. Урупов А. К., Егоркина Г. В. Поляризация поперечных волн, регистрируемых аппаратурой «Земля», и использование ее для изучения трещиноватости среды//Прикладная геофизика. 1982. Вып. 102. С. 27—37.
15. Bezgodkov V. A., Yegorkina G. V. Experimental study of the anisotropy of longitudinal and transverse waves from local earthquake records//Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1984. V. 76. P. 179—189.
16. Crampin S. Seismic wave propagation through a cracked solid polarization as a possible dilatancy diagnostic//Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1978. V. 53. P. 467—496.
17. Crampin S., McGonigle R. The variation of delays in stress induced anisotropic polarization anomalies//Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1981. V. 64. P. 115—131.
18. Gupta I. Seismic velocities in rock, subjected to axial loading up to shear fracture//J. Geophys. Res. 1973. V. 78. P. 6936—6942.
19. Nur A. Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks//J. Geophys. Res. 1973. V. 76. P. 2022—2034.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию
29.XI.1985

ДИСКУССИИ

УДК 551.243

Х А И Н В. Е.

**О ГЛАВНЫХ ФАКТОРАХ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ
(В СВЯЗИ СО СТАТЬЕЙ Ф. Л. ЯКОВЛЕВА
«ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕМАТИКИ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
(НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА)»)**

Проблема происхождения складчатости горных пород, особенно наиболее интенсивной, свойственной складчатым системам геосинклинального типа, издавна является одной из центральных проблем геотектоники. В последние десятилетия она оказалась отодвинутой на второй план проблемой происхождения океанов, но от этого не утратила своего принципиального значения, ибо ни одна модель глобального тектогенеза не может считаться достаточно совершенной без объяснения генезиса складчатости.

За длительную историю поисков адекватного механизма складкообразования наметилось три главных направления в решении этой проблемы. Исторически первым из них явилась гипотеза гравитационной складчатости в связи со сползанием слоев со сводов поднятий. Выдвинутая еще в начале XIX в. (Б. Штудер), но вскоре оставленная, она была возрождена в конце того же и начале XX в. и достигла наибольшей популярности в 30-е годы, заняв важное место в геотектонических гипотезах Э. Хаармана и Р. В. Бемелена. В нашей стране значение этого механизма было признано В. В. Белоусовым [3] и особенно С. С. Шульцем [13].

Как мне уже приходилось отмечать [10], гравитационный механизм безусловно реален, и в ряде случаев его проявление не вызывает сомнений, но в целом масштаб этого проявления достаточно ограниченный, и объяснить его действием формирования целых складчатых систем невозможно. Наиболее серьезными основаниями для такого вывода служат следующие: 1) деформации в центральных частях складчатых сооружений в основном завершаются еще до начала их общего поднятия; 2) в этих же осевых зонах отсутствует область «тектонической денудации», откуда должны были сползть слои; 3) многие складчатые сооружения являются моновергентными, и таким образом, на одном из их крыльев вергентность складок обратна той, которая должна была бы наблюдаться при гравитационной складчатости.

Второй механизм складкообразования — механизм внешнего тангенциального сжатия — был выдвинут также еще в первой половине XIX в., но завоевал почти всеобщее признание во второй его половине в связи с контракционной гипотезой. В XX в. многие геологи продолжали стихийно придерживаться этих взглядов наряду с другими веяниями, а новый импульс в пользу компрессионного механизма был дан появлением тектоники плит. Образование складчатых систем стало приурочиваться к конвергентным границам плит, где в условиях субдукции или коллизии и возникает обстановка регионального сжатия.

