

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1978

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1978

СОДЕРЖАНИЕ

Суворов А. И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар)	3
Кравчинский А. Я. Периодичность в дрейфе континентов	19
Островский М. И. Особенности строения и формирования структуры фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы	28
Кириухин Л. Г. Геотектонические предпосылки нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит Евразии	36
Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса	50
Сеславинский К. Б. Каледонский этап в развитии Анд	67
Зинкевич В. П. Орогенные структуры северной части Корякско-Камчатской области и их роль в формировании континентальной земной коры	83
Разницин Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор	96
Ус Е. М., Бахтин М. И., Шпаков Э. П. Основные черты тектоники дна Азовского моря	109
Иванчук П. П. Тектоника дельты реки Нигер (Нигерия)	118

G E O T E C T O N I C S

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1978

CONTENTS

Suvorov A. I. The newest global kinematics of the lithosphere (on the basis of regional tectonopairs)	3
Kravchinsky A. Ya. Periodicity in drift of the continents	19
Ostrovsky M. I. Structural and formation features of the basement of the East-European platform central regions	28
Kiryukhin L. G. Geotectonic prerequisites of oil- and gas presence in Prejurassic sediments of young platforms in Eurasia	36
Knipper A. L. Ophicalcites and some other types of breccias accompanying preorogenic formation of the ophiolitic complex	50
Seslavinsky K. B. The Caledonian stage in development of the Andes	67
Zinkevich V. P. Orogenic structures of the northern part of the Koryak-Kamchatka region and their role in formation of the continental Earth's crust	83
Raznitsin Yu. N. Serpentinic melange and olistostrome of the southern part of the East-Sakhalin mountains	96
Us E. M., Bakhtin M. I., Shpakov E. P. The main tectonic features of the Azov Sea bottom	109
Ivanchuk P. P. Tectonics of the Niger river delta (Nigeria)	118

УДК 551.24

А. И. СУВОРОВ

НОВЕЙШАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ КИНЕМАТИКА ЛИТОСФЕРЫ (НА ОСНОВЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНОПАР)

Охарактеризованы широко распространенные на материках, в океанах и переходных между ними зонах кайнозойские региональные тектонопары типа «фронтальное поднятие — тыловая депрессия». Рассмотрены морфолого-кинематические и структурные особенности, а также закономерности глобального пространственного размещения тектонопар. На этой основе выделены подвижные литосферные сегменты Земли и крупнейшие линейные.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Проблема движений крупных сегментов земной коры и литосферы считается одной из наиболее актуальных проблем современной геотектоники и в последние годы интенсивно обсуждается многими исследователями. Вместе с тем она и наименее разработана и до сих пор еще допускает самые разнообразные динамо-кинематические толкования тектонических процессов. Широко известны, например, гипотезы горизонтальных перемещений плит, растекания океанического дна, восходящих и нисходящих конвективных потоков, расширения Земли и т. д., основные положения которых, нередко взаимно исключающие друг друга, вызывают оживленную дискуссию между сторонниками и противниками этих гипотез.

В предлагаемой статье сделана попытка рассмотреть глобальную кинематику литосферы на основе представления о региональных тектонопарах, разработанного автором в развитие идей А. В. Пейве (1961, 1967) о дифференцированном движении блоков земной коры с одновременным проявлением в них усилий сжатия и растяжения и о важной роли в процессе формирования тектонических структур как разрывно-глыбового, так и пластического течения горных масс. Здесь же учтены соображения Ю. М. Пушаровского (1959, 1965, 1972) о явлениях оттока и подтока глубинного силикатического вещества из одних структурных элементов в другие.

Региональными тектонопарами я называю системы из двух равновеликих, пространственно и парагенетически взаимосвязанных структурных элементов, характеризующихся полярно различными динамо-кинематическими параметрами. В данном случае имеются в виду системы, каждая из которых состоит из дугообразного (в плане) поднятия и прилегающей к нему с внутренней стороны ареальной депрессии. Подобные системы типа «фронтальное поднятие — тыловая депрессия» первоначально были установлены в палеозоидах Центрального Казахстана (Суворов, 1969), а несколько позже выяснилось, что они широко распространены и в других районах территории СССР включая как складчатые области, так и платформы (Суворов, 1973, 1976).

Основными свойствами региональных тектонопар фанерозоя являются: 1) пространственная сопряженность дугообразного фронтального поднятия и тыловой ареальной депрессии; 2) синхронное их развитие; 3) радиальная асимметрия; 4) наличие в поднятиях утолщенной консо-

лидированной (гранито-базальтовой) коры и тонкого осадочного слоя при сокращенной мощности коры и мощного осадочного слоя в депрессиях; 5) широкое проявление в пределах поднятий пережатых линейных складок, взбросов и сдвига-надвигов и столь же широкое развитие в депрессиях мозаично расположенных простых глыбовых складок, сбросов и сбросо-раздвигов; 6) преобладающая роль в поднятиях явлений динамометаморфизма и интрузивного магматизма при усиленной эффузивной деятельности в депрессиях. Все это свидетельствует о формировании поднятий в обстановке тангенциального сжатия, а депрессий — в обстановке тангенциального растяжения и позволяет объяснить их парагенезис глубинным перераспределением вещества — оттоком из-под депрессий и нагнетанием в пределы поднятий.

Изучение современного рельефа материков и дна океанов показало, что сопряженные системы «дугообразное поднятие — тыловая депрессия» повсеместно распространены и в новейшей структуре литосферы. Они обладают теми же свойствами, что и фанерозойские, и могут быть использованы для более широких динамо-кинематических построений.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ НОВЕЙШИХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНОПАР

Среди новейших преимущественно кайнозойских региональных тектонопар различаются три большие группы — континентальные, океанические и переходные между ними (рис. 1, см. также таблицу).

Континентальные тектонопары располагаются в основном выше уровня Мирового океана и характеризуются наибольшей мощностью земной коры. Их длина колеблется от 700 до 4000 км, ширина — от 300 до 2000—3000 км, площадь — от 0,5 до 10 млн. км². Одни из них удлиненные, как, например, Гималайско-Таримская или Хингано-Далайнорская, другие более изометричны при близких длине и ширине (Перуанско-Бразильская, Верхояно-Колымская). Самая крупная Альпийско-Средиземноморская тектонопара состоит из ряда сопряженных поднятий и депрессий.

Превышение абсолютной высоты фронтальной дуги над тыловой депрессией в особо контрастных тектонопарах типа Мексиканской или Гималайско-Таримской составляет 6—8 км. В менее резко выраженных тектонопарах (Карело-Финская, Хингано-Далайнорская) превышение исчисляется первыми километрами, иногда уменьшаясь до 0,5—1,0 км.

Кривизна фронтальных дуг изменчива. Как правило, длина дуги больше радиуса ее кривизны, но местами она меньше него, как, например, в Северной Америке или на Индостанском полуострове, что делает контуры дуги довольно расплывчатыми.

Океанические тектонопары на 1—2 км и более погружены ниже уровня Мирового океана и лишь в некоторых из них фронтальное поднятие редкими островами выходит из-под этого уровня. В отличие от континентальных они характеризуются очень тонкой корой и более обширны, имея длину до 5000—6000 км, ширину до 3000—4000 км, а максимальную площадь до 15—25 млн. км² (Западно-Австралийская, Южно-Тихоокеанская и др.). Вместе с тем здесь же встречаются и сравнительно небольшие тектонопары (Фиджи, Аренско-Маскаренская) площадью около 2—3 млн. км².

Радиус кривизны дуг очень велик и достигает 5000 км, будучи то несколько больше, то меньше их длины. Максимальное превышение поднятий над тыловыми депрессиями составляет 5—7 км, минимальное — 2—3 км. В этом отношении океанические тектонопары близки континентальным.

В области, переходной от материков к океанам, региональные тектонопары выражены наиболее контрастно. Почти все они линейного характера и лишь некоторые (Южно-Антильская, Карибская, Новоземель-

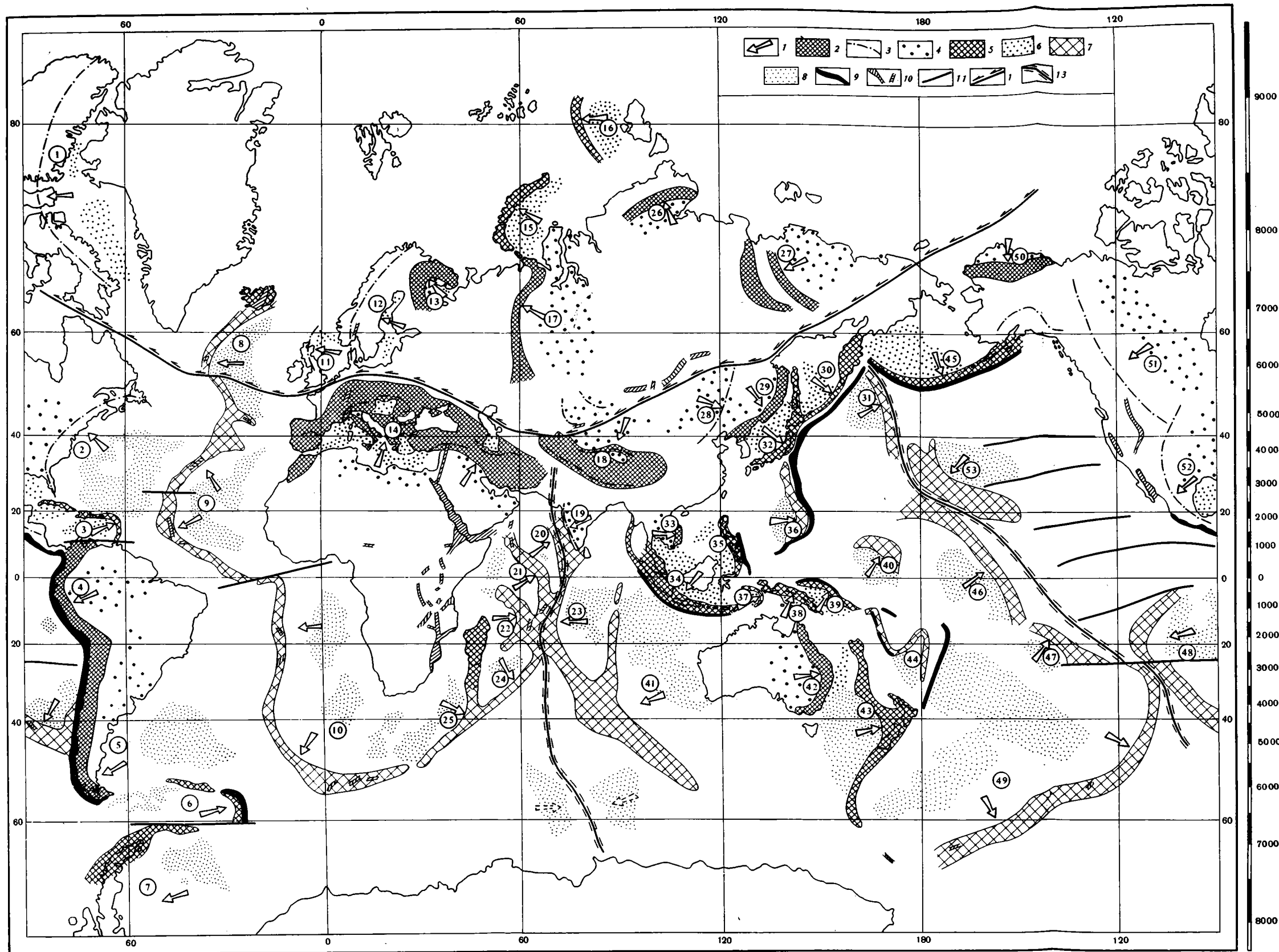


Рис. 1: Глобальная кинематическая схема литосферы. Составлена на основе Карты мира (1967), Тихого океана (1976) и географических атласов с учетом комплексных геолого-геофизических данных

1 — направление перемещения масс в основании региональных тектопар, 2 — фронтальные дугообразные поднятия на континентах, 3 — оси континентальных дуг расплывчатых очертаний, 4 — тыловые континентальные депрессии, 5 — фронтальные поднятия островных дуг, 6 — тыловые впадины окраинных морей, 7 — фронтальные дугообразные поднятия в днищах океанов, 8 — тыловые океанические депрессии, 9 — глубоководные желоба, 10 — рифтогенные структуры, 11 — скалывающие разломы, 12 — зоны глубинно-сдвигового течения, 13 — зоны глубинного скупивания. Точками (знаки 4, 6, 8) показаны наиболее глубокие части депрессий. Цифры в кругах пояснены в таблице

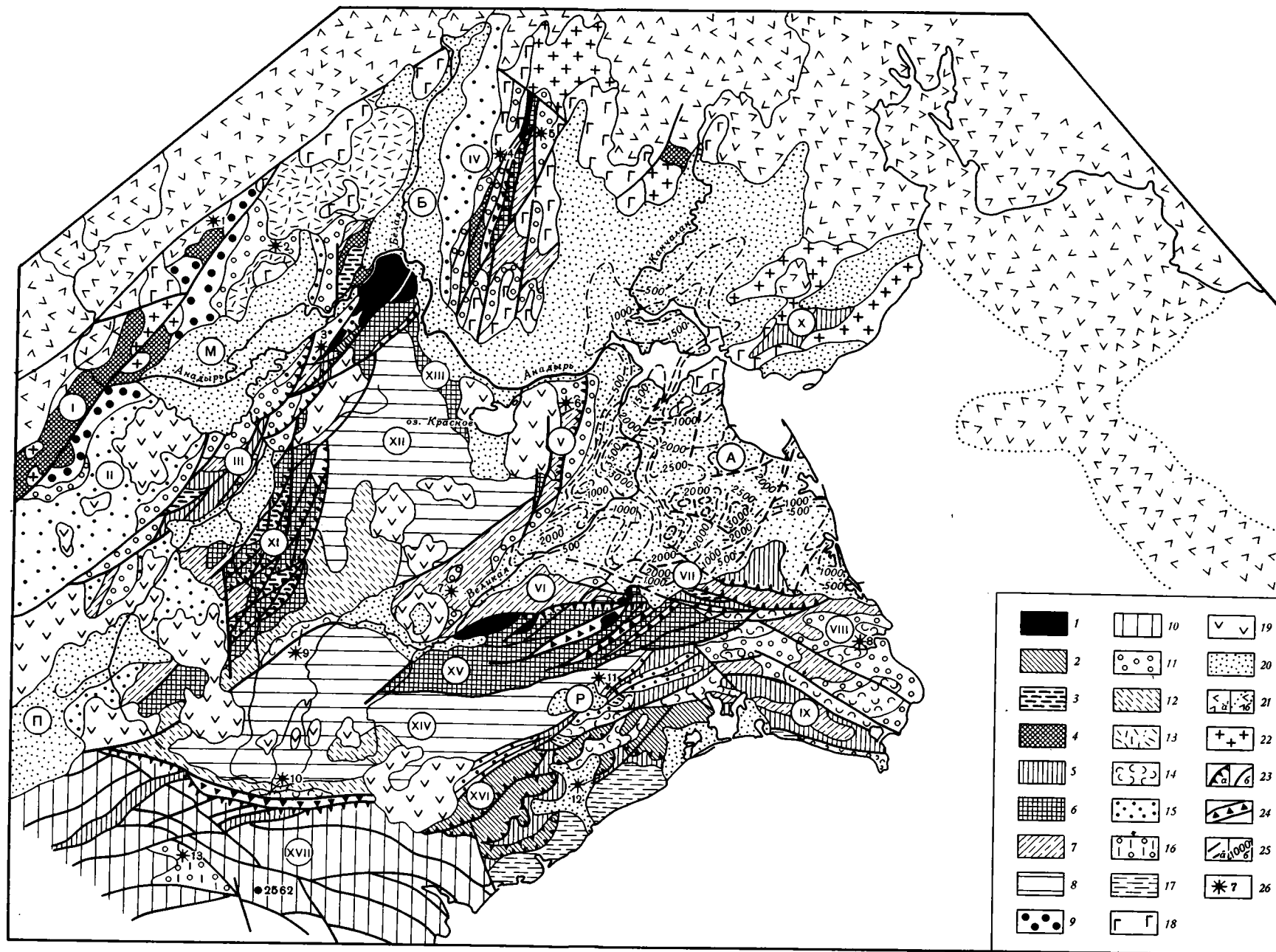


Рис. 2. Схема распространения основных формационных комплексов
Корякского нагорья

1 — основание формационных комплексов структур океанического типа: гипербазиты и серпентиниты, местами ассоциирующие с габбро и амфиболитами; 2 — комплекс океанической стадии, формировавшийся на коре океанического типа — образования спилит-диабазово-кремнистой, вулканогенно-кремнисто-граувакковой, кремнисто-сланцевой формаций с рифовой субформацией (Pz_{2-3}); 3—20 — комплексы переходной стадии, формировавшиеся на коре переходного типа: 3 — андезито-туфо-граувакковой и песчанико-сланцевой формаций ($T_3 - J_2$), 4 — андезито-туфо-граувакковой формации ($J_3 - K_1h$), 5 — песчанико-сланцевой формации ($J_3 - K_1h$), 6 — спилито-диабазово-кремнистой и вулканогенно-кремнисто-граувакковой формаций ($J_3 - K_1h$), 7 — флишoidной формации ($K_{1ar} - K_2t$), 8 — граувакковой формации ($K_{1ar} - K_2t$), 9 — континентальной конгломерато-песчаниковой формации ($K_{1al} - K_2t$), 10 — нерасчлененных отложений аспидной, граувакковой и флишевой формаций (K_2sn), 11 — нижняя угленосная моласса (K_2sn), 12 — флишoidной формации (K_2sn), 13 — вулканогенно-молассовый (K_2sn), 14 — нижняя моласса с орогенными вулканами ($K_2m - Pg$), 15 — нижняя терригенная моласса (Pg_{2-3}), 16 — нижняя терригенная моласса (Pg_{1-2}), 17 — флишoidных образований шельфа Берингова моря ($Pg_3 - N_1$), 18 — наземная базальтовая формация (Pg_{1-2}), 19 — известково-щелочных вулканогенных образований преимущественно среднего и кислого состава ($Pg_2 - N_1$), 20 — глинисто-терригенных отложений ($N_2 - Q_1$); 21 — вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса ($K_{1al} - K_2$): на суше (а) и под водой (б) — по данным М. Л. Вербы и Б. В. Ермакова (1976); 22 — гранитоиды (K_1); 23 — надвижки (а) и недифференцированные разломы (б); 24 — серпентинитовый меланж; 25 — нарушения в чехле Анадырской впадины (а) и стратозигноты по подошве неогена (б) (по материалам Д. И. Агапитова и Д. Д. Миронюка); 26 — местоположение разрезов, приведенных на рис. 3 и 4. Прогобы и поднятия Пенжинско-Анадырской складчатой зоны: I — Мургайское поднятие, II — Пенжинский прогиб, III — Таловско-Майнское поднятие, IV — Пекульейское поднятие, V — Рарыгинское поднятие, VI — Великореченский прогиб, VII — Кэнкэрэнское поднятие, VIII — Альтатамский прогиб, IX — Каканаутское поднятие, X — Золотогорское поднятие. Прогобы и поднятия Корякской складчатой зоны: XI — Ваежское поднятие, XII — Алганский прогиб, XIII — Ольтянское поднятие, XIV — Емраваамский прогиб, XV — Майницкое поднятие, XVI — Хатырское поднятие, XVII — Корякско-Западно-Камчатская складчатая зона; наложенные кайнозойские впадины: М — Марковская, Б — Бельская, А — Анадырская, П — Паральпская, Р — Рытгыльская.

ская) сильно растянуты по ширине, что связано, вероятно, с проявлением поперечных сдвигов. Длина тектонопар обычно превышает 1000 км, достигая иногда 3000—4000 км. Площадь колеблется от 0,5 до 10 млн. км².

Фронтальные поднятия, за редким исключением, выражены островными дугами, на 1—4 км возвышающимися над уровнем океана. Тыловые депрессии представляют собой окраинные моря глубиной до 3—6 км. Общее превышение дуг над депрессиями колеблется от 4 до

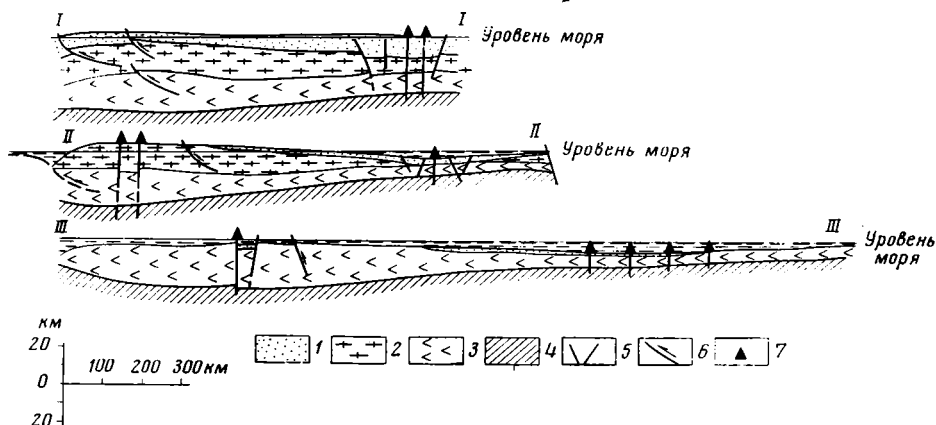


Рис. 2. Поперечные профили региональных тектонопар: I—I — континентальных, II—II — переходных, III—III — океанических

1 — осадочные отложения, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой, 4 — верхняя мантия, 5 — сбросы и сбросо-раздвиги, 6 — надвиги и взбросо-сдвиги, 7 — вулканы

9 км и лишь по северной периферии Евразии превышение не более 0,5—1,5 км (Карская, Шотландско-Североморская тектонопары).

Яркая особенность тектонопар переходной области — наличие перед фронтальным поднятием глубоководного желоба. Однако последние развиты не повсеместно. Они появляются, когда превышение фронтального поднятия над тыловой депрессией составляет не менее 4—8,5 км, глубина депрессии — 3—6 км ниже уровня Мирового океана, а длина дуги в 1,5—2 раза больше радиуса ее кривизны. Возможно, что все это является отражением аномально высоких скоростей течения материала в основании таких структур.

Во всех кайнозойских тектонопарах независимо от их типа консолидированная кора имеет увеличенную мощность в пределах дугообразных поднятий и сокращенную в депрессиях (рис. 2). На территории СССР, например, по данным Н. А. Беляевского (1974), значения мощности коры в континентальных дугах определены в 48 км (Урал), 40—45 км (Верхоянье, Сихотэ-Алинь), а в сопряженных с ними депрессиях оцениваются соответственно в 36—38 км (Западная Сибирь), 40 км (Колымо-Омолонский массив), 35 км (Ханкайский массив). Здесь консолидированная кора всюду состоит из базальтового и гранитного слоев.

Градиент мощности консолидированной коры более всего значителен в Альпийско-Средиземноморской тектонопаре: в Альпах она равна 65 км (Клосс, 1972), а во впадинах Средиземного моря 5—10 км (Маловицкий и др., 1976). В некоторых из этих последних гранитный слой утонен, а местами, например в Балеарской впадине, и вовсе отсутствует.