В 30—40-е годы нашего века начались поиски факторов, могущих вызвать складкообразование слоистых осадочных толщ без вмешательства внешних сил — горизонтальных или вертикальных. Наглядным и давно известным примером подобной «автономности», по выражению С. А. Захарова [8], служит образование соляных куполов, т. е. соляной диапиризм. Основной причиной соляного диапиризма, по крайней мере в платформенных областях, является «всплывание» соляных масс кверху вследствие их более низкой плотности по сравнению с перекрывающими соль образованиями, т. е. инверсия плотностей в осадочном слое земной коры. Этим нельзя объяснить, однако, образование другого типа диапиров — глиняных. Применительно к ним предложен несколько иной, но принципиально сходный механизм, связанный с развитием в глинистых толщах аномально высоких поровых давлений воды [6, 7].

Соляные и глиняные диапиры распространены на периферии и погружениях складчатых сооружений, а первые также в глубоких синеклизах и рифтах (авлакогенах) платформ, т. е. в общем вне основных частей этих сооружений. В пределах же этих областей «автономная» складчатость может в принципе вызываться увеличением объема нижних частей осадочных призм в процессе их катагенеза или метаморфизма без увеличения занимаемого ими пространства. Впервые подобная идея была высказана в 1937 г. французскими исследователями Ф. Перреном и М. Рубо, озаглавившими свою работу «Метаморфизм — генератор складчатости», но тогда не получила поддержки и в новой форме была возрождена сотрудником В. В. Белоусова А. А. Сорским и детально разработана самим В. В. Белоусовым и сотрудниками его лаборатории в МГУ. Соответствующая концепция получила название концепции «глубинного диапиризма», поскольку речь идет также о явлении инверсии плотностей, связанном с разуплотнением осадочных пород на амфиболитовой стадии метаморфизма и с их гранитизацией. Так как далеко не во всех складчатых системах основной геосинклинальный комплекс

достигает этой стадии метаморфизма или зона его проявления занимает лишь ограниченную площадь. В. Н. Шолло применительно к Большому Кавказу [12] выдвинул предположение об увеличении объема глин монтмориллонитового состава при их гидрослюдизации в процессе катагенеза, могущем играть аналогичную метаморфизму роль. С. А. Захаров [8] еще раньше предложил аналогичное объяснение генезиса складчатости Таджикской депрессии. Наиболее полно модель складкообразования под действием инверсии плотностей разработана недавно М. А. Гончаровым [4, 5]. Ее реальность подтверждена поставленным им же экспериментом; ранее подобные эксперименты были проведены Н. Б. Лебедевой. Рассматривая полученные в итоге модели, можно заметить, что они все же не представляют полного подобия природных складчатых систем с их острыми, нередко изоклинальными складками, сложенными кливажом и надвигами.

Несмотря на то что данный механизм обоснован математическим и физическим моделированием, непосредственные геологические наблюдения говорят скорее в пользу образования складчатости в обстановке внешнего тангенциального сжатия. Об этом свидетельствует: 1) линейная и особенно дугообразная в плане форма складчатых систем; 2) выдержанная, часто односторонняя вергентность; 3) развитие сопряженных косых сдвигов; 4) результаты петроструктурного анализа.

Ш. А. Адамия [1, 2] показал несостоятельность модели «глубинного диапиризма», привлеченной В. Н. Шолло для объяснения образования складчатого сооружения Большого Кавказа. Во-первых, поперечный размер раздвига, связанного с внедрением ядра предполагаемого диапира, не обеспечивает образования наблюдаемой на крыльях сооружения складчатости. Во-вторых, реальный минералогический состав юрских глин Большого Кавказа не отвечает заложенному в модель В. Н. Шолло монтмориллонитовому составу. Добавим еще, что складчатость ядра предполагаемого диапира возникла еще до накопления и тем более до складчатости толщ, слагающих крылья мегантиклинория Большого Кавказа.

И тем не менее, следует со всей серьезностью относиться к механизму инверсии плотностей, поскольку он проявляется вполне реально в случае соляного, глиняного и гранитогнейсового диапиризма и без его привлечения трудно понять образование весьма сложной складчатости метаморфических толщ [14], хотя закономерная ориентировка и переориентировка (в процессе образования интерференционной складчатости) последней говорят о формировании и синметаморфической складчатости в поле региональной тангенциальной сжатия.

Итак, можно прийти к выводу, что в природе действуют два основных фактора складкообразования: «внешний» (внешнее тангенциальное сжатие) и «внутренний» (инверсия плотностей в низах осадочной призмы). Но каково их относительное значение, в особенности применительно к генезису линейной (полной, альпинотипной, геосинклинальной) складчатости?

Ответ на этот кардинальный вопрос мы находим в исследовании Ф. Л. Яковлева [15], который разработал оригинальную методику, позволяющую вычлнить в реальных профилях через складчатые системы компоненты, связанные с действием каждого из двух основных механизмов складкообразования. Эта методика опробована им на примере экспериментальных моделей, созданных на основе того и другого механизма, и затем применена к профилям через юго-восточную часть Большого Кавказа. В итоге показано, что в создании складчатости Юго-Восточного Кавказа участвовали оба фактора — и «внешний», и «внутренний».

На мой взгляд, Ф. Л. Яковлев сделал решающий шаг на пути выработки правильного понимания происхождения не только геосинклинальной складчатости, но и складчатости вообще. Теперь можно считать доказанным, что в процессе складкообразования главная роль принадлежит обоим факторам — «внешнему» и «внутреннему», и предстоит уточнить их относительное значение в разных тектонических (геодинамических) обстановках. Предварительно можно сказать, что «внутренний» фактор (инверсия плотностей) в наиболее чистом виде должен проявляться в условиях отсутствия или очень слабого воздействия тангенциального сжатия. Эти условия характерны для континентальных платформ, и соляная тектоника глубоких платформенных впадин, типа Прикаспийской или Мексиканского залива, может служить примером реализации этих условий. Инверсия плотностей на более глубоком уровне — в гранитогнейсовом слое консолидированной коры под влиянием высокого теплового потока, экрануемого мощным осадочным чехлом [9], может приводить к росту гранитогнейсовых куполов в пределах синеклиз раннепротерозойского протоплатформенного чехла. Примеры: впадины Удоканская, Трансваальская, Наллагайн в Австралии.

В краевых и периклинальных прогибах с развитием соленосных и (или) мощных глинистых с аномально высоким пластовым давлением толщ относительное значение «внешнего» и «внутреннего» факторов в общем соизмеримо, колеблется в зависимости от конкретных условий. В центральных частях складчатых сооружений резко возрастает удельное значение внешнего сжатия, но присутствие мощных глинистых толщ черносланцевой (аспидной) формации усиливает и роль «внутреннего» фактора. Со вступлением в зону проявления регионального метаморфизма, в метаморфические ядра, этот фактор становится доминирующим.

Из всего сказанного вроде бы следует вывод о равноправии и независимости обоих главных механизмов складкообразования. В действительности это не так, поскольку внешнее тангенциальное сжатие, приуроченное к зонам конвергенции и коллизии литосферных плит, само оказывает стимулирующее воздействие на процессы катагенетическо-метаморфического преобразования, и в частности добавляет действие тангенциального стресса к внутрипоровому давлению, вызываемому статической нагрузкой. Не

случайно поэтому, что все современные и молодые зоны глиняного диапиризма и грязевого вулканизма — это зоны субдукции литосферных плит [11]. Неоспоримо ведущее значение внешнего тангенциального сжатия в формировании складчатых систем в целом.

В общем представляется, что совместное действие компрессионного и инверсионного механизмов объясняет формирование подавляющей части складчатых дислокаций, как геосинклинальных, так и платформенных. Под него не подпадают лишь гравитационные складки в горных сооружениях, локальные поднятия платформенного чехла, отражающие блоковые подвижки фундамента, связанные скорее всего с его неравномерным погружением, и, наконец, складки экзогенного происхождения.