В тектонопарах переходного типа гранитный слой полностью или частично отсутствует почти во всех депрессиях. Иногда его нет и на некоторых поднятиях (Карибская островная дуга). Изменения мощности

Морфология крупнейших региональных тектонопар

Название		№ на карте (рис. 1)	Ориентировка	Длина (тыс. км)	Ширина (тыс. км)	Гипсометрический интервал (км)	Превышение поднятия над депрессией (км)	Радиус кривиз- ны (тыс. км)	Направление вектора пере- мещения
Континентальные	Перуанско-Бразильская	4	СЗ	3	3	+7,0 — +0,2	6,8	1,8	ЮЗ
	Чилийско-Аргентинская	5	»	4	3,5	+2,5 — -6,0	8,5	1,5	»
	Скандинавская	12	ССВ	2	1,25	+2,0 — -0,2	2,2	1,8	ЗСЗ
	Карело-Финская	13	СВ	0,7	0,65	+0,4 — -0,3	0,7	0,4	СЗ
	Альпийско-Средиземноморская	14	ЗСЗ	6,5	3	+3,0 — -3,0	6,0	5,5	ССВ
	Урало-Обская	17	ССВ	2	1,5	+1,5 — +0,1	1,4	1	ЗСЗ
	Гималайско-Таримская	18	ЗСЗ	3,5	2	+8,0 — +0,3	7,7	3	ЮЮЗ
	Южно-Индостанская	19	ССЗ	1,6	0,7	+2,0 — +0,3	1,7	2,9	ЗЮЗ
	Таймырская	26	ВСВ	0,7	0,3	+1,0 — 0	1,0	0,5	ССЗ
	Верхояно-Колымская	27	СЗ	1,1	1,1	+2,5 — 0	2,5	0,75	ЮЗ
	Хингано-Далайнорская	28	ССВ	2	0,7	+1,0 — +0,5	0,5	2,5	ВЮВ
	Сихотэ-Алинь-Сунгарийская	29	СВ	2	0,8	+2,0 — +0,1	1,9	1,9	ЮВ
	Вьетнамско-Кампучийская	33	С	1,1	0,8	+2,5 — +0,1	2,4	0,75	В
	Восточно-Австралийская	42	»	2,75	2	+2,0 — +0,1	1,9	1,4	»
	Аляскинская	50	З	1	0,5	+2,0 — 0	2,0	1,2	Ю
	Северо-Американская	51	СЗ	2,75	1,7	+4,0 — 0	4,0	3	ЮЗ
	Мексиканская	52	»	3,5	3	+4,0 — -3,0	7,0	2,2	»
Переходные	Баффиновская	1	С	2	0,8	+2,0 — -3,0	5,0	1,2	З
	Аппалачско-Саргассовская	2	СВ	3,4	2,8	+1,5 — -5,0	6,5	2,2	СЗ
	Карибская	3	СЗ	1,5	1,8	+0,5 — -5,5	6,0	0,75	СВ
	Южно-Антильская	6	»	1	2	+1,0 — -3,5	4,5	0,5	»
	Западно-Уэддельская	7	ССЗ	2	1,8	+2,0 — -4,5	6,5	1,5	ЗЮЗ
	Шотландско-Североморская	11	ССВ	1	0,75	+1,0 — -0,1	1,1	0,8	ЗСЗ
	Новоземельская	15	СВ	0,9	1,1	+1,0 — -0,4	1,4	0,8	СЗ
	Карская	16	С	0,5	0,3	+0,05 — -0,4	0,45	0,5	З
	Камчатско-Охотская	30	СВ	2,4	1,2	+3,0 — -3,0	6,0	1,5	ЮВ
	Японская	32	»	2,4	1	+3,0 — -3,0	6,0	1,7	»

Переходные	Индонезийская	34	СЗ	3,8	1,75	+4,0 —0,1	4,1	2,8	ЮЗ
	Филиппинская	35	ССЗ	2	1	+3,0 —5,5	8,5	1,6	ВСВ
	Моробандская	37	СЗ	0,75	0,6	+3,0 —4,0	7,0	0,3	СВ
	Новогвинейская	38	ЗСЗ	2	1	+5,0 — 0	5,0	1,8	ССВ
	Меланезийская	39	СЗ	2,1	0,8	+3,0 —6,0	9,0	1,8	СВ
	Новозеландско-Тасманская	43	ССЗ	4,5	2,2	+3,0 —4,0	7,0	1,2	ВСВ
	Алеутско-Беринговоморская	45	ВСВ	3	1,5	+2,0 —4,0	6,0	1,8	ЮЮВ
	Рейкьянесская	8	С	2,2	1,2	-1,0 —3,0	2,0	1,5	З
	Северо-Атлантическая	9	ССВ	4,5	2,8	-2,0 —6,0	4,0	2	ЗСЗ
	Южно-Атлантическая	10	СЗ	5,5	3	-2,0 —5,5	3,5	2,3	ЮЗ
Океанические	Мальдивско-Аравийская	20	ССЗ	2,5	1,3	+0,1 —0,5	5,1	5,5	СВ
	Аравийско-Индийская	21	СЗ	2,5	1,5	-2,0 —4,0	2,0	2	»
	Аренско-Маскаренская	22	С	2	1,5	0 —4,0	4,0	1	В
	Центрально-Индоканская	23	»	5	2	-2,0 —6,0	4,0	2,2	З
	Мадагаскарская	24	СВ	2,5	1,5	-2,0 —5,3	3,3	5,2	ЮВ
	Индийско-Мозамбикская	25	»	3	1,6	-1,0 —5,7	4,7	2,2	»
	Императорских гор	31	ССЗ	1,8	1,2	-1,0 —6,0	5,0	3	ВСВ
	Марианская	36	С	2,5	1,2	0 —7,0	7,0	1,2	В
	Маршалловых островов	40	СЗ	1,8	1,7	0 —5,0	5,0	1,2	СВ
	Западно-Австралийская	41	»	5,5	4	-1,0 —6,0	5,0	4,5	ЮЗ
	Фиджи	44	»	1,3	1,5	+1,0 —4,0	5,0	0,25	СВ
	Центрально-Тихоокеанская	46	»	5	2,2	0 —7,0	7,0	4,8	»
	Туамоту	47	»	1,6	1,3	0 —6,0	6,0	2,8	»
	Восточно-Тихоокеанская	48	ССЗ	5,3	4,4	-2,5 —5,0	2,5	4	ЗЮЗ
	Южно-Тихоокеанская	49	СВ	6	4,5	-2,5 —5,5	3,0	5	ЮВ
	Гавайская	53	СЗ	3,3	2	+1,0 —6,5	7,5	2,9	ЮЗ

консолидированной коры от депрессий к поднятиям происходят в таких пределах (Беляевский, 1974): Охотское море не более 25 км, Курильская островная дуга до 35 км; Японское море около 9 км, Японская островная дуга (Хоккайдо) — 37—40 км. Алеутский хребт отмечается как шов океанической коры, утолщенной здесь более чем в 2 раза, с 5 до 13 км (Шор, 1970). В Венесуэльской котловине мощность консолидированной коры составляет 8 км, на Малых Антильских островах более 12 км, а на площади Карибских островных дуг возрастает до 22 км (Мэттсон, 1970; Херси, 1970).

Близкие соотношения установлены также в поднятиях и депрессиях океанических тектонопар. При средней мощности консолидированной коры в океанах около 5—6 км в пределах срединных хребтов, представляющих собой дугообразные поднятия тектонопар, она увеличивается до 20 км и более (Деменицкая, Карасик, 1969). Нередко мощность коры испытывает большие колебания по простиранию. Например, в полосе Гавайских островов, по Дж. Вулларду (1970), известны значения 1,63 км (о. Оаху), 4,7—5,4 км (бухта Канеохе — мыс Кахуху), 21,1 км (острова Оаху и Молокаи), 12—16 км (о. Гавайя). Но вместе с тем, судя по его же данным, мощность базальтового слоя закономерно возрастает вкрест простиранию Гавайской тектонопары с северо-востока на юго-запад от Гавайского вала к Гавайскому хребту с 3 до 12 км. В западных районах Тихого океана среднее превышение мощности 2-го и 3-го слоев на подводных поднятиях в сравнении с котловинами составляет 2 км (Соловьева, 1976).

Увеличение мощности консолидированной коры на дугообразных поднятиях континентальных, переходных и океанических тектонопар повсеместно сопровождается их ростом в новейшее время. Приведенные в таблице превышения в рельефе поднятий над депрессиями наглядно иллюстрируют этот процесс. Хорошо известно воздымание Гималаев с конца эоцена на 7—9 км (Чистяков, 1969). Большие скорости современных вертикальных движений (до +16 мм/год) отмечаются в Карпатах (Собакаръ и др., 1975), в Японии (Кобаяси, 1957). Несколько меньше они (например, до 4—5 мм/год) на севере Евразии, в Шотландии (Мещеряков, 1969).

В то же время в тыловых депрессиях с тонкой корой зафиксированы отрицательные вертикальные движения. Неравномерно прогибается, например, впадина Северного моря (Вегманн, 1957; Ziegler, 1975), причем последовательность тектонических событий в ней хорошо коррелируется с историей развития поднимающейся Шотландии (Kent, 1975). В интенсивно проседающей Тирренской впадине скорость осадконакопления очень велика (Беркхеммер, Херси, 1970), что отвечает высокоамплитудным поднятиям Альп. Бассейн р. Амазонки также рассматривается как система молодых грабен, возникшая еще в мезозое (Grabert, 1976), которая может противопоставляться прилегающей части Индийского высокогорного пояса, сформированного в течение двух кайнозойских фаз. В восточной части Индийского океана по наличию разбуренных в глубоководных зонах мелководных отложений установлено прогибание дна с мела по кайнозой включительно на величину 6 км и более (Пушаровский, Безруков, 1973).

Почти на всех дугообразных поднятиях известны новейшие горизонтальные подвижки и сильная дислоцированность молодых отложений.

Давно известны крупные покровные структуры Альпийско-Средиземноморского региона (Алжир, Альпы, Карпаты). Гималайское горное сооружение ограничено с юга гигантским надвигом, по которому древние кристаллические породы перемещены на сиваликские и четвертичные отложения (Чистяков, 1969). Для различных районов Японии отмечаются изоклинальная складчатость и надвиги с образованием тектонических отторженцев, причем установлено, что горизонтальные движения

в виде надвигов, сдвигов и складчатого ссучивания продолжаютс со скоростью 5—8 см в год вплоть до настоящего времени (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кобаяси, 1957).

Интенсивная кайнозойская складчатость западного побережья Северной и Южной Америки повсюду осложнена надвигами, суммарная амплитуда которых местами составляет около 130 км (Кропоткин, Шахварстова, 1965). В некоторых местах отмечаются небольшие современные надвиги и сдвиги, например на юге Аляски (Brogan et al., 1975), вдоль границы Сьерра-Невады и провинции Бассейнов и Хребтов (Stemtons et al., 1975).

Срединно-Атлантический хребет, по А. В. Пейве, является кайнозойским складчато-глыбовым сооружением в океанической коре, в котором широко проявились процессы регионального метаморфизма. В развитии хребта выявлены три фазы (Лавров, Бараш, 1976) — лютетская, нижне-среднемиоценовая и плиоцен-плейстоценовая, с которыми связывается воздымание и образование складок в третичных платобазальтах, а местами предполагаются даже надвиги (например, на хр. Палмер).

Новейшие интенсивная складчатость и надвиги установлены также в нижней части северного склона Алеутского желоба (Grow, 1973) и в Перуанско-Чилийском желобе (Prince, Kulm, 1975). Высказываются предположения о больших горизонтальных перемещениях хребтов западной части Индийского океана (Schlich, 1975) и вращение со сдвигом на 20—25 км района Суматры в Индонезийской тектонопаре (Katili, 1974; Ninkovich, 1976).

Интересно, что к наиболее возвышенным и дислоцированным поднятиям пространственно тяготеет новейший интрузивный магматизм. Миоценовые граниты и плиоценовые диориты известны на Алеутской дуге, предэоценовые габбро, диориты, сиениты и граниты — в Сихотэ-Алине, позднемиоценовые гранодиориты и габбро — в Новой Гвинее, поздне-третичные граниты и основные породы — в Андийском высокогорном поясе и т. д. (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

Многие дугообразные поднятия сейсмичны. Наибольшая современная сейсмоактивность приурочена к периферии Тихого океана, преимущественно к островным дугам и желобам, а также к крупным океаническим поднятиям (Вуллард, 1972) и некоторым районам на материках — в Альпах (Карник, 1972), Гималаях (Чистяков, 1969) и др. Слабая сейсмичность отмечается в Шотландии, Скандинавии, на Урале, Кольском полуострове (Карник, 1972; Бунэ, 1969, и др.). Для Кольско-Карельского региона Н. И. Николаев установил признаки катастрофических землетрясений в плейстоцене и голоцене.

Глубина очагов сравнительно невелика. В срединно-океанических хребтах все землетрясения мелкофокусные и связаны с верхним слоем Земли мощностью 50 или 100 км (Сайкс, 1972). Такие же землетрясения в большинстве случаев сосредоточены под крутыми внутренними склонами желобов и с некоторым углублением под островными дугами, тогда как самые глубокие, до 700 км, располагаются под тыловыми депрессиями (Сайкс, 1970).

Сжимающие напряжения в очагах землетрясений ориентированы чаще всего вкрест простиранию региональных тектонопар (Тихоокеанское кольцо, Кавказ, Памир и др.). Очевидно, дугообразные поднятия в новейших тектонопарах действительно являются структурами горизонтального сжатия, а сравнительно небольшая глубина очагов современных землетрясений в их основании указывает на то, что эти напряжения достигают наибольших значений в верхних (под поднятиями) частях литосферы. Вероятно, это и служит причиной воздымания дуг.

По достижении высоких гипсометрических уровней апикальные части дугообразных поднятий начинают разрушаться. Появляются сбросы, локальные зоны растяжения, возникают местные небольшие проги-

бы, вулканические пояса, которые накладываются на структуры сжатия и создают ложное впечатление о преобладающей роли структур растяжения.

В этом отношении особенно показателен Срединно-Атлантический хребет. В неогене и плейстоцене здесь происходили блоковые перемещения по продольным и поперечным разломам и излияния базальтов. Это послужило поводом считать Срединно-Атлантический хребет структурой растяжения, однако А. В. Пейве (1975) показал, что данный процесс — всего лишь проявление эпизодического послескладчатого орогенеза растянутого хребта.

Аналогичные новейшие зоны растяжения, нередко развивающиеся одновременно с зонами сжатия, выявлены на Камчатке (Милановский и др., 1974), на Сахалине (Гальцев-Безюк и др., 1974); в Японии (Кропоткин, Шахварстова, 1965), на Аляске (Brogan et al., 1975), вдоль границы Сьерра-Невады и провинции Бассейнов и Хребтов (Slemmons et al., 1975), в Мексике в горах Сьерра-Мадре (Tardy, 1975).

Подобные структуры часто называют рифтогенными, рассматривая их в одном ряду с рифтами Северного и Красного морей и других тыловых депрессий, хотя генетические различия тех и других очевидны: первые являются результатом позитивного развития, вторые — негативного.

В отличие от новейших дугообразных поднятий синхронные им тыловые депрессии деформированы значительно слабее и в другом плане. Средиземноморской депрессии, например, свойственно блоковое строение с продольной и поперечной ориентировкой разломов (Маловицкий и др., 1976). Бассейн Берингова моря отличается плоским днищем, на котором залегают слабоскладчатые или совсем недеформированные осадки неогена (Lathram, 1974). Впадина Японского моря, по данным И. И. Берсенева и его соавторов, имеет ярко выраженное мозаично-глыбовое строение с преобладанием сбросов, сбросо-раздвигов и раздвигов во внутренних частях и взбросо-сдвигов по периферии (Разломы и горизонтальные движения..., 1977). Многие исследователи связывают происхождение Японского моря с разрушением континентальной коры на глыбы и их раздвиганием при одновременном смещении Японской островной дуги к юго-востоку (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Меланхолина, Ковылин, 1976).

Земная кора восточной части Индийского океана, по Ю. М. Пущаровскому и П. Л. Безрукову (1973), в позднем мезозое и кайнозое была разбита разломами типа сбросов, сбросо-сдвигов и взбросов на многие по-разному ориентированные сегменты, причем мощная толща третичных и меловых осадков здесь, например на плато Натуралиста, по данным батиметрии, комплексной геофизики и бурения (Petkovic, 1975), дислоцирована очень слабо; возникновение глыбовых сегментов Ю. М. Пущаровский и П. Л. Безруков объясняют усилиями растяжения. Точно так же трактуется происхождение впадин вдоль восточного края Северной Америки (Sheridan, 1974), прогибов восточной части Кораллового моря (Lagae et al., 1975), бассейна Лау (Hawkins, 1974) и других опускающихся районов.

Таким образом, основой механизма формирования тыловых депрессий следует считать горизонтальное растяжение верхних частей литосферы (очевидно, выше очагов проявляющихся здесь глубокофокусных землетрясений), которое сопровождалось их проседанием, дроблением, дальнейшим растаскиванием и образованием в конечном счете систем простых мозаично-глыбовых структур.

Как показывает все изложенное, характер парагенеза новейших дугообразных поднятий и тыловых депрессий на материках, в океанах и в переходных между ними областях в общем одинаков, хотя между последними и имеются существенные различия в строении коры. Послед-

ствия такого парагенеза также одинаковы: это, с одной стороны, утолщенная консолидированная кора поднятий, преобладающая в них роль структур сжатия, тенденция к горизонтальным перемещениям масс в выпуклую сторону дуги, а с другой — значительно более тонкая кора депрессий, повсеместная распространенность в них структур горизонтального растяжения и проседаний.

Главной действующей силой этого парагенеза, как и в фанерозое, можно считать отток масс из-под тыловых депрессий и нагнетание их во фронтальные поднятия. Подобная точка зрения вполне увязывается с представлением о дифференцированном перемещении материала по отдельным горизонтам внутри коры и верхней мантии (Пейве, 1975; Кайе, 1969), а также об односторонней (в пределах тектонопар) направленности этого перемещения и отсутствии в тех же пределах радиальной симметрии (Ранкорн, 1972; Фрэнд, 1970).

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ ТЕКТОНОПАР, ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ И ИХ ГЕНЕРАЛЬНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ

Приняв региональные тектонопары за морфологическое выражение пластических и разломно-глыбовых перемещений вещества земной коры и верхней мантии, можно наметить по их расположению и особенностям строения некоторые закономерности этих перемещений.

Наибольшее число новейших тектонопар находится в пределах 20—70° к северу и югу от экватора. Еще южнее и севернее, ближе к полюсам, крупных тектонопар нет. В океанах, на материках и в переходных между ними областях преобладающее простирание тектонопар субмеридиональное, северо-западное и северо-восточное при подчиненной роли субширотного простирания. Дугообразные поднятия в тектонопарах выпуклой стороной обращены преимущественно к западным и восточным румбам. По-видимому, в тех же направлениях происходило и перемещение масс земной коры и верхней мантии, тогда как перемещений к полюсам не было. Это связано скорее всего с фактором вращения Земли, на что уже обращали внимание с других позиций многие исследователи.

Очень типично параллельное расположение тектонопар, когда они более или менее равномерно следуют одна за другой вкрест простиранию, существенно не изменяя своей ориентировки.

Так, в Северной Евразии и далее к западу (см. рис. 1) Верхояно-Колымская, Урало-Обская, Скандинавская, Шотландско-Североморская, Рейкьянесская и Баффиновская тектонопары характеризуются однообразным субмеридионально — северо-западным простиранием. Дугообразные поднятия в каждой из них обращены выпуклостью к западным румбам, депрессии же располагаются с восточной стороны сопряженных с ними поднятий. Можно думать, что всей этой огромной территории свойственна тенденция однонаправленного глубинного горизонтального течения, неоднократно трансформирующегося в верхних слоях земной коры в вертикальное, с образованием пар «поднятие — депрессия» при доминирующей в них роли взбросо-надвиговых и сбросо-раздвиговых нарушений. Схема модели тектонических движений этого типа изображена на рис. 3, 1.

Другой характерный тип расположения тектонопар продольно-пестельчатый. В этом случае тектонопары в виде кулис подставляют одна другую по простиранию и образуют протяженные широкие пояса, как, например, по периферии Тихого океана. Дугообразные поднятия флангами перекрывают друг друга, вызывая резкое, от 1 до 2—3 км, повышение в рельефе (Хоккайдо, северо-восток Камчатки), расширение горных поясов (Колорадо, Боливия) и сгущение эпицентров землетрясе-

ний. Здесь в основании дугообразных поднятий особенно отчетливо выражены крупные надвиги, а в тыловых депрессиях — раздвиги, которые, перекрываясь, создают своеобразный структурный рисунок таких поясов.

Продольно-петельчатые пояса иногда выстраиваются в параллельные ряды. При этом важную роль приобретают поперечные сдвиги, вдоль которых при подчиненном значении надвигов главным образом и осуществляется горизонтальное перемещение земной коры. Таковы, к примеру, Гавайская, Мексиканская, Аппалачско-Саргассовская и Северо-Атлантическая тектонопары (см. рис. 1).

Некоторые крупные тектонопары, например Альпийско-Средиземноморская и Гималайско-Таримская, включают в себе группы мелких.

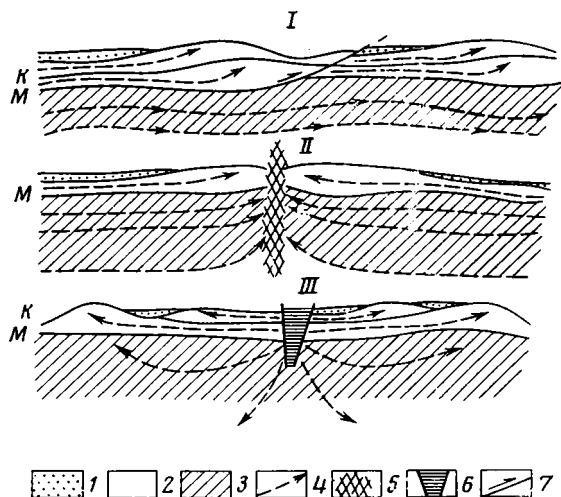


Рис. 3. Основные кинематические модели литосферы: I — Евразийская, II — Тихоокеанская, III — Африканская

1 — осадочный слой, 2 — консолидированная кора, 3 — верхняя мантия, 4 — направление течения вещества, 5 — зона скупивания, 6 — рифтовая зона, 7 — поверхность надвига

Структурный рисунок таких динамических систем очень сложный, что связано с довольно беспорядочным расположением мелких тектонопар и разнонаправленными горизонтальными перемещениями в них относительно главной оси. Здесь известны наиболее крупные шарьяжные перекрытия, происходившие на разных гипсометрических и стратиграфических уровнях, отмечаются также сдвиги и раздвиги. В отдельных частях депрессий гранитный слой отсутствует, а на поднятиях мощность коры возрастает местами до 73 км. Подобные тектонопары более всего отвечают представлению о поясах скупивания в земной коре, какими в действительности и являются Альпийский складчатый пояс и Гималаи.

Соответственно расположению новейших региональных тектонопар литосфера Земли может быть подразделена на три крупнейших сегмента: Северный, включающий северную половину Евразии, Северную Атлантику и Гренландию; Тихоокеанский, с примыкающими гирляндами петельчатых тектонопар, переходных от континента к океану, и Африканский с прилежащими впадинами Индийского и Атлантического океанов и Средиземного моря.

В первом сегменте, с параллельным рисунком тектонопар, существует дифференцированное силовое поле, в котором усилия сжатия и растяжения более или менее равномерно чередуются, отражая, как уже отмечалось, тенденцию однонаправленного глубинного течения масс с востока на запад.

Тихоокеанский сегмент характеризуется встречным движением тектонопар, направленным со стороны Американского континента на запад, а со стороны Австралийско-Азиатского — на восток (см. рис. 1 и рис. 3, II). Положение гипоцентров глубокофокусных землетрясений

указывает, что это движение распространяется на огромные глубины в сотни километров. И это в конечном результате приводит не к растеканию масс в границах акватории Тихого океана, а наоборот, к их концентрации и к усиленным проявлениям в коре и верхней мантии тангенциального сжатия. На это же указывает миоценовая складчатость районов западных островных дуг и сильные складчатые деформации в Северо-Восточной котловине Тихого океана с центром в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия (Соловьева, 1976).

Африканский сектор находится, как можно судить по расположению окружающих его тектонопар, в условиях всестороннего растяжения, направленного в результате глубинного оттока масс на север, в сторону Альпийской дуги, на запад, в сторону Срединно-Атлантического хребта, и на восток и юго-восток, в сторону хребтов западной части Индийского океана (см. рис. 1 и рис. 3, III).

Наиболее характерная черта структуры Африканского континента — глыбовая мозаика и наличие системы глубоких рифтов. По Б. Брокку, рифтам свойственно эшелонированное и зигзагообразное размещение. С ними же ассоциируют изометричные депрессии и ветвящиеся горсты, причем рифтовые долины с течением времени закономерно расширяются. По всей территории Африки выделено 14 равновеликих блоков между рифтовыми долинами. Размер каждого из блоков примерно $16 \times 12^\circ$. Подчеркивается факт опускания блоков и отмечается, что «...погружения и поднятия связаны так же, как причина и следствие» (Брок, 1970, стр. 90). В основе механизма формирования африканских рифтов некоторыми авторами справедливо предполагается вертикальное сужение коры по мере горизонтального ее растекания (Фрэнд, 1970), происходящего при скорости раскрытия рифтов в $2\text{—}2,3 \text{ см/год}$ в плиоцен-четвертичное время (Казьмин, 1976).

Расчлененность литосферы на три крупнейших сегмента, находящихся в резко различных динамо-кинематических условиях, связана скорее всего с какими-то неоднородностями внутреннего строения Земли, которое с нашей точки зрения сейчас представляется менее концентрически-оболочечным и более гетерогенным вплоть до больших глубин. Полярно противоположное местонахождение секторов сжатия и растяжения (Африка и Тихий океан) указывает на диссимметрию Земли в одном направлении, а наличие Северного сегмента — на полное отсутствие симметрии в другом направлении.

КРУПНЕЙШИЕ ГРАНИЧНЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ

Изучение пространственных закономерностей в размещении новейших региональных тектонопар позволяет наметить несколько крупнейших линейментов Земли, которые в цельном виде никем еще не отмечались.

Самый крупный, глобального значения, линеймент проходит по южной границе Северного сегмента от южного окончания Баффиновской тектонопары до южного окончания Верхояно-Колымской (см. рис. 1), простираясь в субширотном и северо-восточном направлениях. Однообразная ориентировка тектонопар Северного сегмента, с выпуклостью структурных дуг к западу, говорит о левосдвиговой структуре этого линеймента в новейшее время.

Линеймент (назовем его Евразийско-Северо-Атлантическим) включает в себя серию разломных структур изменчивого характера. На западе он пересекает Срединно-Атлантический хребет, сдвигая против часовой стрелки Рейкьянскую тектонопару. Здесь он представлен несколькими сместителями, часть которых с признаками сдвигов, как отмечает В. М. Литвин (1975), находится на продолжении широтных разломов материковых окраин.

В восточном направлении линеамент продолжают разломы Ла-Манша, прослеженные с простиранием СВ 60° в западной и центральной провинциях; их заложение увязывается с раскрытием Атлантического океана (Smith, Curry, 1975). В районе о. Ланди один из разломов северо-западного простирания в некотором отдалении от линеамента ограничивает бассейн третичных отложений и представляет собой правый сдвиг с амплитудой до 2 км (Fletcher, 1975).

В Средней Европе характеризуемый линеамент совпадает с южной границей зоны глубокого погружения фундамента неустановленного возраста и простирается в субширотном и юго-восточном направлении до Датско-Польской борозды. Многие мезозойско-кайнозойские разломы более южных районов с приближением к этой границе затухают.

На территории СССР Евразийско-Северо-Атлантический линеамент совпадает с зоной Сарматско-Туранского линеамента (Айзберг и др., 1971). Эта зона состоит из ряда разломных структур, вытягивающихся с северо-запада на юго-восток и имеющих различные строение и историю развития. Сюда входят: Подляско-Брестский прогиб, Припятский и Днепровско-Донецкий грабены, Манычский грабен, Донбасско-Промысловский прогиб, Мангышлакский прогиб и Бухаро-Хивинские ступени.

На отрезке Мангышлак — Южный Тянь-Шань линеамент имеет структурный рисунок сдвига, сопровождаясь молодыми разрывами субширотной ориентировки. С новейшим этапом связано и формирование в зоне разлома системы местных поднятий и прогибов складчато-глыбового облика с углами падения верхнеплейстоценовых отложений до 10° . При современных землетрясениях в зоне на протяжении 200 км наблюдались трещины со следами небольших левых сдвигов и сбросо-сдвигов (Ибрагимов и др., 1973).

Далее к востоку Евразийско-Северо-Атлантический линеамент совпадает с зоной разломов по границе Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Здесь он имеет восток—северо-восточное простирание, а оперяющие его альпийские разломы с обеих сторон отходят от него под острыми углами, на севере — к запад-северо-западу, а на юге — к юго-западу. Затем линеамент сворачивает на северо-восток и с тем же структурным рисунком, по крайней мере в северном своем крыле, следует вдоль разломов северного края Таримского массива.

Еще восточнее продолжением линеамента служит зона Монголо-Охотского разлома, отделяющая древние кристаллические образования Станового хребта, а также палеозойские структуры Хангай-Хэнтейского синклинария от системы мезозойско-кайнозойских впадин «тихоокеанского типа» и новейшего этапа. Отличительная особенность впадин, примыкающих с севера к Монголо-Охотской зоне, — наличие разломов древнего заложения, обновленных в мезозое и кайнозое. Большинство из них сбросы, однако многие из этих последних сопровождаются сдвиговой составляющей. Небольшие современные сдвиги фиксируются, например, по Хангайскому разлому, а Тункинский разлом определяется как кайнозойский левосторонний сдвиг-сброс (Шерман и др., 1973).