Таким образом, наметилась реальная перспектива решения проблемы происхождения складчатости. Однако ее детальная разработка потребует еще немалых усилий.

Литература

1. Адамия Ш. А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа//Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 98—110.
2. Адамия Ш. А., Кипциани Я. Р. Проблема происхождения складчатости Большого Кавказа//Проблемы геологии и минеральных ресурсов Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 25—40.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
4. Гончаров М. А. Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. Избыточное обводнение толщ перед их метаморфизмом и складкообразованием. Статья 1//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология: 1983. № 2. С. 14—24.
5. Гончаров М. А. Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. Метаморфогенная инверсия плотности в толщах. Статья 2//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1983. № 4. С. 16—25.
6. Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе//Геотектоника. 1982. № 4. С. 42—53.
7. Дурмишьян А. Г., Мурадян В. М., Хаин В. Е. О роли anomalно высоких пластовых давлений в формировании складчато-разрывных нарушений//Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 12. С. 96—107.
8. Захаров С. А. Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 167 с.
9. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
10. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
11. Халилов Э. Н. Геодинамические основы тектонического районирования Каспийской впадины и ее нефтегазоносность: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Баку: Геол. ин-т АН АзербСССР, 1985. 21 с.
12. Шолто В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
13. Шульц С. С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
14. Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
15. Яковлев Ф. Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1987. № 4. С. 31—48.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
23.XII.1986

УДК 551.243

Я К О В Л Е В Ф. Л.

К ВОПРОСУ О ФАКТОРАХ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Кажется знаменательным, что работы, посвященные исследованиям генезиса складчатости и отдельных аспектов этой обширной проблемы, вновь начинают привлекать внимание тектонистов, а самому явлению складкообразования возвращается значение и место, которое оно должно занимать в наших представлениях об эволюции тектоносферы. Поэтому утверждение В. Е. Хаина, что «ни одна модель глобального тектогенеза не может считаться достаточно совершенной без объяснения генезиса складчатости» [3], представляется бесспорным.

Однако глобальные выводы, которые стремится сделать В. Е. Хаин [3] на основе опубликованных автором результатов применения методики кинематического анализа линейной складчатости, кажутся преждевременными. Разработанная методика имеет ряд ограничений и внутренних несовершенств. Во-первых, структурные профили конкретной природной складчатой зоны (Юго-Восточного Кавказа) сопоставлялись

с идеализированной математической моделью М. А. Гончарова, которая, как известно, не в полной мере адекватна природным объектам [1]. В отличие от реальных складчатых зон модель лишена вещественного слоистого наполнения, первичных неоднородностей состава пород, разрывов слоев, трения на нижней поверхности модели и т. д. Эти различия модели и природного объекта должны, безусловно, сказаться на результатах анализа, однако пока нет возможности оценить реальное влияние каждого фактора и его вклад в ход процесса деформации. Во-вторых, в настоящий момент автор не может учесть роль и значение возможных в природе осложняющих кинематических факторов, таких, как, например, сдвиг. Все это не позволяет относиться к количественным оценкам величин адвекции и горизонтального сокращения как к наблюдаемым физическим параметрам, их следует воспринимать только как качественные или полуквантитативные характеристики, отражающие общую тенденцию возможного вклада каждого из процессов в развитие деформаций в природе.

Что касается соотношения адвекции и горизонтального сокращения, то общая тенденция совсем не такова, как ее понял В. Е. Хаин, который пишет, что «в центральных частях складчатых сооружений резко возрастает удельное значение внешнего сжатия...» [3]. Данные, представленные в статье [4], свидетельствуют как раз об обратном. Даже в пределах периклинали Юго-Восточного Кавказа вдоль простирания складчатой области от ее погружения к воздыманию растут значения амплитуды адвекции при одном и том же размере внешнего сокращения. Таким образом, даже на этом ограниченном примере юго-восточного погружения Большого Кавказа видно, что в центральной части складчатой области возрастает удельное значение адвективного «внутреннего» фактора, а не внешнего сокращения. И все-таки следует иметь в виду, что для окончательных выводов исследованный участок Юго-Восточного Кавказа слишком ограничен.

Природа горизонтального сокращения, заложенного в исходную модель и оцениваемого при кинематическом анализе, его конкретный геологический смысл нам совершенно не ясны. Горизонтальное сокращение можно рассматривать как результат действия внешних сжимающих напряжений, связанных с различными механическими схемами сокращения фундамента; но такое сжатие может быть связано и с адвективными движениями более общего порядка, чем анализируемые автором в пределах только одной зоны; в равной степени можно предположить, что горизонтальное сокращение вызвано локальным сжатием на отдельных участках в связи со сдвиговыми смещениями блоков фундамента. Выяснение этого вопроса — дело будущего. Достаточно определенно пока можно сказать лишь, что степень морфологической сложности, или интенсивность складчатости, не зависит от горизонтального сокращения.

Связывать выявленное горизонтальное сокращение с определенной геодинамической обстановкой в духе тектоники плит вряд ли правильно. Думается, схема субдукции в применении к образованию складчатости на Большом Кавказе — наименее подходящий возможный механизм. Дело в том, что работами последних лет выявлена очень значительная морфологическая неоднородность зон полной складчатости [2]. Из кинематического анализа линейной складчатости следует, что степень морфологической сложности складчатости, ее интенсивность связаны со степенью адвекции прямой пропорциональной зависимости. Следовательно, сам облик, или лицо, складчатости Большого Кавказа скорее отвечает неравномерно проявившимся в разных местах расчлененным процессам адвекции подвижных толщ в поле силы тяжести, а не «скупчиванию» материала в линейной вытянутой зоне коллизии литосферных плит, поскольку такой единой линейной вытянутой зоны полной складчатости просто не существует.

Кинематический анализ складчатых деформаций в самом деле открывает новые реальные перспективы в исследовании условий возникновения деформаций в природе. Однако решение проблемы складкообразования никак нельзя связывать только с кинематическими задачами. Не менее важно исследовать конкретные термодинамические условия протекания деформаций, стремясь при этом опираться на конкретные следы температур и давлений, оставленные в породах, которые подвергались деформации, совершенствовать моделирование складчатости. Новый материал такого рода, увязанный с результатами традиционных исследований, возможно, позволит выйти на более высокий уровень понимания проблемы.

Литература

1. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
2. Рогожин Е. А. Качественный и количественный анализ морфологической изменчивости полной складчатости//Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Наука. 1986. С. 78—94.
3. Хаин В. Е. О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф. Л. Яковлева)//Геотектоника. 1987. № 4. С. 143—145.
4. Яковлев Ф. Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1987. № 4. С. 31—48.

ХРОНИКА

УДК 551.243.8

СОВЕЩАНИЕ ПО РИФТОВЫМ СТРУКТУРАМ УКРАИНЫ

Совещание было проведено в г. Шацке с 3 по 5 сентября 1986 г. Львовским государственным университетом им. И. Франко совместно с Научным советом по проблеме «Тектоносфера Украины» АН УССР, Региональной комиссией по УССР и БССР Научного совета по геологии и геохимии нефти и газа АН СССР, Министерством геологии УССР и Украинским правлением НТО. В совещании приняли участие представители Московского и Львовского государственных университетов, Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Института геохимии и геофизики АН БССР, Министерства геологии УССР (УкрНИГРИ и его Черниговское отделение, ПГО «Запукргеология», «Ворошиловградгеология» и «Укргеофизика»), УкрНИИГаза и Ивано-Франковского института нефти и газа.

Совещание продемонстрировало растущий интерес к рифтогенезу как важнейшему тектоническому процессу и создаваемым им геологическим структурам. Реализация этого интереса проявляется в начавшихся целенаправленных исследовательских и поисковых работах на конкретных объектах, что, как показывает опыт, существенно для выявления новых генетически связанных с рифтогенами полезных ископаемых.