Крайнее восточное звено Евразийско-Северо-Атлантического линеамента составляют разломы Охотско-Чукотского вулканического пояса, резко обрывающего почти все другие структуры, прослеживающиеся сюда с северо-запада. Основные разломы пояса: Аянский северо-восточного простирания, Магаданский широтного простирания и Анадырский северо-восточного простирания; последний разделяет мезозойскую и кайнозойскую геосинклинальные области. Отдельные сместители контролируют долины современных рек и повышенную сейсмическую активность северного борта Охотской впадины. По некоторым из них в палеоген-неогеновое время и в четвертичный период происходили излияния базальтов и андезито-базальтов. В позднем мелу между Охотско-Чукотским вулканическим поясом и Верхояно-Колымской складчатой

областью происходили надвиговые подвижки (Арманский надвиг), которые, возможно, проявлялись и позже.

Общая протяженность Евразийско-Северо-Атлантического линейного альянса, таким образом, около 20 000 км при наибольшей ширине его зоны 100—150 км. Представляя довольно активную в кайнозойскую зону, он выражен то прогибом, то огромной ступенью, то горстом с большими колебаниями гипсометрического уровня. Во многих местах линейный альянс достигает верхней мантии, но предельные глубины его в целом пока неизвестны. На больших глубинах вдоль линейного альянса возможно пластическое течение вещества горных пород. Многие его фрагменты существовали уже в палеозой, причем известные для того времени региональные тектонопары Сибири и Казахстана (Суворов, 1973, 1976), которые он ограничивал с юга, были ориентированы так же, как и кайнозойские. По-видимому, в основании Северного сегмента Земли долгое время оставались устойчивыми горизонтальные перемещения в западных румбах, предопределяя общий сдвиговый характер Евразийско-Северо-Атлантического линейного альянса.

Другой глобальный линейный альянс намечается в срединных частях ложа Тихого океана. От зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг он следует в юго-восточном направлении до Чилийского поднятия, имея длину около 15 000 км. По соотношению тектонопар он, в отличие от Евразийско-Северо-Атлантического сдвига, представляет собой зону тангенциального сжатия.

К северо-востоку от Срединно-Тихоокеанского линейного альянса располагаются субширотно вытянутые блоки, ограниченные крупными сдвигами, к юго-западу — дугообразные структуры субмеридионально — северо-западного направления с признаками надвигов и надвиго-сдвигов. Эта асимметрия в строении дна Тихого океана читается и на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970), хотя линейный альянс там и не показан.

В северо-восточном крыле линейного альянса находятся Гавайская и Восточно-Тихоокеанская тектонопары, в которых перемещение масс направлено в юго-западных румбах. Юго-западное крыло составляют тектонопары Императорских гор, Центрально-Тихоокеанская, Туамоту и Южно-Тихоокеанская с преобладающими северо-восточным и восточными перемещениями масс (см. рис. 1 и рис. 3, II).

По последним данным, обобщенным И. А. Соловьевой (1976), юго-западная часть Тихого океана обладает более расчлененным рельефом и большей, до 1,5 км, средней мощностью рыхлых осадков. Северо-восточная часть, занятая в основном огромной котловиной того же названия, характеризуется меньшими мощностями осадков, едва достигающими 100—260 м. Максимальная мощность 2-го слоя на юго-западе составляет 3—4 км, на северо-востоке — 1 км, мощность 3-го слоя соответственно равна 6—8 и 4,5 км. Суммарная же мощность коры к юго-западу от линейного альянса достигает 9—11 км, а северо-восточнее не превышает 5,8 км. Таким образом, относительно тонкая и однородная на северо-востоке Тихого океана кора сменяется на юго-западе более мощной и более дифференцированной. Эти отличия И. А. Соловьева вслед за Ю. М. Пушаровским (1972) связывает с различной длительностью развития юго-западной (более ранней) и северо-восточной (более поздней) частей в интервале с конца мела по четвертичный период включительно.

Смена одного типа коры другим происходит очень резко и в основном вдоль рассматриваемого Срединно-Тихоокеанского линейного альянса. С ним совпадает сравнительно узкая зона утолщенного до 7 км и более 3-го слоя и подводное поднятие с увеличенной мощностью 2-го слоя. Сюда же приходится наибольшее количество островов срединной части Тихого океана (Гавайские, Лайн, Туамоту и др.). По Дж. Вулларду (1970), хребет Гавайских островов возникал постепенно вдоль зоны

скалывания в земной коре под воздействием пластического потока в мантии, а не был всецело связан с возникновением вулканов, которые приурочены, по его мнению, к поперечным секущим сбросам.

Еще один аналогичного порядка линеамент проходит, по-видимому, в срединной части Индийского океана, вытягиваясь субмеридионально вдоль Мальдивского и Центрально-Индийского хребтов. Он отделяет западные тектонопары (Мальдивско-Аравийская, Аравийско-Индийская, Аренско-Маскаренская и Мадагаскарская) от восточных (Южно-Индостанская, Центрально-Индоокеанская и Западно-Австралийская). Встречный характер движения в основании этих сооружений (см. рис. 1) позволяет охарактеризовать Срединно-Индийский линеамент как структуру тангенциального скупивания. Данных по этому линеаменту очень немного. Можно лишь предполагать, что своим северным окончанием он выходит на континент, где совпадает с офиолитовым швом Кветты в альпийской складчатой области. В субширотном колене этого шва установлены правосторонние сдвиги (Сборщиков, 1976), которые на меридиональных его отрезках должны трансформироваться в надвиги и зоны субширотного сжатия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные фактические данные о закономерностях изменения мощности и состава консолидированной (гранито-базальтовой) земной коры, о горизонтальных и вертикальных ее движениях, о размещении местных складчатых и разрывных деформаций, о магматизме и сейсмичности, рассмотренные в связи с новейшими региональными тектонопарами, позволяют считать эти последние наиболее ярким выражением происходящих в земной коре и верхней мантии разрывно-глыбовых и пластических перемещений. Эти перемещения приводят к созданию огромных динамических систем типа «фронтальное поднятие — тыловая депрессия», которые и составляют каждую из тектонопар.

Региональные тектонопары распространены исключительно широко, встречаясь как на материках, так и в океанах и в зонах, переходных между ними. По существу они опоясывают всю Землю и всюду сохраняют свои основные свойства и особенности.

Главной движущей силой, формирующей тектонопары, является, вероятнее всего, глубинное латеральное течение масс, которое в верхних слоях коры трансформируется в вертикальное движение того или иного знака, придавая тектонопарам то «клавишный», то надвиго-раздвиговый, а чаще комбинированный стиль строения.

Выявленные закономерности пространственного размещения и ориентировки тектонопар не подтверждают представлений о повсеместном растекании океанического дна, о глобальном дрейфе континентальных плит и вообще отвергают преобладание какой-либо одной для всей Земли модели движений. Со значительно большим основанием мы можем говорить о растекании Африканского континента, о начавшейся концентрации масс в литосфере акватории Тихого океана и т. д., не распространяя ни тот ни другой процессы на всю Землю.

Обособление в литосфере Земли трех крупнейших сегментов — Северного, Африканского и Тихоокеанского — с резко различными динамо-кинематическими обстановками свидетельствует о глубинной гетерогенности литосферы и в связи с этим о широкой дисперсности перемещений, которые в одних случаях приводят к последовательной сдвиго-надвиговой миграции структур, в других — к явлениям скупивания, в третьих — к латеральному разобщению масс земной коры и т. д. Конечный же их результат в равной мере определяется как особенностями внутреннего строения Земли, так и ее особенностями как вращающейся планеты.

- Айзберг Р. Б., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах СССР. М., «Недра», 1974.
- Берхеммер Х., Херси Дж. Некоторые черты альпийско-средиземноморского орогенеза.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Брок Б. Б. Рифтовые долины кратона.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Бунз В. И. Карта повторяемости семибалльных землетрясений Европы. В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
- Вегманн Е. Общий обзор.— В кн.: Живая тектоника. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Вуллард Дж. Соотношения земной коры и мантии в области Гавайских островов.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Вуллард Дж. Землетрясения как индикатор тектонической активности Северной Америки.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Тектоника Сахалина.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Мировая система срединно-океанских хребтов и ее северный фрагмент.— В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
- Ибрагимов Р. Н., Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А. Новейшие структуры Центральных Кызылкумов и их сеймотектонические особенности. Ташкент, «Фан», 1973.
- Казьмин В. Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы.— Геотектоника, 1976, № 6.
- Кайе А. Компенсационные изостатические течения и орогенез.— В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
- Карник В. Сейсмичность Европейского региона.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Карта Мира, м-б 1 : 20 000 000. Изд. гидрограф. упр. Министерства обороны СССР, 1967.
- Клосс Х. Глубинное зондирование в Западной Европе. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Кобаяси Т. Современные вертикальные движения в Японии.— В кн.: Живая тектоника. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 134.
- Лавров В. М., Бараиш М. С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1976, № 3.
- Литвин В. М. О разломной тектонике дна Атлантического океана.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Маловицкий Я. П., Есина Л. А., Москаленко В. Н., Осипов Г. В., Шимкус К. М. Глубинная структура и история геологического развития впадин Средиземного моря.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. Междунар. геол. конгр., XXV сес., Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976.
- Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М. Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4.
- Мещеряков Ю. А. О карте современных движений земной коры Европы.— В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
- Мэттсон П. Геологическое строение Пуэрто-Рико.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Милановский Е. Е., Ермаков В. А., Таракановский А. А. Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 3.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., «Наука», 1977.
- Ранкорн С. К. Конвекция в мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Сайкс Л. Р. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

- Сайкс Л. Р. Сейсмичность системы срединно-океанических хребтов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Сборщиков И. М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок).— Геотектоника, 1976, № 3.
- Собакарь Г. Т., Сомов В. И., Кузнецова В. Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Соловьева И. А. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Суворов А. И. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана).— Сов. геология, 1969, № 9.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Суворов А. И. Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, м-б 1:10 000 000, ГУГК СМ СССР, 1970.
- Тихий океан. Справочная карта м-ба 1:25 000 000. Изд. ГУГК СМ СССР, 1976.
- Фрэнк Р. Рифтовые долины.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Херси Дж. Морские геофизические исследования в Вест-Индии.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Чистяков А. А. Новейшая тектоника восточной части Предгималайского прогиба, Бенгальской впадины и окаймляющих их горных сооружений.— В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
- Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В., Киселев А. И., Шмотов А. П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Шор Дж. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Brogan G. E., Cluff L. S., Korringa M. K., Stemmmons D. B. Active faults of Alaska.— Tectonophysics, 1975, v. 29, No. 1.
- Fletcher B. N. A new Tertiary basin east of Lundy Island.— J. Geol. Soc., 1975, v. 131, No. 2.
- Grabert H. Das Amazonas Schersystem.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1976, No. 1.
- Grow J. A. Implications of Deep Sea Drilling, Sites 186 and 187 on island arc structure.— Jnit. Repts Deep Sea Drill. Proj., v. 19. Washington, D. C., 1973.
- Hawkins J. W., Jr. Geology of the Lau Basin, a marginal sea behind the Tonga Arc.— In: Geol. Contin. Margins. Berlin e. a., 1974.
- Katili J. A. Sumatra.— In: Mesozoic—Genozoic Orogenic Belts. Data Orogenic Stud. Edinburgh, 1974.
- Kent P. E. Review of north Sea Basin development.— J. Geol. Soc., 1975, v. 131, No. 5.
- Larue B., Daniel J., Recy J., Dibois J. De l'existence d'une zone d'expansion fossile dans l'Est de lamer de Corail (Sud-Ouest Pacifique).— C. R. Acad. sci., 1975. D281, No. 20.
- Lathram E. H. Aleutian Arc.— In: Mesozoic—Cenozoic Orogenic Belts. Data Orogenic Stud. Edinburgh, 1974.
- Ninkovich D. Late cenozoic clockwise rotation of Sumatra.— Earth and Planet Sci. Lett., 1976, v. 29, No. 2.
- Petkovich P. Origin of the Naturaliste Plateau.— Nature, 1975, v. 253, No. 5486.
- Prince R. A., Kulm L. D. Crustal rupture and the initiation of imbricate thrusting in the Peru—Chile Trench.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, No. 2.
- Schlich R. Structure et age de l'Océan indien occidental.— Com. nat. franc. rech. antarct. (Publs), 1975, No. 38.
- Sheridan R. E. Atlantic continental margin of North America.— In: Geol. Contin. Margins. Berlin e. a., 1974.
- Stemmmons D. B., Clark M. C., Noble D. C., Priest G. R., Bowman H. R., Hebert A. J., Wollenberg H. A., Sheridan M. F., Carver G. A., Smith R. S. U. Cenozoic deformation along the Sierra Nevada province and Basin and Range province boundary.— Calif. Geol., 1975, v. 28, No. 5.
- Smith A. J., Curry D. The structure and geological evolution of the English Channel.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1975, A 279, No. 1288.
- Tardy M. La nappe de Parras: un trait essentiel de la structure laramienne du secteur transverse de la Siera Madre orientall, Mexique.— Bull. Soc. geol. France, 1975, v. 17, No. 1.
- Ziegler P. A. Geologic evolution of North Sea and its tectonic framework.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, No. 7.

УДК 551.242

А. Я. КРАВЧИНСКИЙ

ПЕРИОДИЧНОСТЬ В ДРЕЙФЕ КОНТИНЕНТОВ

Рассмотрение палеомагнитных и палеогеографических данных указывает на неравномерность эпейрофореза континентов. В эпохи ускоренного направленного перемещения платформы воздымаются, замыкаются геосинклинали предыдущего тектонического цикла и закладываются новые, эпохи эпейрофореза тяготеют к эпохам знакопеременного режима геомагнитного поля. Сопряженность геолого-геофизических перестроек на континентах рассматривается в рамках геонимических этапов развития Земли. Предполагается, что последовательность геонимических этапов обусловлена разогреванием и охлаждением Земли.

Сопоставление палеомагнитных и палеогеографических материалов предпринималось в разное время. По существу все реконструкции палеоширот и палеоклиматов являются данью этому направлению. Идея сопоставления палеомагнитных и палеоклиматических материалов была высказана Дж. Эгером в 1956 г., а Э. Ирвинг (1962) и А. Н. Храмов (1958), по-видимому, первыми выполнили такие сопоставления. Успех оказался впечатляющим, и многие исследователи проводили подобные сравнения для различных геологических периодов и регионов. Трудно переоценить те далеко идущие следствия, которые вытекают из правильного решения вопроса о характере и масштабах горизонтальных движений континентов.

Сопряженность вертикальных движений и горизонтальных перемещений платформ была отмечена нами в 1966—1967 гг. на примере Сибирской платформы и в дальнейшем прослежена на всех континентах, в ряде случаев от венда до современной эпохи. Ниже приводятся некоторые данные, полученные и опубликованные автором за период с 1966 г., и некоторые выводы, вытекающие из рассмотрения палеогеографических и палеомагнитных материалов.

На рис. 1 в качестве примера показано распределение фанерозойских палеополюсов Сибирской платформы.

Полюсы позднего кембрия—ордовика Сибирской платформы располагаются в Австралии и образуют одну чрезвычайно компактную группировку.

Средний палеозой ознаменовался резким сближением полюсов и Сибирской платформы—среднепалеозойские полюсы располагаются вблизи Японских островов.

Позднепалеозойские и раннетриасовые полюсы находятся уже в непосредственной близости к платформе и на платформе (данные по сибирским траппам нуждаются в специальном рассмотрении).

И наконец, обособленную позицию занимают послетриасовые полюсы, локализованные в Арктической области.

На рис. 2 приведены кинематические характеристики, показывающие, что разделение палеомагнитных полюсов на группы является следствием неравномерного перемещения платформы относительно полюса: группирование полюсов происходит в период сравнительно устойчивого положения регионов, разрежение—в эпохи направленного ускоренного перемещения последних.

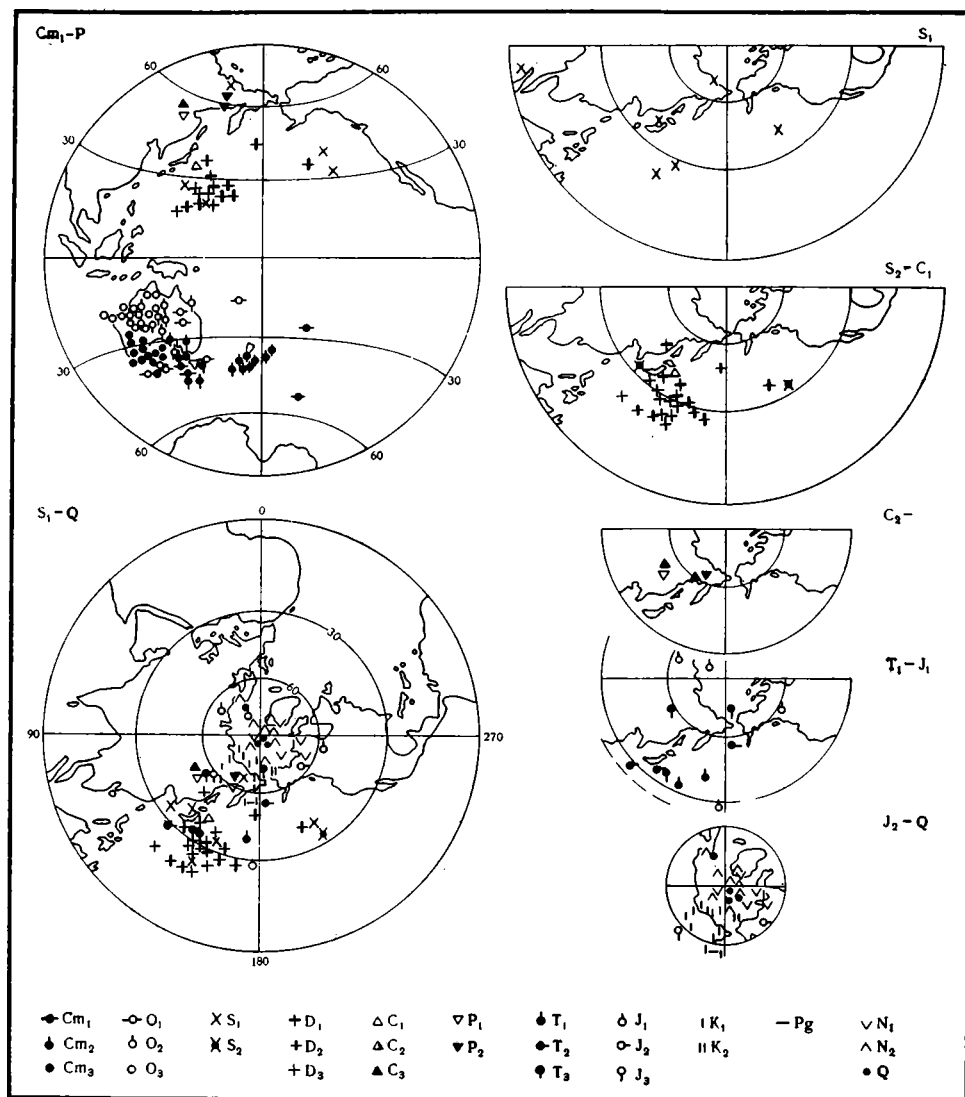


Рис. 1. Распределение палеомагнитных полюсов Сибирской платформы (по А. Я. Кравчинскому, 1970, с дополнениями и исправлениями)

С другой стороны, эпейрофорез — горизонтальные перемещения не являются автономным тектоническим актом и закономерно сочетаются с вертикальными эпейрогеническими движениями: перемещения сопровождаются воздыманиями, а устойчивое палеогеографическое положение — погружениями платформ.

Аналогичные результаты были получены и рассмотрены нами для Восточно-Европейской, Северо-Американской, Африканской, Австралийской, Индийской, Южно-Американской, Восточно-Антарктической платформ.

Это и послужило основанием для введения понятия «палеомагнитного этапа» как времени между двумя перегруппировками палеомагнитных полюсов. Совокупность геолого-геофизических событий, соответствующих во времени палеомагнитному этапу, было предложено называть геонимическим этапом.

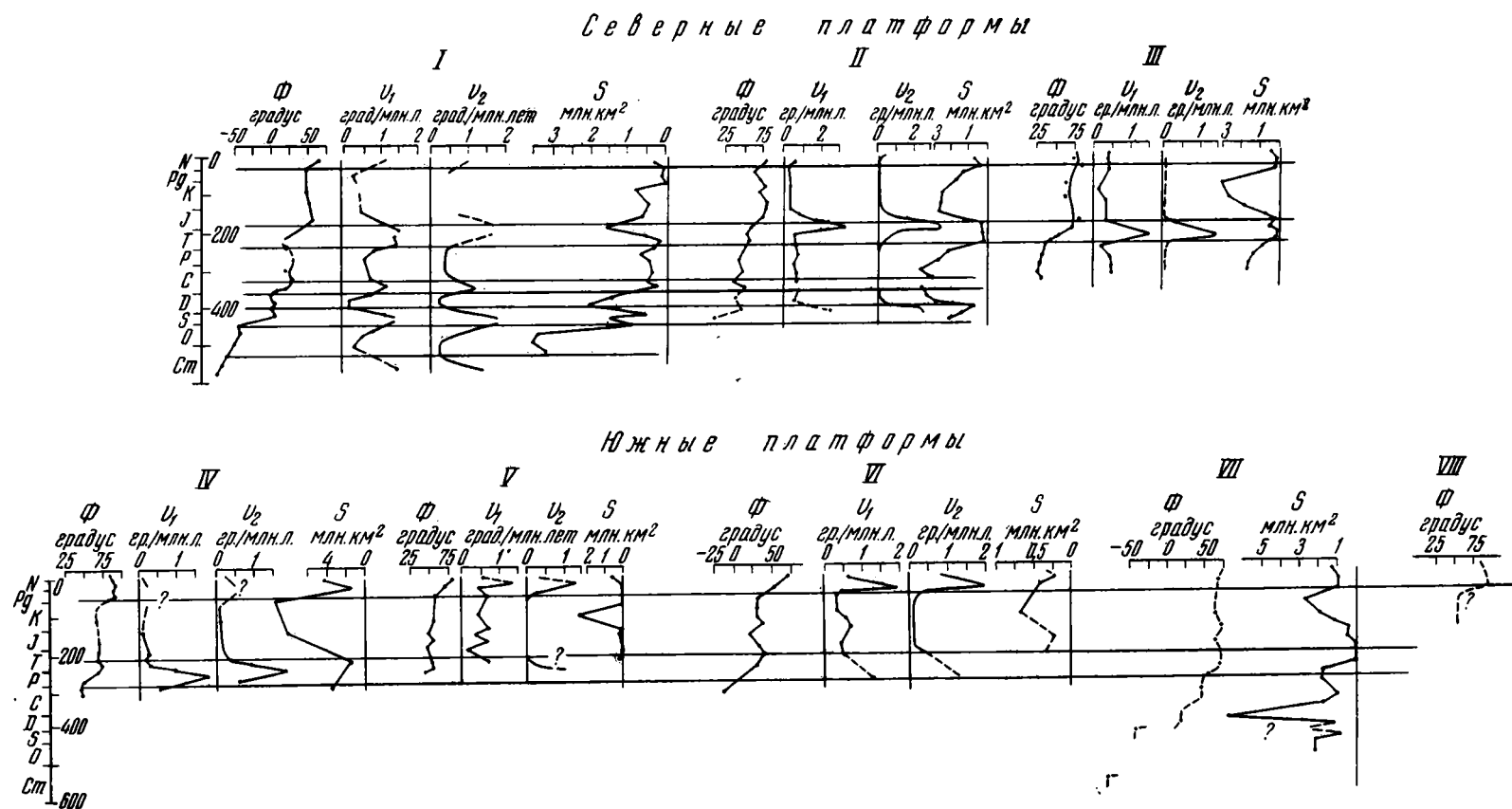


Рис. 2. Некоторые кинематические характеристики перемещения платформ относительно палеополюса и эпейрогенических движений платформ. При расчетах использованы сводки палеомагнитных данных (Палеомагнитные направления, 1971, 1973; Catalogue, 1972; McElhinny, 1968—1972, и др.). Φ — изменения широт палеомагнитного полюса во времени (сев. широты), V_1 — средние скорости «миграции» среднего палеомагнитного полюса, V_2 — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополюса, S — площади, покрывавшиеся морем в различные геологические эпохи.

I — Сибирская, II — Восточно-Европейская, III — Северо-Американская, IV — Африканская, V — Австралийская, VI — Индийская, VII — Южно-Африканская, VIII — Восточно-Антарктическая платформы

Последовательность геонимических этапов (РН) показана на рис. 3. Как видно из рис. 3, геонимический этап начинается с резкого замедления поступательного перемещения платформы и ее неравномерного погружения. Во второй его половине темп погружений и прогибаний постепенно замедляется и сменяется положительными движениями. К моменту нового перемещения платформы осадконакопление на ее территории почти прекращается. Эта последовательность тектонических движений сохраняется на каждом этапе. Меняются палеогеографическое положение региона, палеоклиматическая обстановка, положение основных областей погружения и прогибания, обновляется формационный ряд толщ, заполняющих эти области.

Рубежами геонимических этапов служат эпохи ускоренного направленного перемещения и воздымания.

Как видно из рис. 3, перемещение платформ осуществляется с некоторой достаточно правильной периодичностью, но неодновременно. По этому признаку можно выделить по меньшей мере два семейства платформ: северное (лавразийское) и южное (гондванское). Перемещение южных материков начинается почти на 40 млн. лет раньше, чем северных. Кстати, такое деление не является оригинальным и ранее было предложено Дю-Тойтом (Воронов, 1968), исходя из иных соображений.

Это позволяет говорить о сложной структуре планетарных эпох эпейрофореза, которые могут включать в себя одну либо несколько сближенных во времени эпох перемещения отдельных регионов и соответственно о глобальных периодах устойчивого палеогеографического положения регионов.

Судя по схеме (см. рис. 3), в фанерозое можно выделить и наметить шесть эпох планетарного эпейрофореза, приуроченных к рубежам шести геонимических этапов развития Земли. Пользуясь принятой в геологии системой индексации (снизу вверх), эти этапы могут быть названы первый фанерозойский, второй и т. д. до шестого.

Очевидно, что в эпохи планетарного эпейрофореза создаются условия, благоприятные для перемещения платформ, однако эти условия в силу многих причин (например, встречное движение и др.) реализуются полностью либо частично, либо вовсе не реализуются. Следствием такой редукции является кратное увеличение продолжительности геонимического этапа того или иного региона. Поэтому приходится различать планетарные эпохи эпейрофореза, когда происходит перемещение одного либо многих континентов, и региональные, когда речь идет о развитии конкретного региона.

Было бы, очевидно, неправильным рассматривать движения платформ в отрыве от событий в прилегающих складчатых областях.

В развитии складчатых областей принято выделять две стадии: собственно геосинклинальную (прогибания) и орогенную (воздымания и складчатости).

Обратимся к примеру Сибирской платформы. Сибирская платформа на западе и юге обрамляется байкальскими складчатыми системами. На западе они перекрыты мезозойско-кайнозойскими толщами Западно-Сибирской плиты, а на юге граничат с ранними каледонидами Алтае-Саяно-Байкальской области.

Собственно геосинклинальный комплекс ранних каледонид сложен докембрийскими, ранне- и среднекембрийскими метаморфическими толщами и перекрыт позднекембрийскими орогенными образованиями (молассаами). В Джебашском антиклинории Западного Саяна в орогенном комплексе возможно участие верхов среднего кембрия.

С другой стороны, именно в среднем кембрии (см. рис. 1, 2) произошли перегруппировка палеополюсов Сибирской платформы и ее региональное воздымание.

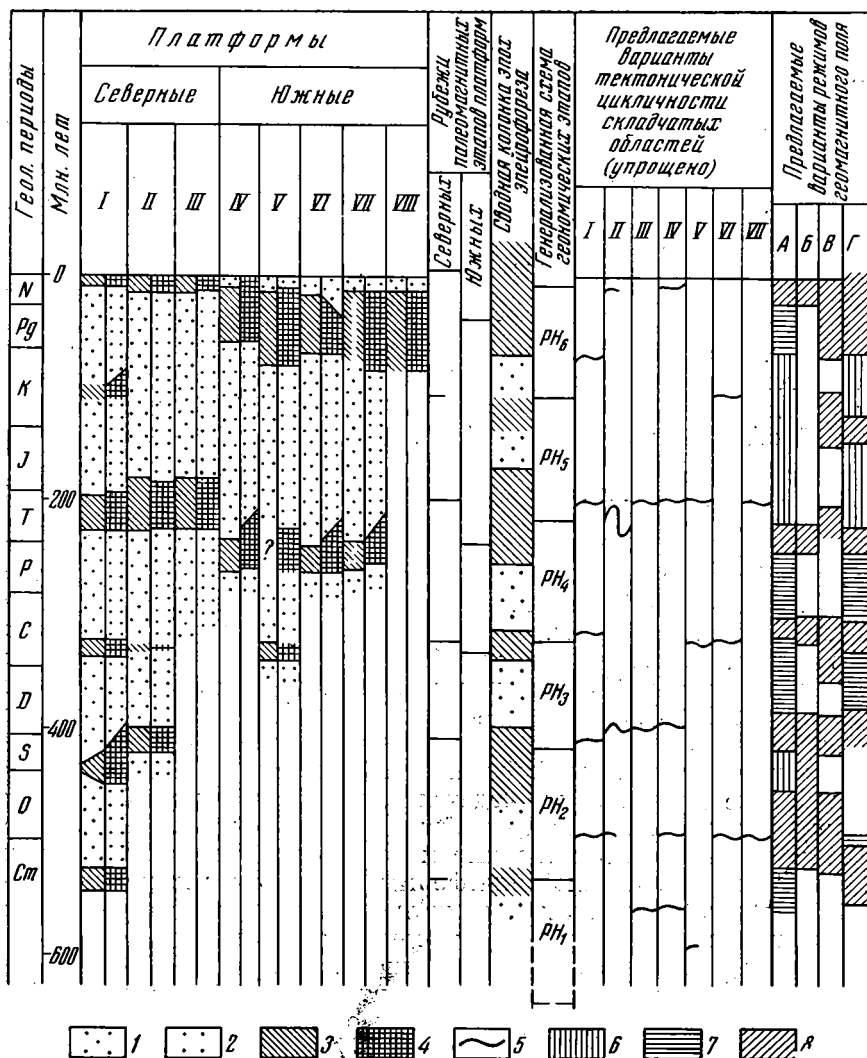


Рис. 3. Генерализованная схема геотектонических этапов развития Земли

1 — периоды относительно устойчивого, палеогеографического положения платформ, 2 — периоды преобладающего погружения и прогибания, 3 — эпохи эпейрофореза, 4 — эпохи преобладающего воздымания платформ, 5 — границы между тектоническими циклами, 6 — режим устойчивого геомагнитного поля прямой полярности, 7 — режим устойчивого геомагнитного поля обратной полярности, 8 — знакопеременное поле.

Платформы: I — Сибирская, II — Восточно-Европейская, III — Северо-Американская, IV — Африканская, V — Австралийская, VI — Индийская, VII — Южно-Американская, VIII — Восточно-Антарктическая.

Границы между тектоническими циклами складчатых областей даны для Сибири — по М. А. Усову; для Европы — по Г. Штилле, В. В. Белоусову, А. А. Богданову; для остальных регионов — по А. А. Богданову (Справочник по тектонической терминологии, 1970; Геологический словарь, 1973; Ханн, 1971).

Режимы геомагнитного поля даны: А — по А. Н. Храмову (1967); Б — по Э. А. Молодцовскому (1970); В — по Ю. М. Шейнманну (1973); Г — по А. Я. Кравчинскому (1974)

Поздние каледониды Западного Саяна и севера Тувы занимают ограниченные площади. Собственно геосинклинальный комплекс поздних каледонид формировался в раннем палеозое, а со второй половины силура начинается накопление моласс. По палеомагнитным данным, в силуру произошло перемещение Сибирской платформы из приэкваториальной области в средние широты и ее подъем.

Герцинские складчатые сооружения опоясывают платформу и окаймляющие ее байкальские и каледонские системы с севера, запада и юга. В целом структура герцинид довольно сложна и, как отметил А. Л. Яншин (Тектоника Евразии, 1966), герциниды надо было бы, так же как каледониды, разделить на несколько возрастных групп, по меньшей мере на две: ранне- и позднегерцинскую.

Ранние герциниды располагаются в основном западнее платформы, поздние — с севера и юга. Заложение герцинских геосинклиналей относится к силуру, т. е. к эпохе эпейрофореза платформы и замыкания позднекаледонских геосинклинальных систем. Окончание собственно геосинклинального развития ранних герцинид приходится на конец раннего — начало среднего карбона и сопряжено с визейским перемещением платформы. Среднетриас-лейасовое перемещение совпадает с окончанием орогенного развития областей герцинской складчатости и замыканием позднегерцинских геосинклинальных систем Таймыра и Монголо-Охотской области, которые, по Н. П. Хераскову (Тектоника Евразии, 1966), сходны с мезозоидами (ранними альпидами), но отнесены к герцинидам, потому что их геосинклинальное развитие закончилось в нижнем триасе.

На востоке Сибирская платформа граничит с Верхояно-Чукотской раннеальпийской складчатой областью. Ее собственно геосинклинальный комплекс начал формироваться в позднем палеозое после визейского перемещения платформы.

И наконец, восточную окраину Азиатского материка занимают кайнозойские структуры Тихоокеанского подвижного пояса (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Заложение геосинклиналей происходило здесь в конце триаса и сопряжено с завершением орогенного этапа развития герцинид и перемещением Сибирской платформы. Основные складкообразовательные движения приходятся здесь на конец неогена — антропоген и совпадают с началом новейшей перегруппировки палеополусов.

Таким образом, рассмотренные материалы показывают, что каждому перемещению Сибирской платформы сопутствуют прекращение собственно геосинклинального развития либо завершение орогенной стадии развития геосинклинальных систем одного тектонического цикла и заложение новых геосинклинальных прогибов.

В приложении к различным континентам эпейрофорез и стадийность геосинклинального развития складчатых областей рассмотрены в работах (Кравчинский, 1975; 1976_{1,2,3} и др.). Моментам перемещения платформ в разрезах геосинклинальных толщ отвечают границы между геосинклинальными комплексами. Эти границы заметно скользят во времени и пространстве, что вполне согласуется с развиваемыми представлениями о длительности планетарных эпох эпейрофореза и некоторой асинхронности движений отдельных платформ. С этих позиций орогенез представляется как результат активного взаимодействия относительно пластичных геосинклинальных толщ с консолидированными блоками древних платформ.

На рис. 3 приведены различные варианты тектонической цикличности складчатых областей (Справочник по тектонической терминологии, 1970; Геологический словарь, 1973; Хаин, 1971) в сопоставлении со схемой геонимических этапов. И хотя границы тектонических циклов разные авторы дают не вполне одинаково, все многообразие разработанных схем фанерозоя без натяжек сопоставляется с генерализованной схемой геонимических этапов. Наиболее показательны в этом отношении эпохи эпейрофореза на рубежах каледонского и раннегерцинского, раннегерцинского и позднегерцинского, позднегерцинского и альпийского циклов.

Параллельно на рис. 3 показаны различные варианты режимов геомагнитного поля в фанерозое. Представление о различных режимах

выдвинуто А. Н. Храмовым с сотрудниками в 1965 г. Было выделено три режима: 1) устойчивое геомагнитное поле современной (нормальной) полярности с редкими «всплесками» поля обратной полярности; 2) устойчивое поле обратной полярности с редкими всплесками поля нормальной полярности; 3) знакопеременное поле — частое (0,5—5 млн. лет) чередование полей современной и обратной полярности.

Э. А. Молостовский (1970) обратил внимание на периодичность эпох знакопеременного поля. На рис. 3 последовательность режимов геомагнитного поля сопоставлена с последовательностью геологических этапов. Очевидно хорошее соответствие периодов устойчивого палеогеографического положения регионов и устойчивого геомагнитного поля, эпох эпейрофореза и знакопеременного поля.

Чередование периодов устойчивого палеогеографического положения с эпохами направленного ускоренного перемещения, сопряженность вертикальных и горизонтальных движений, групповой характер эпейрофореза, асинхронность перемещений, различия режимов геомагнитного поля в совокупности не рассматриваются и не находят объяснения в известных геотектонических концепциях и гипотезах.

В новейших геотектонических построениях в отличие от предположений А. Вегенера постулируется перемещение верхней твердой оболочки Земли — литосферы по уровню астеносферы (слабого слоя) (Новая глобальная тектоника, 1974). Логично предположить, что с исчезновением астеносферного слоя должен прекратиться и дрейф континентов. В таком аспекте вопрос континентального дрейфа рассматривается, по-видимому, впервые, хотя возможность консолидации субпластичной астеносферы ранее неоднократно и обстоятельно обсуждалась Е. А. Любимовой (1970).

По современным представлениям причиной возникновения астеносферного слоя является аморфизация и частичное (от 0,1 до 10%) плавление вещества верхней мантии (Магницкий, 1968). Равенство средних величин теплового потока на континентах и океанах (Любимова, 1970) указывает, что в верхней мантии под океанами температура выше, так как вклад тонкой и обедненной радиоактивными компонентами коры океанов в тепловой поток пренебрежительно мал.

Объективным подтверждением этого вывода является погружение верхней границы астеносферы под континенты. Например, под океаническими рифтовыми впадинами Атлантического и Индийского океанов граница астеносферы поднимается до 20—40 км, близ океанических глубоководных желобов погружается до 80—100 км, а в Центральной Азии — до 140 км и более (Ушаков, 1974).

Естественно предположить, что консолидация астеносферного слоя будет происходить неодинаково под континентами и океанами. Субокеаническая астеносфера, перекрытая маломощной океанической литосферой, будет охлаждаться быстрее. Это повлечет за собой изменение соотношения мощностей континентальной и океанической литосферы и некоторое уменьшение континентального корня литосферы за счет более быстрого охлаждения субокеанической астеносферы, что могло бы качественно вполне объяснить погружение континентов в период их устойчивого палеогеографического положения.

Развиваемые представления устраняют трудности в понимании асинхронности горизонтальных перемещений литосферных блоков, поскольку разобщенность, разные площади и мощности последних предполагают соответствующие изменения мощности астеносферы и колебания продолжительности цикла разогрев — охлаждение (воздымание — погружение, эпейрофорез — стабильность).

Синхронное перемещение нескольких платформ происходит в том случае, когда они являются составными частями более крупной платформы либо были спаяны воедино складчатыми системами в момент пере-

мещения, как это показано в работах (Новая глобальная тектоника, 1974).

Источником геомагнитного поля является земное ядро — только в жидком ядре возможны достаточно быстрые движения вещества. Существование плотного жидкого ядра означает, что происходит (либо происходила) интенсивная дифференциация первичного субстрата Земли, при которой вещества более тяжелые, чем вещества жидкого ядра, должны тонуть в нем, а более легкие всплывать. Такова основная идея глубинной дифференциации по В. А. Артюшкову (1970). Она очень проста и не зависит от состава ядра, тяжелого и легкого материала. Перенос легкого материала наверх может осуществляться путем конвекции (Сорохтин, 1974) либо, если конвекция невозможна, всплыванием больших масс легкого материала. После разделения расплава на легкую и тяжелую фракции и выноса значительного количества тепловой энергии в область астеносферы наступает период относительного покоя и нового накопления тепловой энергии — процесс повторяется. В таком случае следует предположить, что концентрация континентов в той или иной части земной поверхности зависит от местоположения областей разгрузки легкого материала. Поэтому можно ожидать, что полярность геомагнитного поля тесно связана со структурой литосферы.

Действительно, устойчивое геомагнитное поле нормальной полярности характерно для мезозоя и кайнозоя. По палеомагнитным данным, в это время около 60% суши располагалось в северном полушарии. В позднем палеозое господствовал режим устойчивого поля обратной полярности. 60% площади материков находилось в это время к югу от экватора. В обоих случаях северный геомагнитный полюс располагается в континентальном полушарии. В эпохи дифференциации вещества и эпейрофореза поле знакопеременно.

Таким образом, наблюдаемую последовательность геонимических этапов можно было бы объяснить, исходя из представления о периодическом разогревании и последующем охлаждении Земли.

Литература

- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5.
- Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968.
- Геологический словарь, т. 2. М., «Недра», 1973.
- Ирвинг Э. Перемещение полюсов в свете данных палеомагнетизма и палеоклиматологии. — В сб.: Палеомагнетизм. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Кравчинский А. Я. Палеомагнитные этапы развития Сибирской платформы в палеозое. Автореф. канд. дис., Иркутский ун-т, 1968.
- Кравчинский А. Я. Перемещение Сибирской платформы (по палеомагнитным и палеоклиматическим данным). — Геотектоника, 1970, № 6.
- Кравчинский А. Я. Некоторые особенности дрейфа докембрийских платформ. — В сб.: История магнитного поля Земли в палеозое. Изд-во Ин-та физики им. Л. В. Киренского СО АН СССР, Красноярск, 1973.
- Кравчинский А. Я. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе. — Геотектоника, 1973, № 6.
- Кравчинский А. Я. Палеомагнитные этапы развития докембрийских платформ. — В сб.: Состояние и перспективы развития геофизических работ — в Восточной Сибири при изучении геологического строения и поисках твердых полезных ископаемых. Иркутск, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1973.
- Кравчинский А. Я. Перспективы применения палеомагнитного метода при прогнозировании размещения некоторых полезных ископаемых. — В сб.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, «Восточно-Сибирская правда», 1974.
- Кравчинский А. Я. Некоторые предпосылки и данные о согласованных изменениях палеоширот, палеоклиматов и органического мира. Тез. докл., 21 сес. Всес. палеонтол. о-ва. Л., 1975.
- Кравчинский А. Я. О времени основного орудуения на Коршуновском железорудном месторождении. — Матер. семинара «Методика крупно-среднемасштабных геол. съемок при поисках и разведке месторождений твердых полезн. ископаемых». Иркутск, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1976.

- Кравчинский А. Я.* Реакция геосинклинальных областей на горизонтальные перемещения Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1976, № 6.
- Кравчинский А. Я.* Этапность геологического развития Земли с учетом палеомагнитных данных.— Матер. X конф. по постоянному магнитному полю Земли, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. М., «Наука», 1976.
- Кравчинский А. Я., Давыдов В. Ф.* Предварительная палеомагнитная шкала времени для Восточной Сибири.— В сб.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, «Восточно-Сибирская правда», 1974.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Любимова Е. А.* Тепловые потоки и динамика земных недр.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5.
- Магницкий В. А.* Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.
- Молотовский Э. А.* К вопросу об изменениях магнитного поля Земли в поздней перми и раннем триасе и их корреляция с геологическими явлениями.— Матер. 8 конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. 2. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (справочные данные по СССР), под ред. А. Н. Храмова. Изд-во Всес. нефт. и-и. геологоразвед. ин-та, 1971.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (справочные данные по СССР), под ред. А. Н. Храмова. Материалы мирового центра данных МЦД-Б, М., 1973.
- Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.
- Справочник по тектонической терминологии, под ред. Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова. М., «Недра», 1970.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли. Итоги науки и техники. Физика Земли, т. 1. М., 1974.
- Хашин В. Е.* Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.
- Храмов А. Н.* Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е.* Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967.
- Храмов А. Н., Родионов В. П., Комиссарова Р. А.* Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР.— В сб.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., «Наука», 1965.
- Шейнманн Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., отд. геол., 1970, т. 48, вып. 5.
- Catalogue of palaeomagnetic directions and poles. First issue. Publications of the Earth Physic branch. Department of energy, mines and resources. Ottawa. Auth.: A. Hicken, E. Irving, L. K. Law, J. Hastle, 1972, v. 45, No. 1.
- McElhinny M. W.* Palaeomagnetic directions and pole positions. VIII.— Geophys. J., 1968, v. 15, No. 4.
- McElhinny M. W.* Palaeomagnetic directions and pole positions. IX.— Geophys. J., 1968, v. 16, No. 2.
- McElhinny M. W.* Palaeomagnetic directions and pole positions. X.— Geophys. J., 1969, v. 18, No. 3.
- McElhinny M. W.* Palaeomagnetic directions and pole positions. XI.— Geophys. J., 1970, v. 20, No. 2.
- McElhinny M. W.* Palaeomagnetic directions and pole positions. XII.— Geophys. J., 1972, v. 27, No. 3.

УДК 551.242.51 (470.3)

М. И. ОСТРОВСКИЙ
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ
И ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА
ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

На основе данных глубокого бурения и комплексных геофизических исследований рассматриваются вопросы тектоники, районирования рельефа и геолого-петрографических комплексов фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы. Выявленные геологические соотношения уточняют прежние представления об эволюции складчатых структур, глубинных разломов и магматизма в истории формирования фундамента в архее, раннем и среднем протерозое.

Материалы глубокого бурения и геофизических исследований, проведенных в центре европейской части СССР за последние 12 лет (1965—1976 гг.), позволяют уточнить данные о структуре фундамента Русской плиты и дополнить представления по этому вопросу, изложенные в работах Р. А. Гафарова (1963), В. А. Дедеева (1972), В. Н. Зандера и др. (1967), М. В. Муратова (1973), А. С. Новиковой (1971), а также автора (Островский, 1963; Веселовская, Островский, 1967).

Разностороннее изучение керна буровых скважин, особенно керна 40 скважин, впервые вскрывших фундамент в наиболее погруженных зонах, обеспечило надежную петрографическую характеристику многочисленных разновидностей горных пород. Для целей тектонического анализа представлялось целесообразным установить принадлежность пород фундамента к тем или иным характерным формациям или комплексам горных пород, распознаваемым в геофизических полях и различающимся по условиям залегания и времени образования.

Обособление групп горных пород в единые геолого-петрографические комплексы проведено нами на основе сходства и общности у них 2—3 или более таких параметров, как степень метаморфизма, вещественный состав, физические свойства и поведение в геофизических полях, радио-геохронологический возраст, характер залегания. Выделено три главных комплекса метаморфических пород:

- 1) гнейсо-амфиболитовый, известный как в нижнепротерозойских, так и в архейских массивах (в последних сопровождается плагиогранитами и диоритами);
- 2) мигматитов и микроклиновых гранитов нижнего протерозоя;
- 3) слюдистых сланцев, кварцито-песчаников и мраморов среднего протерозоя.

Среди магматических образований широко представлен комплекс базитов и гипербазитов, имеющий, судя по их пространственной связи с протерозойскими глубинными разломами, скорее всего средне-верхнепротерозойский возраст. Установлены также единичные выходы гранитов рапакиви и сиенитов среднего протерозоя.

СОСТАВ И СТРУКТУРА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Архейские образования находятся по периферии рассматриваемой территории и слагают угловато-овальные в плане массивы, достигающие размеров 100—300×250—400 км. Среди них выделяются: Новгородский, Опаринский, Могилевский и Токмовский массивы (рис. 1 и 2).

В пределах Новгородского массива все скважины (Порхов, Старая Русса, Тосно и др.) вскрыли мигматиты и микроклиновые граниты. Для

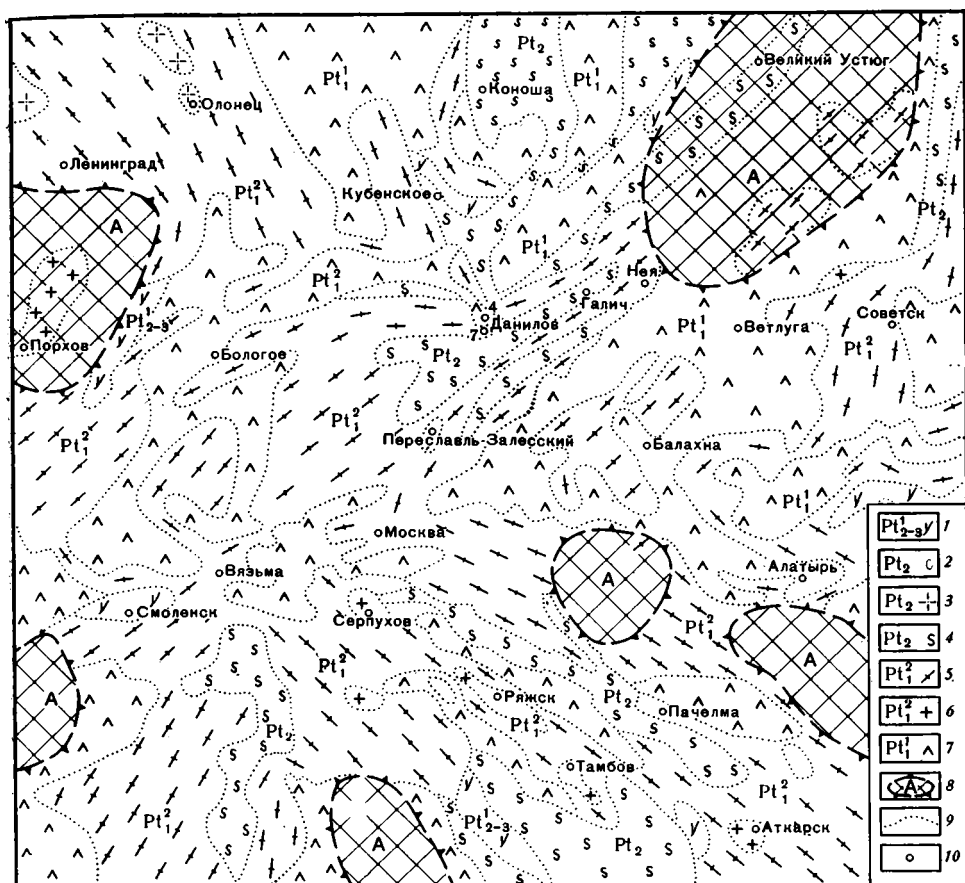


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта фундамента центральных районов Русской плиты Восточно-Европейской платформы.

1—3 — средне- и, возможно, позднепротерозойские магматические образования: 1 — базиты и гипербазиты, 2 — сиениты, 3 — граниты рапакиви; 4 — сланцы, кварцито-песчаники и мраморы среднего протерозоя; 5—7 — раннепротерозойские образования: 5 — мигматиты, 6 — микроклиновые граниты, 7 — гнейсы и амфиболиты, не подвергшиеся микроклинизации; 8 — архейские гнейсы, амфиболиты, плагиограниты и диориты; 9 — геологические контакты; 10 — скважины

Опаринского массива характерны плагиограниты, установленные скважинами Гагаринской и Рождественской-4. В последней скважине, расположенной близ разлома, пересекающего южный склон массива, плагиограниты интенсивно микроклинизированы. Породы кристаллического основания в пределах Могилевского и Воронежского массивов и в Качимском блоке Токмовского массива представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми и подобными им гнейсами с прослоями глиноземистых гнейсов, амфиболитами и реже диоритами (Качимский блок). Бала-

УДК 551.242.51 (470.3)

М. И. ОСТРОВСКИЙ
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ
И ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА
ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

На основе данных глубокого бурения и комплексных геофизических исследований рассматриваются вопросы тектоники, районирования рельефа и геолого-петрографических комплексов фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы. Выявленные геологические соотношения уточняют прежние представления об эволюции складчатых структур, глубинных разломов и магматизма в истории формирования фундамента в архее, раннем и среднем протерозое.

Материалы глубокого бурения и геофизических исследований, проведенных в центре европейской части СССР за последние 12 лет (1965—1976 гг.), позволяют уточнить данные о структуре фундамента Русской плиты и дополнить представления по этому вопросу, изложенные в работах Р. А. Гафарова (1963), В. А. Дедеева (1972), В. Н. Зандера и др. (1967), М. В. Муратова (1973), А. С. Новиковой (1971), а также автора (Островский, 1963; Веселовская, Островский, 1967).

Разностороннее изучение керна буровых скважин, особенно керна 40 скважин, впервые вскрывших фундамент в наиболее погруженных зонах, обеспечило надежную петрографическую характеристику многочисленных разновидностей горных пород. Для целей тектонического анализа представлялось целесообразным установить принадлежность пород фундамента к тем или иным характерным формациям или комплексам горных пород, распознаваемым в геофизических полях и различающимся по условиям залегания и времени образования.

Обособление групп горных пород в единые геолого-петрографические комплексы проведено нами на основе сходства и общности у них 2—3 или более таких параметров, как степень метаморфизма, вещественный состав, физические свойства и поведение в геофизических полях, радио-геохронологический возраст, характер залегания. Выделено три главных комплекса метаморфических пород:

- 1) гнейсо-амфиболитовый, известный как в нижнепротерозойских, так и в архейских массивах (в последних сопровождается плагиогранитами и диоритами);
- 2) мигматитов и микроклиновых гранитов нижнего протерозоя;
- 3) слюдистых сланцев, кварцито-песчаников и мраморов среднего протерозоя.