Доклады совещания касались соотношения рифтогенеза и геосинклинального процесса в свете общей эволюции Земли (Е. Е. Милановский, МГУ), эволюции рифтогенов (А. В. Чекунов, В. Б. Соллогуб, ИГ АН УССР), геодинамических моделей формирования рифтогенов на континентальной коре (А. Н. Истомин, УкрНИИГаз), качественных моделей механизма складчатости в рифтогенных впадинах (Е. Е. Милановский, А. Н. Никишин, МГУ), структур растяжения на бортах — нового тектонического элемента формирования рифтов (А. Т. Мурич, ПГО «Ворошиловградгеология»), влияния рифтогенеза на формирование систем органогенных построек (И. И. Урьев, ИГГ АН БССР), докембрийского континентального рифтогенеза и места в нем Украины (О. С. Ступка, ИГГИ АН УССР), рифтогенных структур Украинского щита и их металлогении (Л. С. Галецкий, Мингео УССР), формаций и геотектонической природы зеленокаменных поясов Украинского щита (А. А. Сиворонов, ЛГУ), рифтогенов и нефтегазоносности юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы (В. В. Глушко, Г. Е. Бойко, И. Б. Вишняков, Л. П. Мышкин, Л. Е. Фильштинский, ЛГУ, ИГГИ АН УССР, УкрНИГРИ), геодинамики развития Припятской рифтогенной системы (Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Э. А. Левков, ИГГ АН БССР), перспектив поисков нефти и газа в глубоководных горизонтах Днепровско-Донецкой впадины (Ю. А. Арсирий, Б. П. Кабышев, Черниговское отделение УкрНИГРИ), новых данных о геологическом строении северной и центральной частей юго-востока Днепровско-Донецкого грабена (В. В. Бабаев, А. М. Головацкий, А. М. Кобзев, Б. П. Стерлин, УкрНИИГаз), состояния изученности и новых задач геофизических исследований в Днепровско-Донецкой впадине (Н. К. Кившик, М. В. Чирвинская, А. П. Самойлюк, Г. Д. Забелло, Л. В. Смекалина, ПГО «Укргеофизика»), особенностей тектоники Предкарпатья в связи с нефтегазоносностью (Ю. З. Крупский, Б. П. Пелипчак, ПГО «Запукргеология»), перспектив нефтегазоносности Черноморско-Кавказской рифтогенной системы (А. А. Орлов, Г. Д. Гродецкая, В. Т. Тараканов, Л. В. Зайнуллина, Ивано-Франковский институт нефти и газа).

В результате проделанной работы совещание констатировало: изучение проблем рифтогенеза и конкретных структур рифтового типа является актуальной и очень важной теоретической и практической задачей современной геологии; научно-исследовательские и производственные геологические организации Украины активно участвуют в решении вопросов рифтогенеза и изучении рифтовых структур республики; рассмотрение геологических структур Украины с позиций рифтинга и соответствующая корректировка геолого-поисковых работ уже сейчас привели к повышению их эффективности, в частности, в пределах Украинского щита.

Совещание рекомендовало:

1) усилить внимание научных и геологоразведочных организаций к рифтовым и рифтоподобным структурам республики как местам очевидной потенциальной концентрации полезных ископаемых: рудных и, при наличии осадочного чехла, нефтегазовых, независимо от генезиса последних;

2) изучение рифтовых структур проводить комплексно, по возможности всей совокупностью геологических, геохимических и геофизических методов, имея в виду, в частности, освещение строения глубоких зон коры и литосферы в целом с целью выявления источников и подводящих каналов глубинного материала;

3) обратить внимание на необходимость и перспективность исследования истории формирования рифтовых структур Украины, выявления основных ее стадий и связи с ними полезных ископаемых;