Среди магматических образований широко представлен комплекс базитов и гипербазитов, имеющий, судя по их пространственной связи с протерозойскими глубинными разломами, скорее всего средне-верхнепротерозойский возраст. Установлены также единичные выходы гранитов рапакиви и сиенитов среднего протерозоя.

СОСТАВ И СТРУКТУРА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Архейские образования находятся по периферии рассматриваемой территории и слагают угловато-овальные в плане массивы, достигающие размеров 100—300×250—400 км. Среди них выделяются: Новгородский, Опаринский, Могилевский и Токмовский массивы (рис. 1 и 2).

В пределах Новгородского массива все скважины (Порхов, Старая Русса, Тосно и др.) вскрыли мигматиты и микроклиновые граниты. Для

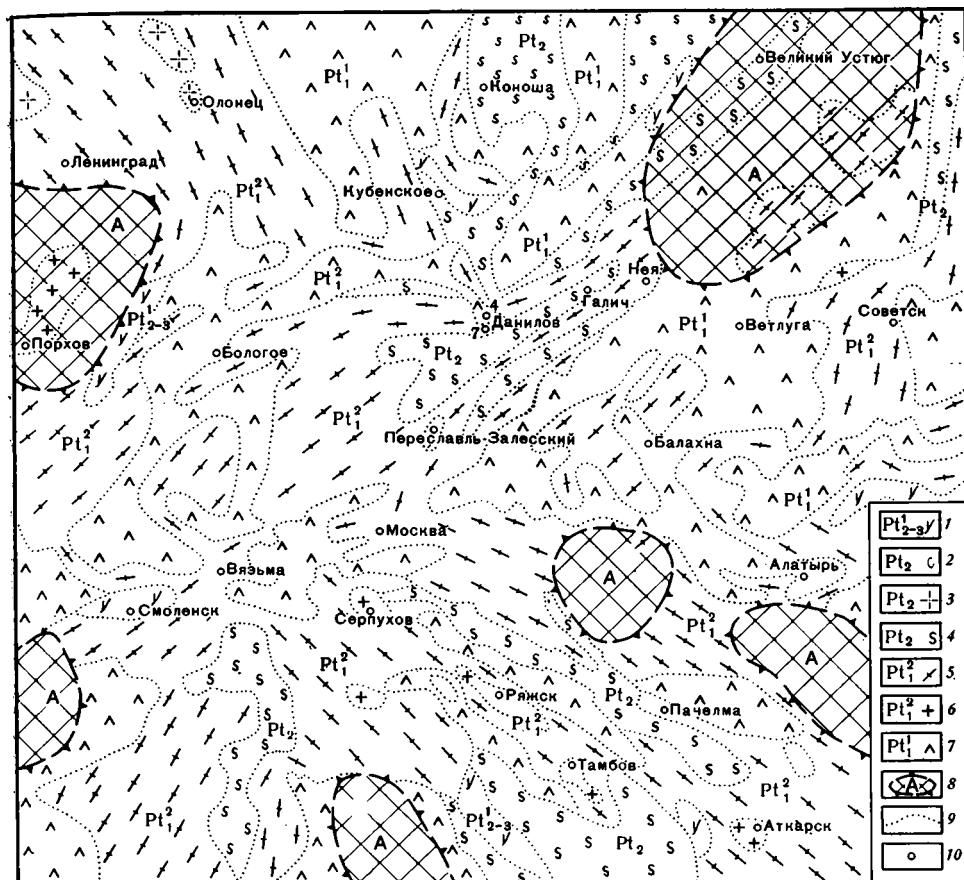


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта фундамента центральных районов Русской плиты Восточно-Европейской платформы.

1—3 — средне- и, возможно, позднепротерозойские магматические образования: 1 — базиты и гипербазиты, 2 — снениты, 3 — граниты рапакиви; 4 — сланцы, кварцито-песчаники и мраморы среднего протерозоя; 5—7 — раннепротерозойские образования: 5 — мигматиты, 6 — микроклиновые граниты, 7 — гнейсы и амфиболиты, не подвергшиеся микроклинизации; 8 — архейские гнейсы, амфиболиты, плагиограниты и диориты; 9 — геологические контакты; 10 — скважины

Опаринского массива характерны плагиограниты, установленные скважинами Гагаринской и Рождественской-4. В последней скважине, расположенной близ разлома, рассекающего южный склон массива, плагиограниты интенсивно микроклинизированы. Породы кристаллического основания в пределах Могилевского и Воронежского массивов и в Качимском блоке Токмовского массива представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми и подобными им гнейсами с прослоями глиноземистых гнейсов, амфиболитами и реже диоритами (Качимский блок). Бала-

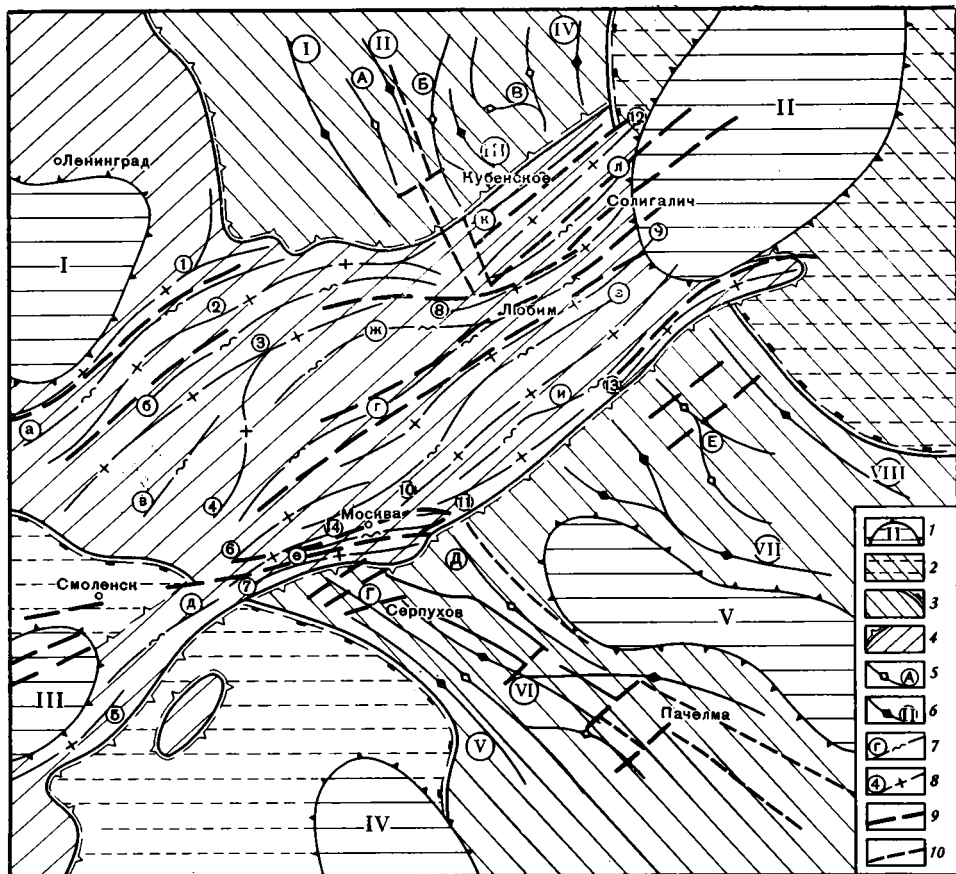


Рис. 2. Схематическая карта элементов структуры фундамента центральных районов Русской плиты Восточно-Европейской платформы.

1 — архейские срединные массивы (беломориды): I — Новгородский, II — Опаринский, III — Могилевский, IV — Воронежский, V — Токмовский; 2 — зоны тектонической переработки беломорид, 3 — карелиды; 4 — Вязьмо-Костромская тектоническая зона; 5—6 — структурные элементы карелид: 5 — синклинории и межгорные прогибы: А — Десятовский, Б — Вологодский, В — Коношский, Г — Серпухово-Токмовский, Д — Пачелмский, Е — Лысковский; 6 — антиклинории: I — Череповецкий, II — Белозерский, III — Волошкинский, IV — Вельский, V — Ливадийско-Чадаевский, VI — Чаплыгинский, VII — Алатырский, VIII — Ветлужский, 7—8 — структурные элементы Вязьмо-Костромской зоны: 7 — среднепротерозойские трог (палеоавлакоены): а — Крестцовский, б — Молоковский, в — Нелидовский, г — Ростовский, д — Рославльский, и — Шуйский, к — Тарногский, л — Солигаличский; 8 — антиклинорные выступы: 1 — Маловишерский, 2 — Пестовский, 3 — Максатихинский, 4 — Старицкий, 5 — Струговобудский, 6 — Поваровский, 7 — Боровский, 8 — Любимский, 9 — Переславльский, 10 — Киржачско-Макарьевский, 11 — Владимирский, 12 — Тотьминский, 13 — Унженский, 14 — Можайский; 9—10 — глубинные разломы: 9 — среднепротерозойские, 10 — раннепротерозойские

хонихский блок Токмовского массива сложен в основном мигматитами. Немногочисленные калий-аргоновые датировки указанных образований (1600—2000 млн. лет) отражают время метаморфизма, мигматизации и других вторичных изменений пород.

На Балтийском щите архейский беломорский комплекс, слагаемый сходными амфиболитами, гнейсами, мигматитами, интрузивными и вулканогенными породами основного состава, характеризуется датировками, по данным рубидий-стронциевых и других определений, в 2600—3100 млн. лет (Шуркин, 1968; Лобач-Жученко и др., 1972). Мигматизация гнейсов обусловлена, считает К. А. Шуркин (1968), высокотемпера-

турным кремнещелочным метасоматозом и селективным плавлением, появившимся синхронно с главной фазой складчатости архейских образований на рубеже архея и протерозоя. В целом архейские образования от нередко сходных с ними по внешнему виду нижнепротерозойских отличаются выдержанным на значительных расстояниях составом и региональным метаморфизмом в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Еще более отчетливы различия геофизических полей, так как только архейским массивам присущи весьма слабые изометричные хаотично расположенные так называемые мозаичные магнитные и гравитационные аномалии.

Нижнепротерозойские гнейсо-амфиболитовый и мигматито-гранитный метаморфические комплексы распространены очень широко, выделяясь в виде линейных или многоугольных вытянутых блоков преимущественно северо-западного простираения (см. рис. 1). Для этих комплексов характерны интенсивная изоклинальная складчатость с углами наклона слоев 50—90°, зональность в распределении проявлений метаморфизма разных ступеней. Наиболее высокотемпературные фации зональных преобразований горных пород отмечаются вблизи зон глубинных разломов. Аномалии гравитационного и особенно магнитного полей отчетливо отображают линейность строения нижнепротерозойских комплексов.

В гнейсо-амфиболитовый комплекс, отвечающий повышенным значениям магнитных аномалий, включены гнейсы, практически не затронутые процессами калиевой фельдшпатизации, содержащие менее 5% микроклина, и амфиболиты. Среди гнейсов преобладают плагиоклаз-биотитовые, амфибол-плагиоклаз-биотитовые, реже — гранат- или кордиерит-биотитовые разновидности. Нередко в гнейсах отчетливо заметны следы альбитизации и каолинизации плагиоклазов, замещения роговой обманки хлоритом, эпидотом, мусковитом, карбонатом, а биотита — сидеритом. Немикроклинизированные гнейсы встречаются в скважинах Алатырь, Балахна 1 и 2, Горький, Данилов 4, Дьяконово 1 и 3, Макарьев, Поварово, Сомово, Танеевка, Тарногский городок, Тотьма, Чаплыгин и др. Амфиболиты с преобладающей в них роговой обманкой (80%) встречаются реже. Они либо переслаиваются с гнейсами (Бологое, Лежа, Решма, Рождественская 1), либо слагают монолитные блоки (Ветлуга, Липецк, Пестово). Возраст этих пород, по данным единичных радиогеохронологических датировок по керну скважин Макарьев, Тотьма, Рождественское, не менее 1900—2100 млн. лет.

В мигматито-гранитном комплексе, которому соответствуют в основном пониженные магнитные аномалии, объединены мигматиты (интенсивно микроклинизированные гнейсы и их гранитизированные разновидности), микроклиновые граниты и другие подобные породы, являющиеся продуктом кремне-калиевого метасоматоза более древних образований. За пределами архейских массивов мигматиты установлены в скважинах Боевская (Москва), Букалово 2, Вязьма, Галич, Данилов 7, Зубова Поляна, Крестцы 1, Любим 5, Максатиха, Молоково 1, Нелидово, Редькино, Ярцево, в районах Пачелмы и Ульяновска. В мигматитах отчетливо распознаются хорошо сохранившиеся по сравнению с плагиоклазами свежие зерна новообразованных микроклина, микроклипертита величиной до 3 мм (10—40%) и кварца. Вблизи от зон глубинных разломов отмечаются силлиманит-биотит-микроклиновые гранатсодержащие гнейсы, чередующиеся с гранат-амфиболовыми (Любим 5) или гранат-биотит-кордиеритовыми мигматитами (Галич).

Микроклиновые граниты выделяются в зонах линейных магнитных минимумов. Они вскрыты скважинами Аткарск, Нея 1, Ильинская, Котельнич, Плавск, Ряжск, Серпухов, Тамбов, Толбухин. Зерна микроклина величиной до 1 см составляют до 50—65% объема этих пород.

Зональность мигматитовых образований позволяет, вслед за А. И. Педашенко (1959), считать, что процессы микроклинизации проявлялись

не повсеместно и не постоянно, а лишь в благоприятных структурных и историко-геологических условиях. Можно думать, что в первоначальных прогибах подвижных поясов протерозоя накапливались вулканогенные толщи, превращенные затем в немикроклинизированные гнейсы и амфиболиты. После структурной перестройки в ходе процессов тектономагматической активизации в менее «уплотненные» толщи новых прогибов, по-видимому, скорее проникали флюиды, способствовавшие образованию метасоматических гранитоидов.

Среднепротерозойский комплекс метаморфических пород, характеризуясь относительно спокойным залеганием слоев, локализован в зонах различного простираия — на севере и юге субдолготного; а в центре — широтного или северо-восточного (см. рис. 1). Комплекс представлен слюдястыми (кварц-биотитовыми, гранат-биотитовыми, плагиоклаз- и амфибол-биотитовыми в разной степени серицитизированными и хлоритизированными) сланцами, кварцитами, кварцито-песчаниками и мраморами, формировавшимися в условиях низкотемпературного регионального метаморфизма, главным образом фации зеленых сланцев.

На восточном склоне Воронежского свода (Балашов, Борисоглебск, Инжавино, Ольховка) слюдястые сланцы залегают почти горизонтально (Веселовская, Островский, 1967), в центральной и северной частях региона (Букалово 2, Великий Устюг, Кубенское, Покровское, Пошехонье, Ростов, Галич) углы наклона сланцев достигают нескольких десятков градусов. Нередко (Пошехонье, Кубенское) сланцы содержат прослои метаалевролитов или кварцитовидных песчаников. Кварцито-песчаники с прослоями кремнисто-глинистых сланцев встречены на склонах Воронежского свода (Токарево, Грязи, Юлово-Ишим) и Балтийского щита (Коноша). Встречаются эти породы и на некоторых площадях Татарии, где Б. С. Ситдилов (1968) показал, что они залегают на коре выветривания более древних комплексов.

Доломитовые мраморы, содержащие около 50% доломита, были впервые встречены в 1966 г. при бурении Рыбинской скважины, причем их вскрытая мощность составила 255 м. Среди них выделяются флогопит- и тремолитсодержащие разновидности. Сходные с ними породы установлены в 1974 г. в скважине Орехово 1. В обоих случаях доломитовые породы приурочены к блокам северо-восточного простираия Вязьмо-Костромской тектонической зоны.

Углы наклона слоев комплекса там, где их можно было проследить по керну, весьма различны: от пологих 10—20° — в кварцитах и мраморах до 50—60° — в сланцах Кубенского и Тотьмы. Изоклинальные складки и вертикальное залегание толщ, свойственные метаморфическим комплексам архея и нижнего протерозоя, здесь не отмечаются.

По слюдам из пород комплекса получен ряд калий-аргоновых датировок. Э. К. Герлинг определяет возраст биотита из сланцев Пошехонья в 1510 ± 40 , а мусковита — в 1570 ± 40 млн. лет. Слюды из сланцев Ростова дают значения около 1600 млн. лет. В. Д. Постников оценивает возраст рыбинских мраморов равным примерно 1400 млн. лет. Приведенные калий-аргоновые датировки отображают, вероятно, небольшое «омоложение» пород, действительный возраст которых по геологическим данным с учетом налегания на них древнейших отложений чехла Восточно-Европейской платформы определяется интервалом времени в 1900—1650 $\pm$ 50 млн. лет. По составу пород, особенностям их метаморфизма, характеру складчатых деформаций и данным радиогеохронологических датировок рассматриваемый комплекс хорошо коррелируется с образованиями ятулия Балтийского щита, в частности с разрезами онежской серии юга Карелии (Шуркин, 1968), где преобладают аналогичные упомянутым кварцито-песчаники, кремнисто-слюдястые сланцы, доломиты и известняки. На большей части территории центральных районов Восточно-Европейской платформы среднепротерозойские образования сла-

гают чехол пониженных участков или блоков архейских массивов (например, Воронежского, Опаринского) или межгорных прогибов, сформированных после консолидации раннепротерозойских (карельских) подвижных поясов. В Вязмо-Костромской тектонической зоне они заполняют среднепротерозойские трогии северо-восточного простираания.

Комплексы магматических пород, кроме плагиогранитов и диоритов, приуроченных, как отмечалось выше, к архейским массивам, представлены в подавляющем большинстве случаев базитами и гипербазитами. Габбро и габбро-нориты, в разной степени разгнейсованные и сложенные плагиоклазом (от лабрадора до битовнита, 60—80%) и пироксеном (10—15%), установлены в скважинах Алатырь, Бобровское, Переславль-Залесский, Смоленск 2, Щелково 1, 7, 10, 22 и др. Они образуют многочисленные дайки и тела различных размеров и формы, часто прирывающие к глубинным разломам. Наибольшими размерами обладают Ольховско-Шукавский — 160×30 км (на восточном склоне Воронежского свода) и Крестцовский — 180×30 км (на восточном борту Валдайского грабена) плутоны.

На северо-западе рассматриваемой территории находятся выходы Выбогского, Олонецкого и Салминского плутонов гранитов рапакиви. На юге в двух скважинах (Гусиха и Горлово) встречены породы сиенитовой группы, в составе которых преобладает ортоклаз-пертит (до 75%). Сиениты залегают среди протерозойских немикроклинизированных гнейсов и, по-видимому, прорывают их. Основные и ультраосновные породы, сиениты и граниты рапакиви образуют, очевидно, магматические субплатформенные формации (Наливкина, 1971), возникшие в среднем протерозое или в начале протерозоя. С этим представлением согласуются и радиогеохронологические датировки гранитов рапакиви, указывающие на их образование в конце среднего протерозоя.

На рис. 2 представлена схема тектонического районирования фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы. На ней выделены области архейской, раннепротерозойской и среднепротерозойской консолидации, ранне- и среднепротерозойские глубинные разломы. Блоки архейских образований (беломориды) имеют угловатое очертание и разделены поясами протерозойских линейных зон различного простираания. Структуры северо-западной ориентировки, соответствующие, по-видимому, карелидам, прослеживаются в северных и юго-восточных районах, а структуры северо-восточного простираания — в Вязмо-Костромской зоне. Карелиды в пределах рассмотренной территории могут быть отчетливо прослежены через «разрыв» Вязмо-Костромской тектонической зоны. Она наложена на них резко несогласно, но все же внутри этой зоны можно видеть реликты северо-западных простирааний карельских структур.

Глубинные разломы в центральных районах платформы подобно складчатым структурам протерозоя также принадлежат к двум линейным системам — северо-восточного и северо-западного простираания. Среднепротерозойские (северо-восточные) разломы распространены значительно шире раннепротерозойских. Они контролируют положение структурных элементов Вязмо-Костромской зоны, пересекают карельские складчатые сооружения, разрывая и смещая их, реже проникают в массивы беломорид (в районах Смоленска, Вильчицы, Рослятино и Великого Устюга).

Отмеченные структурные соотношения позволяют предположить среднепротерозойское время формирования Вязмо-Костромской зоны. С этим представлением согласуются также данные В. Г. Загородного (1970), М. Т. Козлова и А. Т. Радченко (1970), Ю. И. Лазарева (1972) и других геологов об относительно более позднем (эпикарельском) заложении поперечных структур северо-восточного простираания на востоке Балтийского щита.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДОПЛАТФОРМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическая история кристаллического фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы охватывает интервал длительностью около 2 млрд. лет (архей — средний протерозой).

Архейский этап. Мощные фациально однородные супракрустальные комплексы без видимых перерывов в осадконакоплении, отсутствие отчетливых зон глубинных разломов, региональный метаморфизм пород в гранулитовой и амфиболитовой фациях — все это отражает своеобразие архейского протогеосинклинального, по Е. П. Павловскому и М. С. Маркову (1964), или прогеосинклинального, по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову (1969), тектонического режима. Специфичен и архейский магматизм, представленный интрузивными и вулканогенными породами основного состава, обширными полями развития плагиогранитоидов и диоритов. Интенсивные процессы метаморфизма, гранитизации и складчатости в конце архея (беломорская эпоха) привели к формированию и консолидации гранито-гнейсового слоя земной коры с образованием устойчивой структуры — протоплатформы.

Раннепротерозойский этап. Начало раннепротерозойского этапа (2600 ± 100 млн. лет) ознаменовалось важнейшей перестройкой структуры земной коры, выраженной дроблением протоплатформы и заложением подвижных геосинклинальных систем, ограниченных глубинными разломами. Крупные глыбы архейской консолидации (Новгородский, Опаринский, Могилевский, Воронежский и Токмовский срединные массивы) развивались как стабильные структуры. Позднее они подверглись глубокой тектонической и метаморфической переработке.

В строении и развитии узких линейных подвижных зон, оконтурирующих срединные массивы, проявились важнейшие особенности геосинклинального режима. М. В. Муратов (1970, 1973) определил их как «первые эвгеосинклинальные зоны», тогда как К. А. Шуркин и Ф. М. Митрофанов (1969) сочли возможным именовать «протогеосинклиналями» именно эти линейные подвижные зоны. Движения блоков коры вдоль разломов северо-западного (карельского) простирания привели, по-видимому, к структурной дифференциации рассматриваемых геосинклинальных зон и их расчленению на внутренние прогибы и поднятия с различным характером разрезов. В одних случаях в разрезе преобладают терригенные осадки, в других — продукты вулканических излияний. Унаследованное развитие прогибов и поднятий в середине раннепротерозойского этапа было прервано тектонической перестройкой, вызвавшей, по всей вероятности, формирование обращенных структур. Новообразованные поднятия — антиклинории (Череповецкий, Белозерский, Алатырский, Ветлужский и др.) сложены реоморфизованными породами архея, гнейсами и амфиболитами нижнего протерозоя. Более молодые протерозойские прогибы — синклинории (Вологодский, Лысовский, Серпуховский и др.) характеризовались относительно однородным составом отложений и последующим развитием мигматитов и метасоматических гранитов.

В конце раннепротерозойского этапа (карельская эпоха) в основном завершилось геосинклинальное развитие большей части рассматриваемой площади. Складчатые структуры карелид вместе с архейскими срединными массивами составили единую стабильную область.

Среднепротерозойский этап. В среднем протерозое продолжались процессы стабилизации земной коры. В это время происходили блоковые движения, связанные с глубинными разломами, образовывались межгорные прогибы (Вологодский, Десятовский, Коношский, Пачелмский). В них, как и в пониженных участках срединных массивов, накапливались терригенные отложения древнего чехла.

Вместе с тем в центральной части территории вдоль молодых среднепротерозойских глубинных разломов северо-восточного простираения формируется подвижная Вязьмо-Костромская тектоническая зона. Здесь развивались трюги, или палеоавлакогены (Рыбинский, Ростовский, Солигаличский, Кинешемский и др.), в которых сохранились среднепротерозойские образования (слоистые сланцы, доломитовые мраморы, кварцито-песчаники, метаалевролиты и т. п.). Региональный метаморфизм среднепротерозойских толщ, относящийся, как правило, к низкотемпературным субфациям фации зеленых сланцев и особенности складчатых деформаций отличают эти трюги от рифейских авлакогенов и, наоборот, сближают их с ятулийскими прогибами.

Среднепротерозойский магматизм широко проявился в форме малых интрузий различного состава от гипербазитов до гранитоидов (рапакиви) и сиенитов. Внедрением интрузий и консолидацией Вязьмо-Костромской тектонической зоны в конце среднего протерозоя завершилось формирование фундамента Русской плиты Восточно-Европейской платформы.

Литература

- Веселовская М. М., Островский М. И. Кристаллический фундамент Рязано-Саратовского прогиба и смежных районов Воронежского и Токмовского сводов.— Докл. АН СССР, 1967, т. 77, № 4.
- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1963, № 8.
- Дедева В. А. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской платформы. Геотектоника, 1972, № 3.
- Загорский В. Г. О структурном положении среднепротерозойского осадочно-вулканического комплекса Кольского полуострова.— Тр. Геол. ин-та Кольского фил. АН СССР, вып. 1. Апатиты, 1970.
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. 1967, «Недра».
- Козлов М. Т., Радченко А. Т. Некоторые особенности тектонического строения восточной части Имандра-Варзугского грабена.— Тр. Геол. ин-та Кольского фил. АН СССР, вып. 1. Апатиты, 1970.
- Лазарев Ю. И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. К. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция докембрия Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности развития их.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
- Наливкина Э. Б. Магматические формации докембрия.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, вып. 158.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1971, вып. 237.
- Островский М. И. Основные черты строения фундамента Удмуртии и сопредельных районов Кировской области.— Сов. геология, 1963, № 11.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Деформация пород и тектоника. Междунар. геол. конгр., XXII сес., Докл. сов. геологов, пробл. 4. М., «Наука», 1964.
- Педашенко А. И. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. М., Гостехиздат, 1959.
- Ситдигов Б. С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарии и смежных территорий. Изд-во Казанского гос. ун-та, 1968.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. Н. Магматизм в истории развития нижнего докембрия.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.

УДК 551.242.52 (4/5)

Л. Г. КИРЮХИН**ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДОЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
МОЛОДЫХ ПЛИТ ЕВРАЗИИ**

Рассматриваются особенности строения квазиплатформенных палеозойско-триасовых структур молодых плит Евразии. Показаны черты сходства и отличия формационного состава, строения и условий формирования квазиплатформенных и платформенных структур. Анализируются геотектонические предпосылки нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит и делается вывод о перспективах их нефтегазоносности.

Широко развернувшиеся в последнее десятилетие на молодых плитах нефтегазопромысловые работы способствовали тому, что на их территории под мезозойским платформенным чехлом были вскрыты и пройдены на значительную мощность доюрские отложения. Буровыми и сейсморазведочными работами установлено, что они часто сложены неметаморфизованными, но в той или иной мере дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями средне-верхнепалеозойского и триасового возраста. Эти толщи по формационному составу и особенностям тектоники отличаются от пород фундамента и отложений платформенного чехла молодых плит, что стало причиной появления разнообразных, часто взаимоисключающих одна другую точек зрения на их тектоническую природу.

В 1969—1976 гг. в доюрских отложениях Туранской, Скифской и Западно-Сибирской плит были открыты залежи нефти и газа и получены многочисленные нефтегазопромыслы. Вопрос о нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит превратился в одну из важных проблем нефтяной геологии. Первостепенное значение для решения этого вопроса имеет целенаправленное изучение общих закономерностей тектоники доюрских отложений и тектонических предпосылок нефтегазоносности.

Работами многочисленных исследователей в настоящее время доказана гетерогенность фундамента молодых плит, состоящего из крупных часто изометричных древних (докембрийских) массивов, спаянных системами и зонами палеозойской и киммерийской складчатости (Яншин, 1965; Бакиров и др., 1970; Геологическое строение фундамента..., 1971; Гарецкий, 1972; Куликов, 1972; Кунин, 1972; Князев и др., 1972; Муратов, 1974; Арбатов и др., 1973; Буш и др., 1974). М. В. Муратов (1974) все эти массивы, вслед за А. А. Архангельским и Н. С. Шатским, предлагает именовать «срединными». В. Е. Хаин, А. Л. Яншин и некоторые другие геологи выделяют среди них собственно срединные массивы и массивы ранней консолидации.

Роль древних массивов в строении фундамента молодых плит исключительно велика. Так, фундамент Туранской плиты на 60—70%, Западно-Сибирской плиты на 50%, а Среднеевропейской на 30—40% состоит из крупных докембрийских массивов. Мизийская плита полностью расположена на древнем массиве (рис. 1). Древние массивы по степени

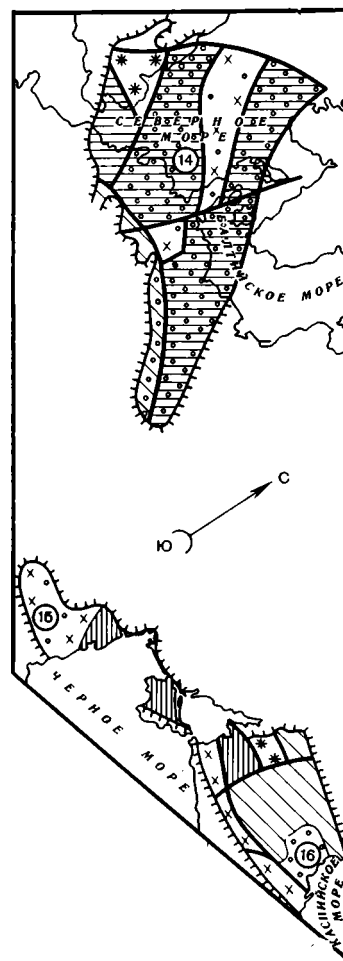
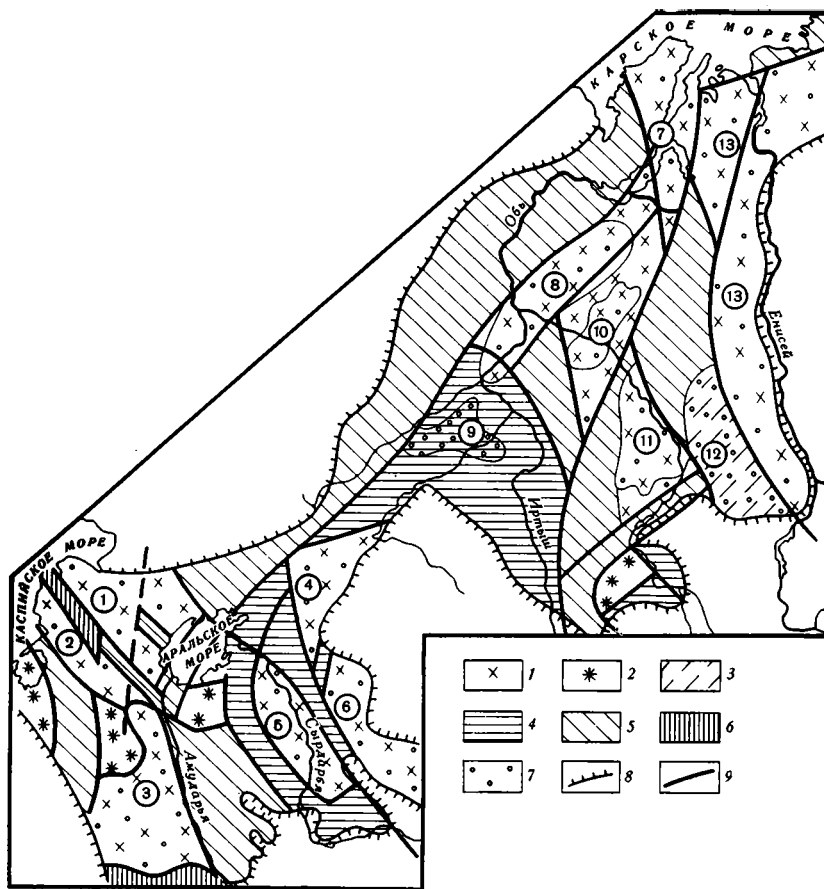


Рис. 1. Схема расположения квазиplateформенных структур на территории молодых плит Евразии. Докембрийские массивы фундамента: 1 — глубоко и умеренно погруженные, 2 — приподнятые; 3 — 6 — системы и зоны палеозойской и мезозойской складчатости: 3 — салаирской, 4 — каледонской; 5 — варисийской; 6 — киммерийской; 7 — квазиplateформенные структуры; 8 — граница молодых плит; 9 — основные разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены квазиplateформенные структуры: депрессии: 1 — Северо-Устьюрская, 3 — Амударьинская, 4 — Южно-Тургайская, 5 — Сырдарьинская, 6 — Чу-Сарысуйская, 7 — Ямало-Надымская, 8 — Ханты-Мансийская, 14 — Североморская, 15 — Мизийская; впадины: 9 — Вагайско-Ишимская, 10 — Югано-Покурская, 11 — Нарымско-Колпашевская, 16 — Восточно-Предкавказская; 12 — Алипско-Кемчугская группа впадин, 13 — Приенисейская система впадин, 2 — Южно-Мангышлакский прогиб

УДК 551.242.52(4/5)

Л. Г. КИРЮХИН**ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДОЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
МОЛОДЫХ ПЛИТ ЕВРАЗИИ**

Рассматриваются особенности строения квазиплатформенных палеозойско-триасовых структур молодых плит Евразии. Показаны черты сходства и отличия формационного состава, строения и условий формирования квазиплатформенных и платформенных структур. Анализируются геотектонические предпосылки нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит и делается вывод о перспективах их нефтегазоносности.

Широко развернувшиеся в последнее десятилетие на молодых плитах нефтегазопонисковые работы способствовали тому, что на их территории под мезозойским платформенным чехлом были вскрыты и пройдены на значительную мощность доюрские отложения. Буровыми и сейсморазведочными работами установлено, что они часто сложены неметаморфизованными, но в той или иной мере дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями средне-верхнепалеозойского и триасового возраста. Эти толщи по формационному составу и особенностям тектоники отличаются от пород фундамента и отложений платформенного чехла молодых плит, что стало причиной появления разнообразных, часто взаимоисключающих одна другую точек зрения на их тектоническую природу.

В 1969—1976 гг. в доюрских отложениях Туранской, Скифской и Западно-Сибирской плит были открыты залежи нефти и газа и получены многочисленные нефтегазопроявления. Вопрос о нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит превратился в одну из важных проблем нефтяной геологии. Первостепенное значение для решения этого вопроса имеет целенаправленное изучение общих закономерностей тектоники доюрских отложений и тектонических предпосылок нефтегазоносности.

Работами многочисленных исследователей в настоящее время доказана гетерогенность фундамента молодых плит, состоящего из крупных часто изометричных древних (докембрийских) массивов, спаянных системами и зонами палеозойской и киммерийской складчатости (Яншин, 1965; Бакиров и др., 1970; Геологическое строение фундамента..., 1971; Гарецкий, 1972; Куликов, 1972; Кунин, 1972; Князев и др., 1972; Муратов, 1974; Арбатов и др., 1973; Буш и др., 1974). М. В. Муратов (1974) все эти массивы, вслед за А. А. Архангельским и Н. С. Шатским, предлагает именовать «срединными». В. Е. Хаин, А. Л. Яншин и некоторые другие геологи выделяют среди них собственно срединные массивы и массивы ранней консолидации.

Роль древних массивов в строении фундамента молодых плит исключительно велика. Так, фундамент Туранской плиты на 60—70%, Западно-Сибирской плиты на 50%, а Среднеевропейской на 30—40% состоит из крупных докембрийских массивов. Мизийская плита полностью расположена на древнем массиве (рис. 1). Древние массивы по степени

погруженности их поверхности классифицируются на приподнятые, умеренно погруженные и глубоко погруженные. Глубины до фундамента приподнятых массивов, к которым относятся Кара-Богазский, Центральнo-Каракумский, Бельтауский, Рубцовско-Барнаульский, Восточно-Английский, Рингкёбинг-Фюнский и др., не превышают 2,0—3,0 км. Породы этих массивов обычно интенсивно гранитизированы. Поверхность фундамента умеренно погруженных массивов (Муюнкумского, Улутауского, Сырдарьинского, Ханты-Мансийского, Нарымско-Колпашевского и др.) располагается на глубинах 3—5 км. Глубины до поверхности фундамента глубоко погруженных массивов (Северо-Устьюртского, Южно-Мангышлакского, Каракумско-Байсунского, Ямало-Надымского, Приенисейского, Североморского, Восточно-Эльбского, Мизийского) достигают 5—9 км, а иногда 9—13 км.

Большинство из рассматриваемых древних массивов, по-видимому, байкальские (буровые скважины в их пределах вскрывают толщи зеленых, реже кристаллических сланцев с возрастом метаморфизма в 550—700 млн. лет); Южно-Тургайский, Сырдарьинский, Улутауский и Муюнкумский массивы — карельские (Буш и др., 1974).

Среди палеозоид выделяются каледонские (включая салаирские), варисийские и киммерийские складчатые системы и зоны.

На фундаменте глубоко и умеренно погруженных докембрийских массивов, так же как в пределах систем и зон салаирской и каледонской складчатости, развиты мощные (от 1—2 до 5—6 км) серии осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Эти серии, развитые на докембрийских массивах, выделялись под названием «чехлов срединных массивов» (Яншин, 1965; Муратов, 1971, 1974), «платформенноилных» (Джанелидзе, 1953), «квазиплатформенных» (Зайцев, Кабанов, 1966; Зайцев, 1972) и т. д.

М. В. Муратов (1974), подчеркивая специфику толщ, слагающих чехлы срединных массивов, отмечает, что по формационному характеру они ближе к платформенным образованиям, чем к настоящим геосинклинальным. Однако, по мнению М. В. Муратова, чехлы срединных массивов отличаются от платформенных чехлов значительно большей дислоцированностью, насыщенностью интрузивами основного и кислого состава и более ограниченным распространением.

В. А. Буш, Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин и А. Е. Шлезингер, учитывая черты сходства и различия между чехлами срединных массивов и типичным платформенным мезозойско-кайнозойским чехлом, предложили вслед за Ю. А. Зайцевым рассматривать первые из них как квазиплатформенные чехлы (Буш и др., 1974).

В чехлах срединных массивов М. В. Муратов (1971, 1974), как известно, выделяет три различных этажа: догеосинклинальный, сингеосинклинальный и орогенный. На территории таких глубоко погруженных древних массивов, как Северо-Устьюртский и Приенисейский, развиты все три указанные М. В. Муратовым этажа. На территории других массивов (Муюнкумского, Улутауского, Ханты-Мансийского, Нарымско-Колпашевского и др.) можно предполагать распространение сингеосинклинального (D_3 — C_{1-2}) и орогенного (C_3 — P) этажей.

Отложения этих этажей как в первом, так и во втором случае заполняют впадины и прогибы, которые ниже именуются квазиплатформенными. Эти впадины и прогибы представляют собой, как правило, крупнейшие и крупные (размерами в десятки и сотни тыс. км²), относительно пологие (углы наклона крыльев обычно не более 5—10°), изометричные в плане отрицательные структуры, имеющие резко выраженные, осложненные разрывами борта и заполненные германотипно дислоцированными неметаморфизованными палеозойскими, палеозойско-триасовыми и изредка триасовыми отложениями, мощностью от 1—2 до 5 км (иногда более).

В чехлах срединных массивов кроме квазиплатформенных структур развиты и орогенные. К последним относятся межгорные впадины и отдельные грабены, выполненные, согласно М. В. Муратову (1974), отложениями орогенного этажа. Орогенные структуры, как правило, закладываются на породах главного геосинклинального комплекса каледонид или варисцид, реже — на образованиях догеосинклинального этажа или докембрийского фундамента. Квазиплатформенные структуры отличаются от орогенных размерами (площадь орогенных структур обычно не превышает $10\,000\text{ км}^2$), формациями выполняющих толщ и их относительно слабой дислоцированностью (Буш и др., 1974). Квазиплатформенные структуры не только сменяют орогенные во времени, но и могут быть связаны с ними сложными переходами по латерали.

На территории Западно-Сибирской и в меньшей мере Туранской плит развиты, как известно, верхнетриасово-нижнепермские грабены, заполненные обычно сероцветными угленосными породами и получившие название «тафрогенов». Эти грабены автор рассматривает как образования ранней стадии платформенного этапа и обособляет их от квазиплатформенных структур.

Среди квазиплатформенных структур по размерам и морфологии выделены депрессии (Североморская, Северо-Устьюртская, Чу-Сарысуйская, Ханты-Мансийская и др.), площади которых превышают $80\,000\text{ км}^2$; системы и группы впадин (Приенисейская и Алипско-Кемчугская), объединяющие несколько сравнительно небольших (от $5\,000$ до $17\,000\text{ км}^2$) впадин и разделяющих их поднятий; отдельные впадины, площадь которых не превышает $45\,000\text{ км}^2$ (Югано-Покурская, Нарымско-Колпашевская, Восточно-Предкавказская и др.), и Южно-Мангышлакский прогиб, представляющий собой сравнительно узкий палеозойско-триасовый прогиб площадью до $65\,000\text{ км}^2$ (см. рис. 1). Многие квазиплатформенные структуры закладывались, по-видимому, в раннем палеозое или даже в позднем докембрии; другие — в среднем палеозое на отдельных докембрийских массивах или на несколько сближенных древних массивах, спаянных каледонскими системами и зонами в относительно жесткие блоки. Реже квазиплатформенные структуры полностью развивались на каледонском или салаирском фундаменте и лишь как исключение (Восточно-Предкавказская впадина) — на варисцийском.

Наиболее массовое возникновение квазиплатформенных структур приходится на позднедевонское время. До этого времени подобные структуры были распространены ограниченно. Формирование квазиплатформенных структур закончилось на территории Среднеевропейской плиты в ранней перми, а на остальных плитах — в триасе.

В зависимости от интенсивности прогибания в палеозойско-триасовое время квазиплатформенные депрессии предлагается классифицировать на умеренно прогнутые и слабо прогнутые. Первые из них (Североморская, Мизийская, Северо-Устьюртская, Чу-Сарысуйская и Амударьинская) характеризуются мощностью осадочного выполнения от 3 до 5 км ; в умеренно прогнутых структурах (Сырдарьинская и Южно-Тургайская) мощности равны 1 — $2,5\text{ км}$.

В Чу-Сарысуйской депрессии в разрезе квазиплатформенного палеозойского комплекса выделяется красноцветная тонкая моласса среднего — верхнего девона (от $0,5$ до $2,5\text{ км}$); в верхней части которой местами выделяется соленосная формация. Широко распространена в этой депрессии морская карбонатная и карбонатно-терригенная формации (мощностью до $2,5\text{ км}$), начинающиеся отложениями фамена или турне и заканчивающиеся породами намюра. Верхний палеозой представлен красноцветной тонкой континентальной молассой (мощность до $3,5\text{ км}$), в верхней части которой находится соленосная формация (Синицын, Хромова, 1970; Бурштар и др., 1974).

В Южно-Тургайской и Сырдарьинской депрессиях верхние горизонты квазиplatformенного чехла (фамен — нижний карбон) сложены морской карбонатной и терригенно-карбонатной формациями мощностью около 2 км.

В Северо-Устюртской депрессии наиболее древние из известных отложений квазиplatformенного чехла представлены морской карбонатной и сероцветной терригенной формациями каменноугольно-раннепермского возраста (вскрытая мощность 0,2 км). Выше распространена пестроцветная континентальная и прибрежно-морская молассоидная, местами вулканогенно-молассовая формация верхней перми — среднего триаса (мощность по данным сейсморазведки достигает 2,5 км); её верхняя часть на западе замещается морской сероцветной терригенной формацией.

В Южно-Мангышлакском прогибе выделяются морская сероцветная терригенная формация каменноугольно-пермского возраста (мощность до 0,8 км), континентальная пестроцветная молассоидная (до 0,6 км) и морская сероцветная терригенно-карбонатная (до 1 км) формации нижнего триаса; в верхней части разреза установлена морская пестроцветная терригенная формация среднего триаса (до 0,6 км).

В Амударьинской депрессии бурением (разведочная площадь Курганчик) обнаружены морская сероцветная терригенная формация нижнего — среднего карбона (мощность до 0,8 км), пестроцветная вулканогенная моласса верхнего карбона — нижней перми (до 1 км), распространенная в периферических частях депрессии, и пестроцветная континентальная молассоидная формация перми — нижнего триаса мощностью до 1 км (Бакиров и др., 1970).

Породы, образующие описанные формации, по данным В. С. Князевой, О. А. Карцевой, П. В. Флоренского, А. М. Чарыгина, не метаморфизованы, но уплотнены (их плотность изменяется от 2,55 до 2,70 г/см³) и глубоко эпигенетически изменены, что выражается в частичной или полной перекристаллизации цемента, в его кальцитизации, доломитизации, хлоритизации, ожелезнении и в широком распространении в терригенных разностях структур конформации, инкорпорации и регенерации кварца.

В разрезе квазиplatformенного комплекса Восточно-Предкавказской впадины выделяются пермская пестроцветная грубая моласса (мощность до 1 км, рис. 2), ниже-среднетриасовая морская карбонатная и карбонатно-терригенная формации (до 2 км) и верхнетриасовая — нижнеюрская континентальная вулканогенная моласса мощностью более 0,9 км (Крылов, 1970; Бурштар и др., 1974).

В основании квазиplatformенного чехла Мизийской депрессии выделяется морская сероцветная терригенная формация (достигающая 3 км мощности), к которой принадлежит кембрийские, ордовикские, силурийские и нижнедевонские отложения; выше располагаются среднедевонская — нижнекаменноугольная морская карбонатная формация (от 0,5 до 3 км) и паралическая угленосная формация (от 0,5 до 2,5 км), охватывающая отложения от верхнего визе до верхнего карбона.

Пермь и нижний триас представлены красноцветной молассоидной формацией (до 2,5 км), переходящей местами в вулканогенную (нижняя пермь) и соленосную (верхняя пермь) формации. Средний — верхний триас представлен морскими карбонатной и пестроцветной терригенно-карбонатной (рэт) формациями общей мощностью до 2 км (Гарецкий, 1972; Вежу, 1972, 1973).

В Североморской депрессии квазиplatformенный комплекс сложен континентальной красноцветной молассой нижнего — среднего девона (мощность более 0,8 км); карбонатной формацией среднего (живет) — верхнего девона и динанта (до 2 км); паралической угленосной и пест-

Структур- ные элемен- ты	Восто- чно- Европейская платформа	Квазиплатформенные палеозойско-триасовые структуры									Восто- чно- Предка- зская впадина	
		Д е п р е с с и и								Южно- Мангыш- лакский прогиб		
		Запад (Прибал- тика)	Восток (Приамурье)	Северомор- ская	Мизий- ская	Северо- Устюрт- ская	Амударь- инская	Сырдарь- инская	Чу-Сары- суйская			
Воз- раст												
T_2		×		0,8		2,0	×	×	×	×		0,6
T_1				0,5		0,7		0,5	×	×		1,0 0,6
P_2				2,5		2,5		0,6	×			
P_1	×			2,0		2,0			×			
C_3	×			1,5		1,5			×		?	
C_2	×			1,4		1,4			×		?	
C_1	×			1,7		1,7	?				?	
D_3	×	×		1,8		1,8	?	?			?	
D_2	×	×		1,0		1,0	?	?	?	×	?	
D_1		×					?	?	?	×	?	

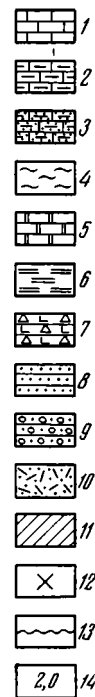


Рис 2. Сравнительная характеристика палеозойских и триасовых формаций квазиплатформенных и платформенных структур

Формации: 1 — карбонатная, 2 — сероцветная карбонатно-терригенная, 3 — пестроцветная карбонатно-терригенная, 4 — морская сероцветная терригенная, 5 — сульфатно-карбонатная, 6 — паралическая терригенная и молассоидная, 7 — соленосная, 8 — пестроцветная молассоидная, 9 — молассовая, 10 — вулканогенно-молассовая; 11 — фундамент; 12 — перемены; 13 — региональные несогласия; 14 — мощность формаций, км

Примечание. В третьей колонке слева вместо Восток Приамурья следует читать Восток Приуралья.

роцветной молассоидной формациями намюра, вестфalia и стефана (до 4 км), красноцветной молассоидной и вулканогенно-молассовой формациями нижней перми мощностью до 2 км (Буш, Кирюхин, 1971; Буш и др., 1973). Описанный разрез легко параллелизуется с разрезом среднего — верхнего палеозоя Чу-Сарысуйской депрессии (см. рис. 2), что наряду с широким распространением в нижнепермских толщах Североморской депрессии мощных накоплений сиалических вулканитов (Буш, Кирюхин, 1971) позволяет отнести нижнепермскую молассоидную и вулканогенно-молассовую формации этой депрессии к квазиplatformенному комплексу, а не к платформенному чехлу, как это делает Н. А. Крылов (1971).

Разрезы квазиplatformенных структур Западно-Сибирской плиты изучены слабо. В Приенисейской системе впадин нижнепалеозойские отложения сложены сероцветной карбонатной формацией мощностью до 1,5 км. Нижний — средний девон представлен красноцветной молассой, верхний девон — карбон — карбонатной формацией, а пермь (возможно, нижний триас) — красноцветной, местами вулканогенной молассой. Близкий разрез среднего — верхнего палеозоя вскрыт в периферических частях Алипско-Кемчугской группы впадин. В Ханты-Мансийской депрессии обнаружены вулканогенные толщи нижнего — среднего девона и известняки карбона. В Нарымско-Колпашевской и Вагайско-Ишимской впадинах редкие скважины вскрыли красноцветные терригенные породы девона, известняки карбона и красные аргиллиты перми (Куликов, 1968, 1972; Геологическое строение фундамента..., 1971).

В формационных рядах квазиplatformенных структур можно выделить формации платформенного и орогенного классов (см. рис. 2), причем на долю первых приходится от 50 до 80% мощности разреза. К классу платформенных принадлежат формации морского генезиса: карбонатная, сероцветная карбонатно-терригенная (иногда с прослоями углистых сланцев, так называемая формация углистого известняка); сероцветная морская терригенная. Реже встречаются доломито-сланцевая, сульфатно-карбонатная и соленосная формации, а среди формаций нижнего палеозоя — кварцитовая, кварцито-сланцевая и сланцевая. Суммарная мощность платформенных формаций колеблется от 1 до 3 км, а местами и более.

Формации орогенного класса представлены, как правило, континентальной тонкой красноцветной или пестроцветной молассой, включающей иногда соленосную формацию. В Североморской и в меньшей мере Мизийской депрессиях распространена верхнекаменноугольная (средне-верхнекаменноугольная) паралическая угленосная формация, которую также, по-видимому, следует относить к группе орогенных. Среди последних достаточно часто встречается и вулканогенная моласса. Суммарная мощность орогенных формаций в разрезах квазиplatformенных структур изменяется от первых сотен метров до 2,5—3 км.

Орогенные и платформенные формации образуются в разные моменты геологической истории. Формирование орогенных формаций отвечает эпохам активизации тектонических движений, совпадающим со складчатостью и орогенезом палеозойских и киммерийских геосинклинальных систем и зон. Поэтому орогенные формации наиболее часто наблюдаются в толщах раннего — среднего девона (эпоха каледонской складчатости), позднего палеозоя — раннего триаса (эпоха варисийской складчатости). Встречаются они также и в отложениях позднего триаса — ранней юры (эпоха киммерийской складчатости)¹. Таким образом, в квазиplatformенных структурах орогенные формации часто

¹ Орогенные формации, по-видимому, распространены также в основании разреза квазиplatformенных структур позднедевонского — раннекембрийского заложения — в составе отложений венда — начала кембрия.

имеют телеорогенную природу: они служат индикаторами проявления процессов орогенеза в близлежащих геосинклинальных системах и зонах, откуда поступает значительная часть терригенного материала, но вовсе не свидетельствуют о вступлении квазиplatformенных структур в орогенный этап развития (Буш и др., 1974). Platformенные формации накапливались в эпохи ослабления тектонических движений в ходе крупных мировых трансгрессий, совпадающих со стадиями погружения (или доорогенными, по М. В. Муратову, Н. П. Хераскову и др.) геосинклинальных систем и зон. Они достоверно установлены в составе раннепалеозойских толщ Мизийской и Североморской депрессией, а также Приенисейской систем впадин; предполагается их наличие в отложениях раннего палеозоя Северо-Устьюртской и Амударьинской депрессий. Практически повсеместно распространены платформенные формации раннего карбона и в меньшей степени — формации различных уровней позднего палеозоя и триаса.