4) развивать физическое и математическое моделирование рифтинга, особенно применительно к конкретным геологическим структурам Украины с целью выявления механизма и причин их образования, реконструкции палеогеодинамических обстановок и связанного с ними становления месторождений полезных ископаемых;

5) исследовать закономерности изменения рифтогенеза в свете общей эволюции тектоносферы, на Украине в частности;

6) рассматривать участки пересечения зон разломов Украинского щита с древнейшими рифтогенными структурами как наиболее перспективные для поисков эндогенного оруденения. Направить усилия производственных и научно-исследовательских организаций на специальный структурно-формационный анализ этих структур для создания геологической основы прогнозирования месторождений цветных, редких и благородных металлов;

7) целенаправленно выявлять, изучать и оценивать рудоносность рифтогенных структур в процессе геологической съемки отображением их на геологических картах;

8) наиболее перспективными для поисков залежей нефти и газа считать рифты, имеющие полициклическую историю развития;

9) рассматривать участки пересечения зон разломов нефтегазоносных рифтов поперечными нарушениями как весьма перспективные для обнаружения залежей;

10) в Днепровско-Донецком палеорифте наиболее перспективной для открытия новых скоплений углеводородов в глубокозалегающих горизонтах считать северо-западную часть региона на участке Ичня — Опошня, где верхняя граница активных катагенетических изменений находится на максимальных глубинах 6—7 км;

11) усилить работы по сейсмологии, прогнозу геологического разреза, сейсмостратиграфическому изучению осадочных толщ Днепровско-Донецкого палеорифта и Предкарпатья с целью обнаружения нетрадиционных ловушек углеводородов.

Перечисленные рекомендации направлены заинтересованным научным и производственным организациям, изучающим геологию Украины.

Одновременно с совещанием состоялось заседание Научного совета по проблеме «Тектоносфера Украины» АН УССР. Был принят координационный план научно-исследовательских работ на двенадцатую пятилетку и утверждена организационная структура совета. Тематика координационного плана сгруппирована в четыре крупных раздела соответственно основным аспектам изучения тектоносферы: ее строения, состава, эволюции и полезных ископаемых. В составе совета выделено шесть секций: теории и терминологии; палеогеодинамики, тектонических и космогенетических карт, прогнозирования полезных ископаемых; Украинского щита; Днепровско-Донецкого палеорифта; региона Карпат; Крыма и Причерноморья.

На декабрь 1987 г. намечено проведение II Всесоюзного совещания по экспериментальной тектонике.

А. В. Чекунов, В. В. Глушко, Л. С. Галецкий

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 05.05.87 Подписано к печати 15.06.87 Т-05580 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 19,1 тыс. Уч.-изд. л. 12,8 Бум. л. 4,0
Тираж 1682 экз. Зак. 4156

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

В-485

ВОЛГИНА 13-72

КУРЧАВОВУ

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

T

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Гецен В. Г. ТЕКТОНИКА ТИМАНА. 14 л. 2 р. 20 к.

В книге на основании комплексного структурно-геологического формационного, петрологического и геохимического изучения рассмотрена геологическая эволюция Тимана и п-ва Канин. Выявлены основные закономерности строения байкальского структурного этажа. Установлено, что в рифейском палеотектоническом плане Тиман принадлежал двум структурам: притиманскому перикратону и окраинной части рифейской миогеосинклинали. Подробно охарактеризованы углеродистые формации верхнего докембрия.

Работа предназначена для геологов.

ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ. (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Мира 1984 г.). 24 л. 4 р.

Это расширенная объяснительная записка к Международной тектонической карте мира. В ней изложены современные представления о тектоническом строении континентов и океанов земли. Описание континентов и океанов выполнено специалистами из разных стран и основывается на богатом новейшем материале.

Издание рассчитано на геологов всех специальностей, связанных с изучением структурных элементов Земли в глобальном и региональном масштабе.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, «В», 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»