Формационные ряды квазиplatformенных структур легко сопоставимы с рядами палеозойского — триасового платформенного чехла Восточно-Европейской платформы (см. рис. 2). И в квазиplatformенных, и в платформенных формационных рядах примерно на одних и тех же временных интервалах появляются орогенные и платформенные красноцветные терригенные формации. Так, в чехле Восточно-Европейской платформы близ Уральского хребта широко распространены красноцветные терригенные, преимущественно континентальные молассоидные толщи верхней перми — нижнего триаса, а на западе платформы — нижнего девона, верхней перми, нижнего и среднего триаса. От разновозрастных орогенных формаций платформенные молассоидные толщи отличаются более тонким составом, незначительной мощностью, не превышающей, как правило, 0,3 км, полным отсутствием сиалического вулканизма; на этих же уровнях часто отмечается перерыв в осадконакоплении.

Морские платформенные сероцветные карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные формации, разделяющие описанные молассовые и молассоидные толщи, построены практически однотипно как в квазиplatformенных, так и в синхронных им платформенных структурах Восточно-Европейской платформы; близки и значения их суммарной мощности, изменяющиеся в пределах 1—2,5 км.

Таким образом, палеозойско-триасовые отложения, слагающие квазиplatformенные структуры молодых плит, в формационном отношении близки к разновозрастным толщам древних платформ, отличаясь от них значительно более широким распространением орогенных формаций, большей (часто в несколько раз) мощностью и присутствием мощных толщ вулканитов сиалического состава.

Сопоставление формационных рядов квазиplatformенных структур молодых плит обнаруживает существенные различия формационного состава при примерно одинаковых значениях суммарных мощностей. Это выражено прежде всего в незначительном распространении в платформенном комплексе красноцветных терригенных толщ, мощность которых составляет всего 5—10% от общей мощности чехла (Крылов, 1970), тогда как в отложениях чехла весьма широко развиты сероцветные угленосные и терригенные морские формации.

Из изложенного следует, что квазиplatformенные структуры характеризуются достаточно специфическим набором формаций, в той или иной мере отличающимся от формационных рядов платформенного чехла древних и молодых платформ.

Чередование в разрезах квазиplatformенных структур сероцветных, преимущественно морских формаций платформенного класса, относящихся к категории нефтегазоматеринских, и формаций орогенного класса, которые, как правило, содержат многочисленные горизонты

терригенных коллекторов, способных аккумулировать углеводороды, определяет высокие перспективы их нефтегазоносности.

Характерная особенность многих квазиplatformенных депрессий— германотипная (складчато-глыбовая) структура, выражающаяся в сочетании пликативных и дизъюнктивных дислокаций (рис. 3) Общая (региональная) нарушенность квазиplatformенных структур разрывами

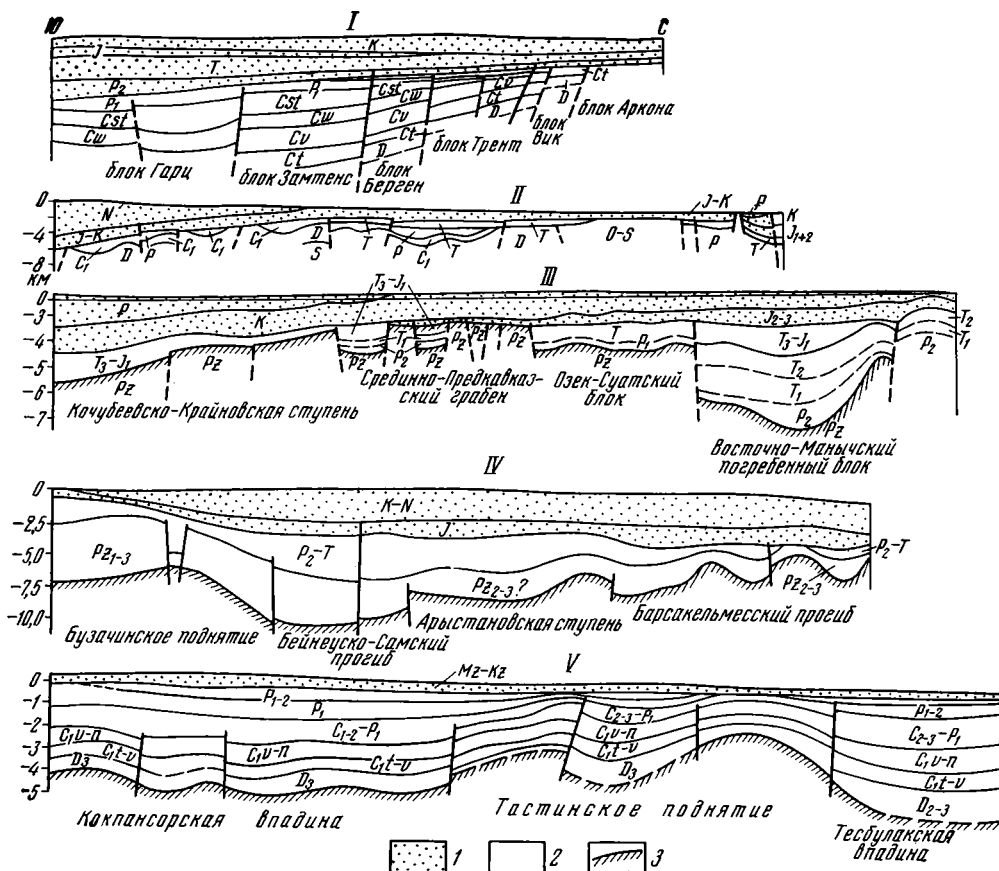


Рис. 3. Геологические разрезы квазиplatformенных структур: I — северная часть (о. Рюген) Североморской депрессии (Albrecht, 1967), II — Мизийская депрессия (Гарещкий, 1972), III — Восточно-Предкавказская впадина (Бурштар и др., 1974), IV — Северо-Устьюрская депрессия, V — Чу-Сарысуйская депрессия
1 — платформенный комплекс, 2 — квазиplatformенный комплекс, 3 — фундамент

примерно в два раза выше, чем нарушенность платформенного чехла синеклиз, и составляет в Североморской депрессии 10 м/км^2 , а в остальных $15\text{--}20 \text{ м/км}^2$.

Углы наклона крыльев квазиplatformенных структур изменяются от $1\text{--}2$ до $10\text{--}15^\circ$, реже более. Осредненные значения углов наклона квазиplatformенного комплекса в Североморской и Чу-Сарысуйской депрессиях равны 2° , в Северо-Устьюртской и Амударьинской $4\text{--}5^\circ$.

Если по рассматриваемым, а также по ряду других параметров сравнить квазиplatformенные депрессии с одноименными синеклизами молодых плит, а также с Балтийской, Московской, Мезенской, Верхнекамской и Печерской синеклизами Восточно-Европейской платформы, то можно видеть, что все эти три группы структурных элементов в общем обладают близкими значениями таких параметров (рис. 4). Квазиplatformенные депрессии выделяются большими скоростями фор-

мирования их осадочного выполнения, большими градиентами мощностей, более высокой дислоцированностью и нарушенностью разрывами. Это свидетельствует о существенно более высокой тектонической активности квазиплатформенных структур по отношению к синхронным и более молодым платформенным структурам.

Ещё одна особенность квазиплатформенных депрессий отличает их прежде всего от синеклиз Восточно-Европейской платформы. Послед-

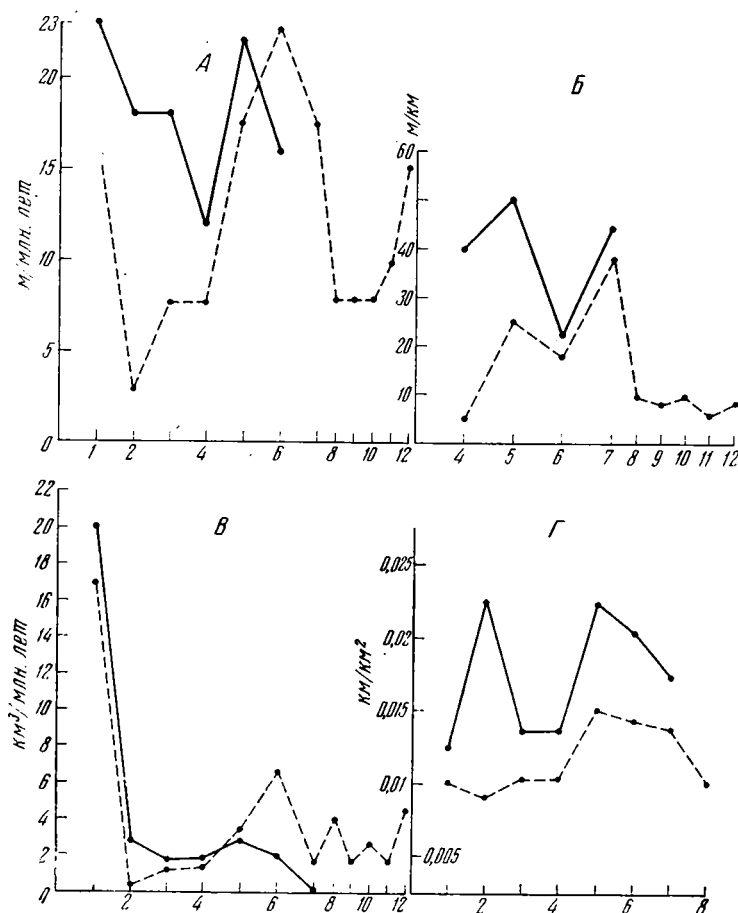


Рис. 4. Сопоставление некоторых параметров квазиплатформенных и платформенных структур. А — скорости формирования, Б — градиенты мощности, В — объемная скорость осадконакопления, Г — нарушенность разрывами. Сплошные линии — квазиплатформенные структуры, прерывистые — платформенные. Депрессии, впадины, прогибы и синеклизы указаны цифрами на оси абсцисс: 1 — Североморская, 2 — Чу-Сарысуйская, 3 — Южно-Тургайская, 4 — Сырдарьинская, 5 — Северо-Устьюртская, 6 — Южно-Мангышлакский, 7 — Амударьинская, 8 — Московская, 9 — Балтийская, 10 — Мезенская, 11 — Верхнекамская, 12 — Печорская

ние, как известно, представляют собой отрицательные структуры с максимальным прогибанием в центральной части. Во многих же квазиплатформенных депрессиях, наоборот, в центральной части часто располагается поднятие (или зона поднятий), а наиболее глубокие впадины лежат по их периферии. Так, в центре Чу-Сарысуйской депрессии выделяется Тастинское поднятие (см. рис. 3), почти в центре Североморской депрессии — поднятие Рингкебинг-Фюк-Рюген (Буш, Кирюхин, 1971).

Наличие центральных поднятий предполагается в Сырдарьинской и Южно-Тургайской депрессиях. В Северо-Устьюртской и Амударьинской депрессиях роль подобных поднятий на палеозойском этапе развития играли Кассарминская складчатая зона и Центрально-Каракумский свод (Гарецкий, Кирюхин, 1974). Рассматриваемые поднятия возникали как над каледонскими (Талассо-Тастинская, Рингкебинг-Фюк-Рюгенская), так и над варисийскими (Кассарминская) зонами фундамента, испытавшими постумное воздымание в среднем — позднем палеозое. Иногда такие поднятия возникали в районах активной тектонической (Балш-Слатинская зона поднятий Мизийской депрессии) или магматической (Центрально-Каракумский свод) переработки докембрийского фундамента древних массивов.

Рассматривая взаимоотношения квазиplatformенных структур с более древними геосинклинальными структурами, можно видеть, что квазиplatformенные структуры, как правило, развиты над одним или несколькими сближенными массивами фундамента, причем зоны палеозойской складчатости, разделяющие такие массивы, четко отражены в строении квазиplatformенных структур. Таким образом, морфологические особенности квазиplatformенных структур во многом предопределены тектоникой складчатого геосинклинального фундамента и в первую очередь положением и особенностями развития его древних массивов.

В соотношении структурных планов квазиplatformенных и platformенных структур молодых плит прежде всего видная преемственность, выражающаяся в том, что почти все квазиplatformенные депрессии наследуются депрессиями platformенного чехла. Однако эта преемственность характерна лишь для крупных региональных форм и не может быть распространена на все элементы внутренней структуры молодых плит, ибо многие структурные формы, по-видимому, перестают существовать на platformенном этапе развития. Так, в структуре platformенных толщ практически не выражены погребенное Тастинское поднятие Чу-Сарысуйской депрессии (см. рис. 3) и Аламбек-Куанышский вал Северо-Устьюртской депрессии. Восточно-Предкавказской квазиplatformенной впадине в platformенной структуре отвечает моноклиналь.

Локальные структурные формы в квазиplatformенных структурах, судя по имеющимся весьма скудным данным, характеризуются большей крутизной крыльев и большей нарушенностью, чем локальные формы platformенного чехла; многие из них прямо не отражены в структуре platformенных толщ.

Таким образом, хотя между квазиplatformенными и platformенными структурами молодых плит наблюдается общая преемственность региональных форм, они характеризуются несомненной автономностью строения.

Переходя к характеристике тектонических предпосылок нефтегазоносности квазиplatformенных структур, подчеркнем, что они представляют собой крупные по размерам в плане (десятки и сотни тысяч км²) и по объему (сотни тысяч км³) седиментационные бассейны, заполненные мощными (до 4—6 км) толщами неметаморфизованных осадочных пород морского, реже континентального происхождения. Эти бассейны располагаются на интенсивно дислоцированном складчатом метаморфическом фундаменте. Со всех сторон их окружают либо поднятия складчатого фундамента, либо поднятия, сложенные разновозрастными, но преимущественно магматическими породами (вулканические пояса). Каждая из квазиplatformенных структур представляла собой, по всей вероятности, бассейн седиментации со специфическим набором морских и континентальных осадочных толщ, со своими гидродинамическими и термобарическими условиями, т. е. автономный потенциально нефтегазоносный бассейн.

По характеру тектонического развития, по взаимоотношениям с фундаментом и обрамлением и соответственно по характерным для них гидродинамическим системам замкнутые квазиplateформенные бассейны седиментации весьма близки к бассейнам платформенного типа. Это — главный тектонический критерий, позволяющий положительно оценить перспективы их нефтегазоносности.

Учитывая сходство квазиplateформенных и платформенных бассейнов, для первичной оценки перспектив их нефтегазоносности можно применить одни и те же структурно-тектонические показатели, среди которых можно выделить следующие.

1. Размеры и объем осадочного выполнения. Большинство из рассматриваемых квазиplateформенных структур по размерам относится к крупнейшим и крупным структурам, которые характеризуются большим объемом осадочного выполнения. По этим показателям они вполне соизмеримы с платформенными нефтегазоносными бассейнами, высокая продуктивность которых доказана практикой поисково-разведочных работ. Если квазиplateформенные структуры классифицировать по площади, согласно классификации платформенных структур, предложенной В. Д. Наливкиным (1965) и К. Н. Кравченко (1970), то Североморская депрессия может быть отнесена к надпорядковым структурам, Чу-Сарысуйская, Амударьинская, Ханты-Мансийская депрессии и Приенисейская система впадин — к крупнейшим, или мегаструктурам; остальные бассейны — к крупным или макроструктурам. По объему осадочного выполнения, прямо влияющему на величину возможных ресурсов нефти и газа, Североморская депрессия относится к структурам очень большой емкости, а подавляющая часть остальных квазиplateформенных структур — к структурам большей емкости.

2. Скорость накопления осадков. Необходимым условием образования нефтематеринских пород в седиментационных бассейнах признается относительно высокая скорость прогибания, обеспечивающая быстрое захоронение органического вещества (Брод, Еременко, 1957; Вассоевич, 1967; Родионова, Максимов, 1971, и др.). Анализируя с этих позиций скорости накопления отложений в квазиplateформенных бассейнах, можно видеть, что они характеризуются высокими значениями, соизмеримыми или лишь немногим меньшими, чем скорости формирования мезозойских — кайнозойских толщ в таких высокоперспективных платформенных седиментационных бассейнах, как Амударьинский, Южно-Мангышлакский и др.

3. Степень погруженности седиментационных бассейнов определяет термобарические условия недр, влияющие на активность и направленность процесса нефтегазообразования. Рассматриваемые квазиplateформенные структуры в течение большей части палеозойского или палеозойского — триасового времени испытывали устойчивое погружение, в результате чего они, как правило, погружены на глубины, превышающие 3—4 км. Эти глубины обладают необходимыми условиями для преобразования органического вещества как в жидкие, так и газообразные углеводороды. Необходимо отметить, что наиболее глубокие зоны всех квазиplateформенных депрессий, так же как и систем и групп впадин востока Западной Сибири, располагаются на глубинах, превышающих 5—6 км, т. е. находятся в условиях высоких температур и давлений, при которых образуются преимущественно газообразные углеводороды.

4. Дислоцированность пород, выполняющих седиментационные бассейны, определяет размеры и характер возможных структурных ловушек для нефти и газа и, таким образом, является одним из важнейших критериев оценки перспектив нефтегазоносности тех или иных бассейнов. Отложения палеозоя и триаса, слагающие квазиplateформенные структуры, в общем случае характеризуются большей дислоцированностью, чем породы платформенного чехла. Это, с одной стороны, позво-

ляет рассчитывать на наличие структурных форм, необходимых для аккумуляции углеводородов. С другой стороны, повышенная дислоцированность вместе с большими глубинами залегания рассматриваемых отложений ведет, как правило, к увеличению их плотности и как следствие этого к резкому ухудшению или полной потере емкостных и фильтрационных свойств гранулярных коллекторов. Кроме того, более широкое распространение в квазиplatformенном палеозойско-триасовом комплексе, чем в платформенном чехле, дизъюнктивных дислокаций в общем отрицательно влияет на сохранность залежей углеводородов. Следовательно, повышенная дислоцированность может рассматриваться и как положительный, и как отрицательный показатель перспектив нефтегазоносности палеозойско-триасовых толщ меловых плит. Именно степень дислоцированности необходимо учитывать при оценке перспектив нефтегазоносности как конкретных квазиplatformенных структур в целом, так и отдельных их участков.

Наименьшей дислоцированностью из квазиplatformенных структур Туранской плиты характеризуются Североморская и Чу-Сарысуйская депрессии, которые по этому признаку наиболее близки к структурам платформенного типа. Повышенной дислоцированностью, как это устанавливается бурением, обладает Сырдарьинская депрессия.

Перечисленные тектонические признаки квазиplatformенных структур позволяют положительно оценить перспективы их нефтегазоносности. Сравнительный анализ тектоники этих структур показывает, что на территории Туранской плиты наилучшими условиями для формирования залежей углеводородов обладают Чу-Сарысуйская и Северо-Устюртская депрессии, характеризующиеся повышенными значениями общей площади, объема осадочного выполнения, скорости накопления осадков и наименьшей дислоцированностью выполняющих толщ.

Литература

- Арбатов А. А., Буриштар М. С., Кирюхин Л. Г., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. О тектоническом районировании молодых плит (на примере Скифской и Туранской плит).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
- Бакиров А. А., Князев В. С., Флоренский П. В. и др. Складчатый фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты.— В кн.: Фундамент и основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., «Недра», 1970.
- Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Буриштар М. С., Буш В. А., Кирюхин Л. Г., Швембергер Ю. Н. Геология и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений Скифской и Туранской плит.— Тр. ВНИГНИ, 1974, вып. 144.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Иванов Ю. А., Кирюхин Л. Г. Структурно-формационные зоны нижнепермских образований Северо-Западной Европы.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Шлезингер А. Е. Докембрийские массивы фундамента молодых платформ.— В кн.: Тектоника срединных массивов. Тез. докл. Межведомственный тектонический комитет, М., 1974.
- Буш В. А., Кирюхин Л. Г. О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Вассович Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 226. М., «Наука», 1972.
- Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника фундамента Туранской плиты.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным). Под ред. Э. Э. Фотиади и В. С. Суркова.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 76. Л., «Недра», 1971.
- Джанелидзе А. И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере палеозон Казахстана и Средней Азии.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О варисийском развитии Джезказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 2.

- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Искандеров Д. С., Мавиев Н. Состав и строение фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.
- Кравченко К. Н. Роль тектонических исследований в развитии нефтяной геологии.— Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 96.
- Крылов Н. А. Формационные ряды чехла молодых платформ.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М., «Наука», 1970.
- Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971.
- Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности.— Тр. ЗапСибНИГРИ, вып. 4. М., «Недра», 1968.
- Куликов П. К. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.
- Кунин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., «Недра», 1972.
- Муратов М. В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Муратов М. В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей.— Геотектоника, 1974, № 3.
- Наливкин В. Д. О классификации тектонических структур.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Родионова К. Ф., Максимов С. П. Критерии диагностики нефтегазоматеринских пород.— Тр. ВНИГНИ, 1971, вып. 98.
- Синицын Ф. Е., Хромова Н. Р. Эпигеосинклинальные формации среднего — верхнего палеозоя Чу-Сарысуйской синеклизы и перспективы их нефтегазоносности.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии. Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 95.
- Тектонически строеж на България. Под ред. И. И. Иовчева. София, «Техника», 1971.
- Янишин А. А. Проблема срединных массивов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5.
- Albrecht K. H. Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen.— Ber. Dt. Ges. geol. Wiss., Rh. A (Geol., Paläont.), 1967, B. 12, No. 1/2.
- Beju D. Zonare și corelare a paleozoicului din platforma moesica de baza asociatiilor palinoprotistologice.— Petrol și gaze, Bucuresti, 1972, v. 23, No. 12; v. 24, No. 1, 1973.

ВНИГНИ

Статья поступила
2 января 1975 г.

УДК 551.242.3

А. Л. КНИППЕР**ОФИКАЛЬЦИТЫ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ТИПЫ БРЕКЧИЙ,
СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ДООРОГЕННОЕ СТАНОВЛЕНИЕ
ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА**

Описываются специфические брекчии, залегающие в некоторых разрезах офиолитового комплекса в кровле меланократового фундамента. Предполагается, что они имеют тектоническое происхождение и возникли во время горизонтального тектонического расслаивания литосферы. Этот процесс ведет к созданию коры океанического типа и формированию офиолитового комплекса.

Гипотеза новой глобальной тектоники резко повысила интерес геологов к офиолитовому комплексу и внесла в его изучение новые аспекты. Сторонники гипотезы считают, что выходы офиолитов в современных складчатых зонах представляют собой тектонически перемещенные реликты океанической коры палеоокеанов. В связи с такой постановкой вопроса в последнее время большое число исследований посвящено сравнению офиолитовых серий складчатых зон континентов и современных океанов, что требует детального описания разрезов офиолитовой ассоциации и выделения отдельных групп пород внутри нее. Обычно это сравнение идет по линии сопоставления главных членов офиолитовой серии — гипербазитов, габбро, комплекса параллельных даек, базальтов и глубоководных осадков. В то же время в некоторых офиолитовых разрезах складчатых зон континентов и в океанах присутствуют своеобразные брекчии, понимание происхождения которых, на мой взгляд, имеет важное значение при интерпретации тектонических условий, обусловивших первичное (доорогенное) становление офиолитового комплекса. Описанию этих брекчий обычно уделяется мало внимания, поскольку они считаются случайным элементом разреза, возникшим в результате дробления в связи с более молодыми тектоническими нарушениями. Однако эти брекчии широко распространены и в большинстве случаев занимают строго определенное стратиграфическое положение в разрезе офиолитовой серии. Единственным районом, где офиолитовые брекчии изучены детально, являются Лигурийские Альпы, с которых я и начну их описание. Такой порядок изложения обусловливается не только тем, что при дальнейшем изложении мне придется использовать некоторые термины, рожденные в Лигурийских Альпах, но еще и тем обстоятельством, что мне самому удалось осмотреть разрезы офиолитового комплекса Лигурийских Альп во время полевых экскурсий 1969 и 1974 гг., за что я приношу свою искреннюю благодарность итальянским геологам Э. Аббате, В. Бортолотти, Д. Джианелли, П. Пассерини, Д. Принципи и М. Сагри.

**ОПИСАНИЕ БРЕКЧИЙ В РАЗРЕЗАХ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА.
ЛИГУРИЙСКИЕ АЛЬПЫ**

В современной структуре этой части Северных Апеннин офиолитовый комплекс располагается внутри тектонического покрова (Abbate, Sagri, 1970). Вулканогенно-осадочная часть разреза офиолитовой серии

в пределах разрезов Лигурийских Альп располагается с перерывом на более нижних частях разреза офиолитовой ассоциации, причем вулканические породы (диабазы) находятся в прямом стратиграфическом контакте то с габброидами, то с ультрабазиитами. Так же ведут себя и красные яшмы титона (кремни Монте-Альпе), которые в наиболее полных разрезах перекрывают диабазы, а в сокращенных — располагаются прямо на габбро или серпентинитах (Passerini, 1965; Decandia, Elter, 1969, 1972; Abbate, 1969; Abbate et al., 1972; Gianelli, Principi, 1974).

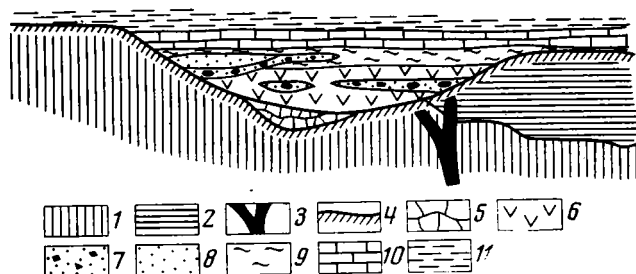


Рис. 1. Положение брекчий в разрезе офиолитового комплекса Лигурийских Альп (по работам Decandia, Elter, 1972 и Gianelli, Principi, 1974)

1 — лерцолиты и серпентиниты; 2 — габбро и полосчатый комплекс; 3 — диабазовые дайки; 4 — офиалциты и брекчий в кровле габбро; 5 — брекчий Монте-Капра; 6 — базальты; 7 — брекчий Монте-Россола; 8 — брекчий Монте-Зеноне; 9 — кремни Монте-Альпе (яшмы); 10 — известняки с кальпионеллами (J_3-K_1); 11 — сланцы Лаванья (K_1)

Необходимо отметить, что ультраосновные породы (бластомилонитизированные лерцолиты — Bortolotti, Gianelli, 1976) и габбро (в том числе и с кумулятивной структурой) подверглись сильному метаморфизму, который предшествовал накоплению вулканогенно-осадочного комплекса. В частности, в габбро наблюдается четкая метаморфическая полосчатость, милонитизация и сжатые простые складки. Милонитизация наблюдается в узких зонах и связана с пластической деформацией вещества (Cortesogno et al., 1975). Этот тип деформаций полностью отсутствует в базальтах и яшмах вулканогенно-осадочной части офиолитового комплекса.

Внутри офиолитовой серии Лигурии выделяется четыре типа брекчий, отличающихся друг от друга не только по литологическому составу обломков, но и по стратиграфическому положению (см. рис. 1). В целом эти брекчий могут быть разделены на две группы: а) брекчий, залегающие в кровле меланократового фундамента¹ и б) брекчий, залегающие внутри вулканогенно-осадочного разреза.

Брекчий в кровле меланократового фундамента. Наиболее широко известны из брекчий этой группы офиалциты, а вернее их специфическая разновидность, выделяемая итальянскими геологами под названием «Россо ди Леванто». Наиболее полное описание этих пород, а также обзор взглядов на их происхождение даны в работах итальянских геологов (Abbate, 1969; Decandia, Elter, 1972; Abbate et al., 1972), отку-

¹ Термин «меланократовый фундамент» предложен М. С. Марковым (1970) для пород офиолитового комплекса, располагающихся ниже его осадочно-вулканогенной толщи, т. е. для ультраосновных пород, габбро, диоритов, комплекса параллельных даек и плагногранитов. Этот термин не имеет генетического смысла, но очень удобен при описании, особенно в тех случаях, когда базальты или осадочные породы верхней части офиолитовой серии располагаются с перерывом на более древних породах офиолитового разреза.

да я и позаимствую необходимый мне материал. В принципе офикальциты этого типа представляют собой брекчированную ультраосновную породу (чаще всего серпентинизированную и иногда пропитанную гидроокислами железа), пронизанную сетью карбонатных прожилков. Офикальциты типа «Россо ди Леванто» находятся в кровле ультраосновных пород и слагают протяженные линзы, мощностью от 1 до 50 м, которые располагаются параллельно подошве перекрывающих их пород верхней части офиолитового комплекса. В обнажениях видно, как относительно массивные ультраосновные породы вверх по разрезу (по мере приближения к базальтам или яшмам) становятся все более и более трещиноватыми. В какой-то момент эти трещины начинают заполняться кальцитом. Еще выше цемента становится все больше и больше, так что отдельные угловатые обломки серпентинитов или лерцолитов как бы плавают в карбонатном материале. Карбонат представлен главным образом кальцитом с небольшим количеством доломита, реже анкеритом и магнезитом. Широко распространены окислы и гидроокислы железа, дающие розовую и красную окраску не только цементу, но и обломкам ультраосновных пород. Иногда в крупных жилах видно, что кальцит по направлению к их центру сменяется типичным известняком. В очень редких случаях цемент в верхней части брекчии сложен крупнозернистым перекристаллизованным известняком, который содержит пирит, халькопирит и хлорит. Кроме того, в виде цементирующей массы присутствуют и микритовые известняки (Elter, 1975). Очень редко в офикальцитах встречаются обломки габбро и единичные фрагменты диабазов и яшм. Система трещин и кальцитовых прожилков резко обрывается по границе офикальцитов и перекрывающих их осадочных или вулканических пород, что говорит о том, что образование офикальцитов предшествовало излиянию лав и осаждению яшм.

Другим своеобразным типом брекчий этой группы являются брекчии преимущественно габбрового состава, вскрытые на побережье Лигурийского моря вблизи от Куарчинелла Сонино (Cortesogno et al., 1975).

Их строение принципиально не отличается от такового офикальцитов, за исключением того, что обломки в этой брекчии сложены породами основного состава. Преобладают обломки метагаббро (флазергаббро), в которых четко проявлена сланцеватость, метаморфическая полосчатость и милонит-бластомилонитовые структуры. Отдельные обломки этих пород в брекчии достигают размеров в 1,5—2 м³. Благодаря метаморфической полосчатости хорошо видно, что блоки и обломки развернуты относительно друг друга. Они цементируются мелкозернистой массой, состоящей из фрагментов габбро, обломков его минералов и глинистого вещества. Цемент и реже обломки пропитаны окислами и гидроокислами железа. Нередко пироксены в габбро замещаются гематитом. В верхней части разреза брекчий, вблизи контакта с перекрывающими их яшмами присутствует карбонатный цемент, столь типичный для офикальцитов. Между радиоляритами и брекчиями располагается тонкий (30 см) выклинивающийся пласт диабазовых брекчий, верхняя часть которых имеет кремнистый цемент и явно переотложена (Cortesogno et al., 1975). Обломки диабазов встречены и ниже по разрезу, внутри габбровых брекчий. Эти массивные породы не несут никаких следов метаморфической полосчатости, перекристаллизации и бластомилонитизации, столь типичных для габбро. Одновременно в обнажениях прекрасно видны диабазовые дайки того же состава, секущие брекчии. Вдоль краев этих маломощных тел (0,5—1 м) видны зоны закалки. Диабазы внутри даек сильно брекчированы, дайки иногда разорваны и изогнуты, но в целом сохраняют свою первичную интрузивную форму. Полное тождество диабазов в дайках и обломках внутри брекчий, на мой взгляд, указывает на то, что эти обломки являются частями растащенных и брекчированных даек, внедрение которых про-

исходило параллельно с образованием брекчий. Последние порции базальтовой магмы внедрялись в уже более спокойной тектонической обстановке и продолжающееся брекчирование привело лишь к дроблению породы внутри дайки.

Красные радиолариты, перекрывающие брекчии, залегают на них с явным перерывом. Яшмы не несут никаких следов брекчирования, что говорит нам о том, что образование брекчий произошло до начала осаждения радиоларитов.

Третий тип брекчий, занимающий аналогичное стратиграфическое положение, выделяется итальянскими геологами под названием брекчий Монте-Капра, которые всегда залегают выше серпентинитов и офикальцитов (Gianelli, Principi, 1974; Cortesogno et al., 1975). Обломки в брекчии представлены феррогаббро, ферродиоритами и их метаморфизованными аналогами (габбро-амфиболитами и амфиболитами), а также плагиогранитами. Интересно отметить, что все эти породы непосредственно не подстилают брекчии, и их коренные выходы в пределах Лигурийских Альп практически отсутствуют. Очень редко в брекчиях этого типа присутствуют обломки серпентинитов. Все эти элементы брекчий деформированы и перекристаллизованы. Цемент брекчий состоит из мелких обломков тех же пород, погруженных в хлоритовую массу. Так же как и в предыдущих случаях, вулканыты, перекрывающие брекчии, не несут никаких следов брекчирования. Общая мощность брекчий этого типа достигает 250 м.

Брекчии внутри вулканогенно-осадочной части разреза офиолитового комплекса. Внутри вулканогенно-осадочной серии (по литологическому составу выделяется два типа брекчий — Монте-Россоло и Монте-Зеноне. Брекчии Монте-Россоло имеют разное стратиграфическое положение. Они залегают как внутри вулканогенной части разреза, где они отделяют массивные диабазы от диабазов с подушечной структурой (Abbate, 1969), так и в его кровле (Decandia, Elter, 1972). Брекчии этого же типа встречаются и внутри красных радиоларитов Монте-Альпе (Gianelli, Principi, 1974). Линзы, пласты и пачки брекчий имеют мощность от 10—50 м (Decandia, Elter, 1972) до 250 м (Abbate, 1969). Повсеместно в них преобладают обломки диабазовых подушек и массивных долеритов. В подчиненном количестве встречаются обломки гнейсированных габбро. Преобладают обломки величиной в 10—15 см в диаметре, хотя встречены и блоки, достигающие 1 м. Сравнительно редки обломки серпентинитов и офикальцитов. Встречены единичные фрагменты яшм и тремолитовых пород, возникших по лерцолитам, габбро и долеритам. Помимо этих пород описаны обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов, встреченных в переслаивании с диабазами ниже по разрезу (Abbate, 1969). Все элементы брекчий погружены в цемент, состоящий из мелких обломков тех же пород, кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, сцементированных хлоритовой массой. Возможно, что хлорит возник по гиалокластовому материалу (Decandia, Elter, 1972). Характерной особенностью брекчий Монте-Россоло является присутствие в их разрезе горизонтов и линз песчаников и осадочных микробрекчий, которые в ряде случаев цементируют и более крупные обломки. Обломочная фракция этих слоистых осадочных пород сложена главным образом остроугольными, иногда полуокатанными обломками диабазов, габбро и слагающих их минералов².

² Описанный нами выше разрез Куарчинелла Сонино относится итальянскими геологами к типу Монте-Россоло (Cortesogno et al., 1975). Однако наличие в этом разрезе диабазовых даек, резкое преобладание обломков габбро, отсутствие среди брекчий осадочных горизонтов и, главное, присутствие в их верхней части карбонатного цемента, что позволяет их сравнивать по стратиграфическому положению с офикальцитами, резко отличают эти брекчии от брекчий типа Монте-Россоло.

Брекчии типа Монте-Зеноне (Principi, 1973; Gianelli, Principi, 1974; Cortesogno et al., 1975) располагаются или внутри разреза радиоляритов, или же в его основании, где они нередко тесно связаны с брекчиями Монте-Россола (Gianelli, Principi, 1974). В брекчиях резко преобладают крупные блоки габбро (в том числе рассланцованные и гнейсированные), размеры которых достигают 1 м в диаметре. В подчиненном количестве в брекчиях встречены обломки базальтов, серпентинитов и осадочных пород. Погружены эти обломки в цемент, состоящий из мельчайших фрагментов тех же пород и составляющих их минералов, скрепленных хлоритовой массой. Так же как и брекчии Монте-Россола, брекчии Монте-Зеноне прослаиваются пачками и линзами аргиллитов, песчаников и микробрекчий, иногда дающих градационные циклы. Кроме того, в самих брекчиях встречены прослои яшм (Principi, 1973).

Офиолитовый комплекс Лигурии в целом пережил четыре этапа метаморфизма, которые последовательно накладывались друг на друга и вовлекали в этот процесс все больший и больший круг пород офиолитового разреза (Gianelli, Principi, 1974; Cortesogno, Gianelli, Piccardo, 1975; Bortolotti, Gianelli, 1976)³.

Первый из этих этапов, проходивший в условиях высоких температур и относительно низких давлений (600°, 2—3 кбар), привел к формированию диопсидового пироксена, розовато-коричневой роговой обманки и перекристаллизации кальциевого плагиоклаза и связан с фазой пластических деформаций. Этот этап протекал до внедрения даек и проявлен лишь в полосчатом комплексе и габбро.

Второй этап (зеленовато-коричневая роговая обманка + зеленовато-голубой амфибол) сопровождал хрупкую деформацию и проявлен как в габброидах, так и в части даек. Этот этап предшествовал образованию брекчий.

Третий этап, тесно связанный со вторым, проходил в условиях зеленосланцевой фации (альбит + хлорит + эпидот + тремолит + актинолитовый амфибол). Метаморфизм этого этапа охватил габброиды, дайки и брекчии Монте-Капра (в том числе и их цемент).

Четвертая низкотемпературная фаза (с пренитом), связанная с тектоническим становлением офиолитового комплекса в современной структуре, охватила весь офиолитовый разрез (в том числе и цемент брекчий Монте-Россола и Монте-Зеноне).

Обращает на себя внимание, что метаморфизм брекчий в кровле меланократового фундамента проходил в условиях низов зеленосланцевой — верхов амфиболитовой фации метаморфизма и связи с этапом хрупких деформаций (дроблением).

НЬЮФАУНДЛЕНД

Брекчии, подстилающие разрез шаровых лав, описаны в западной части этого острова (Williams, Malpas, 1972), где они входят в состав двух тектонических комплексов, слагающих в настоящее время крупные тектонические покровы.

Первый комплекс (Бей оф Айлендс) сложен полным разрезом офиолитовой серии, который смят в относительно простые складки. В синклиналях, в горах Блоу ми Даун и Норт-Арм, снизу вверх в стратиграфической последовательности обнажаются перидотиты, габбро, комплекс параллельных даек и толентовые базальты с подушечной отделенностью (рис. 2). Брекчирование главным образом сосредоточено на стратиграфическом уровне дайкового комплекса. «Брекчии состоят из тесно притертых угловатых обломков даек различного размера, погру-

³ Условия возникновения бластомилонитизированных дерцолитов здесь не рассматриваются.

женных в тонкозернистую гранулированную массу, которая состоит из гораздо более мелких обломков пород и минералов, представляющих собой более размельченный материал, литологически идентичный более крупным обломкам» (Williams, Malpas, 1972, стр. 1220).

Эти брекчированные дайки располагаются главным образом внутри габбро и слагают порой до 100% объема обнажений, хотя небольшое их

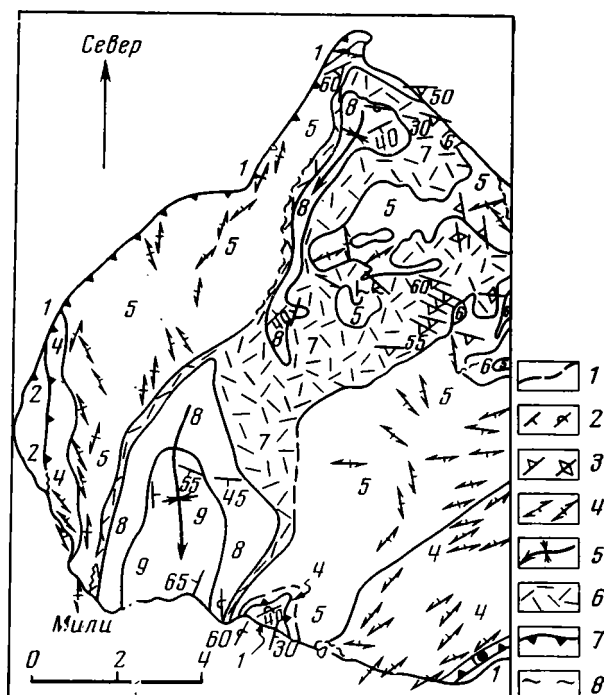


Рис. 2. Геологическое строение комплекса Бей оф Айлендс в горах Норт-Арм (Williams, Malpas, 1972) 1 — геологические границы (установленные и предполагаемые); 2 — падение пород (нормальное и опрокинутое); 3 — падение даек в комплексе параллельных даек (наклонное и вертикальное); 4 — полосчатость в изверженных породах (наклонная и вертикальная); 5 — оси синклиналей и направление их погружения; 6 — брекчирование в комплексе параллельных даек; 7 — тектоническая граница в основании комплекса Бей оф Айлендс; 8 — сбросы и взбросы.

Цифры на рисунке: 1 — группа Хамбер-Арм (обломочные породы с подчиненным количеством вулканитов); 2 — формация Скиннер Ков (вулканиты различного состава); 3—9 — комплекс Бей оф Айлендс: 3 — метаморфический ореол, 4 — ультраосновные породы, 5 — габбро, 6 — включения амфиболитов в габбро, 7 — комплекс параллельных даек и брекчин, 8 — пиллоу-лавы, 9 — обломочные отложения

количество встречается и среди толентовых базальтов. Местами сильно брекчированию подвержены и габбро. Поверхность контакта между пиллоу-лавами и дайками иногда субгоризонтальная (гора Норт-Арм) и очень резкая, что подчеркивается полным отсутствием брекчирования в толитах. Разнится и степень метаморфизма этих эффузивных и интрузивных образований: если дайковый комплекс метаморфизован в условиях зеленосланцевой — верхов амфиболитовой фации, то базаль-

ты носят следы лишь цеолитовой субфации метаморфизма. По мнению авторов цитированной выше работы, метаморфизм последовал вслед за брекчированием. Обращает на себя внимание и резкое структурное несогласие между простиранием пород внутри габбро и нижней границей дайкового комплекса.

Второй комплекс (Литтл-Порт) состоит из амфиболитов, рассланцованных габбро и прорывающих их плагиогранитов. Эти породы инъецированы серией даек, которые, так же как и в комплексе Бей оф Айлендс, брекчированы, метаморфизованы и подстилают разрез толеитовых базальтов. Обломки в брекчиях имеют размер от 2 мм до 2 м в диаметре (преобладающий размер обломков 0,6—5 см). Они сцементированы мелкими округленными обломками минералов, входящих в состав диабазовых даек. Цемент занимает не более 20% объема породы. Важно отметить, что брекчированию в комплексе Литтл-Порт подвержены не только дайки, но и вмещающие их породы: амфиболиты, рассланцованные габбро и граниты. Это дробление иногда локализовано в узкой зоне вблизи даек, и тогда обломки вмещающих пород (например плагиогранитов) включены в краевую брекчию даек, но иногда проявлено и без видимой связи с комплексом брекчированных даек. Например, на востоке о. Биг-Айленд брекчия сложена гранитами, которые прорывают рассланцованное габбро. Брекчирование наложено на уже тектонизированные граниты, габбро и амфиболиты.

МАЛЫЙ КАВКАЗ

Брекчии, располагающиеся в кровле серпентинитов и габбро Ипякского тектонического покрова (Книппер, Соколов, 1974), широко распространены внутри Севано-Акеринской зоны. Они перекрываются терригенными породами сеноманского яруса, которые выделяются С. Д. Соколовым (1975) под названием Кылычлинского разреза.

Один из наиболее полных разрезов этих брекчий вскрыт в долине р. Ипяк, к востоку от села Козлу. Здесь нижняя часть Ипякского тектонического покрова сложена серпентинитами, которые надвинуты на олистостромовый комплекс сеномана — нижнего коньяка (Книппер, Соколов, 1974).

В основании тектонического покрова залегают относительно массивные, но брекчированные серпентиниты, мощность которых достигает 100 м. Затем по приближении к кровле серпентинитовой пластины эти породы приобретают вид брекчии, имеющей как бы щебенчатую структуру. Совершенно постепенно вверх по разрезу среди серпентинитовой щебенки появляются отдельные, сначала очень редкие, а затем все более и более частые включения чужеродных пород, имеющих также остроугольную неправильную форму. Это обломки роговообманковых габбро, габбро-пегматитов, эпидозитов, диабазов и тремолитовых рассланцованных пород, возникших скорее всего по габбро. Экзотические обломки включены в серпентинитовую брекчию, и общее их количество не превышает 5% общего объема породы. Цементом брекчий в их нижней части является тонко перетертая серпентинитовая масса. Примерно в средней части разреза брекчий появляется и известняковый цемент, который выполняет отдельные трещины. Эти карбонатные породы представлены серыми или голубовато-серыми микритовыми известняками. В самой верхней части разреза брекчии имеют вид типичных офикальцитов. Здесь преобладают розовые микритовые известняки (с гематитом), в которых как бы плавают разной величины обломки (от микроскопических до глыб величиной в 1—2 м³) гематизированных серпентинитов. Параллельно с появлением известнякового цемента в офикальцитах появляются обломки округлой и эллипсоидальной формы. Общая мощность брекчий около 50 м.

В районе села Килиса (Бина), на левом берегу р. Тутхун, верхняя часть Ипякского покрова сложена массивными амфиболовыми габбро, кровля которых превращена в брекчии, мощность которых достигает 50—70 м. Нижняя часть разреза брекчий состоит только из обломков подстилающих пород, а в средней и верхней частях помимо амфиболовых габбро в обломках встречены полосчатые габбро, габбро-пегматиты, микрогаббро и диабазы. Форма обломков в большинстве случаев остроугольная, но некоторые фрагменты пород имеют и сглаженную форму. В самой верхней части брекчий среди обломков основных пород появляются мелкие вытянутые обломки серпентинитов. Цементом брекчий является передробленная масса, состоящая из микроскопических обломков габбро и их минералов.

В районе села Кылычлы верхняя часть Ипякского покрова вновь состоит из брекчий (Григорьев и др., 1975), в которой перемешаны обломки диабазов, зеленых сланцев и мраморов. Хорошо видно, что диабазы прорывают эту метаморфическую толщу и что брекчирование, как и в Лигурийских Альпах, происходило параллельно с их внедрением.

Как мы видим, на Малом Кавказе брекчии не перекрываются базальтоидной серией офиолитового комплекса. Можно только гадать, присутствовала ли она здесь и затем была уничтожена в результате размыва, или же вообще не отлагалась. Однако необычайная схожесть этих брекчий с таковыми Италии и Ньюфаундленда во всяком случае должна говорить об одинаковом механизме их образования.

КАМЧАТКА

Брекчии, залегающие в кровле рассланцованных и амфиболизированных габбро, были описаны М. С. Марковым (1975) на п-ове Камчатского мыса. Здесь, вблизи контакта габброидов и верхнемеловых базальтов с подушечной структурой, «...габброиды теряют монолитность, распадаясь на отдельные блоки неправильной формы. Ближе к контакту раздробленность габброидов увеличивается, отдельные блоки уменьшаются в размерах» (Марков, 1975, стр. 91). Цементом брекчий, мощность которой колеблется от 3 до 12 м, является хлорит-коренситовая масса. Эффузивы залегают на раздробленных габброидах по неровной, карманообразной поверхности. Отдельные мелкие обломки габбро встречаются и выше по разрезу в междушаровых пространствах базальтов и в прослоях туфобрекчий.

МОРЯ И ОКЕАНЫ

Несмотря на то что наши знания по строению дна морей и океанов крайне неполны, все же породы, весьма похожие на офикальциты, были подняты со дна краевых морей и океанов.

К востоку от о. Лусон (Филиппины) скважиной 293, пробуренной с борта «Гломара Челленджера» (Karig et al., 1975), ниже глубоко-водных коричневых и красных глин позднего миоцена, была вскрыта тектоническая брекчия (акустический фундамент), мощность которой равна 46,5 м. Эта брекчия состоит преимущественно из обломков метабазальтов и метагаббро, метаморфизованных в условиях низов зеленосланцевой и верхов амфиболитовой фации метаморфизма. Обломки в брекчии величиной до 15 см в диаметре сложены толентовыми базальтами со сланцеватой текстурой, метабазальтами, в которых пироксен замещен актинолитом, кумулятивными габбро (часто деформированными и рассланцованными), в которых клинопироксен также замещен актинолитом, амфиболовыми габбро, амфиболитами, микрогаббро, зелеными сланцами и рассланцованными кварцевыми диоритами. Эти остроугольные и несортированные обломки погружены в

глинистую вмещающую массу, которая содержит многочисленные обломки плагиоклаза и амфибола. Цементирующая масса нередко обогащена кальцитом и гетитом.

Брекчии с карбонатным цементом найдены и в Атлантическом океане, где они подняты при драгировании в зоне трансформного разлома Романш. Эти брекчии сложены обломками серпентинита, который заключен в кальцит-арагонитовый цемент. По внешнему виду они необычайно похожи на офикальциты (Бонатти и др., 1973, фиг. 5). Такого же типа брекчии описаны и в пределах подводного хребта Палмер (Канн, 1973), где присутствуют серпентинитовые брекчии, сцементированные крупнокристаллическим карбонатом. Помимо обломков серпентинитов в этих брекчиях обнаружены фрагменты амфиболитов (апобазальтовых), перекристаллизованных пелагических илов, хлоритовых пород, мономинерального кварца, эпидота и тремолита.

Брекчии с карбонатным цементом, содержащие обломки разнообразных пород офиолитового комплекса, как это показывают результаты драгирования, выполненного во время 6-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Курчатов», широко распространены в Атлантическом океане (Дмитриев и др., 1974). Однако их стратиграфическое положение в разрезе океанического дна пока еще неясно.

Как показывает материал, изложенный в этой главе, специфические брекчии, располагающиеся внутри офиолитового комплекса, не являются случайным элементом их разреза и встречаются не только в складчатых областях континентов, но и в океанах. По моему глубокому убеждению, детальное изучение разрезов офиолитового комплекса приведет к обнаружению этих брекчий и в других регионах, где в настоящее время их выделению не придается должного значения. В частности, типичные офикальциты, названные «апосерпентинитовыми известняками» (Макарычев, Куренков, 1974), были показаны участникам международного симпозиума «Офиолиты в земной коре» Г. И. Макарычевым внутри канского серпентинитового меланжа. На этом же симпозиуме Л. В. Дмитриев и А. Я. Шараськин продемонстрировали образцы серпентинитовых брекчий с карбонатным цементом, поднятые ими при драгировании дна Атлантического океана, которые внешне неотличимы от типичных офикальцитов.

ОБЗОР ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ

Поскольку брекчии Лигурийских Альп изучены лучше всего, то вполне естественно, что по поводу их происхождения было высказано наибольшее количество гипотез. При этом наибольшие разногласия возникают при интерпретации генезиса офикальцитов и их стратиграфических аналогов, поскольку осадочное происхождение брекчий, залегающих внутри вулканогенно-осадочного разреза (брекчии Монте-Россола и Монте-Зеноне), вряд ли вызывает сомнение. По внешнему облику эти породы близки к мономиктовым и полимиктовым брекчиям, широко распространенным внутри олистостромовых комплексов, перегруженных обломками офиолитовой серии. Ясно, что их образование связано с переотложением возникших ранее пород, часть которых (ультраосновные породы и габбро) подверглась метаморфизму и рассланцеванию задолго до попадания их в брекчии, о чем свидетельствует присутствие в брекчиях обломков офикальцитов. Ранее эти брекчии считались или чисто вулканическими породами (Bailey, McCallien, 1960), или же вулканогенно-осадочными образованиями (Abbate, 1969).

Проблема происхождения брекчий, располагающихся в кровле серпентинитов и габбро, гораздо более сложна и в последнее время неод-

нократно дискутировалась в печати. Пожалуй, наибольшие разногласия всегда вызывало происхождение офикальцитов типа Россо ди Леванто. Своеобразный облик и состав этих пород породил множество точек зрения на их происхождение, и зачастую один и тот же исследователь не ограничивался одной гипотезой, а высказывал их несколько.

Вначале считалось, что эти породы возникли в результате или прямого контактового воздействия ультраосновной магмы на вмещающие породы (Cornelius, 1912; Conti, 1954), или вследствие гидротермальной деятельности, связанной с этой магмой (Cornelius, 1912). Возможным считалось и эксплозивное происхождение офикальцитов, связанное с подводными излияниями лав серпентинитового состава (Bailey, McCaillen, 1960). Кальцит офикальцитов по этой гипотезе является магматическим продуктом (карбонатитом). Предполагалось также, что офикальциты возникли в результате механического перемешивания между вулканическим (серпентиниты) и осадочным (карбонатный ил) материалом (Cornelius, 1912).

С. Конти также считал возможным, что серпентиниты офикальцитов могли возникнуть в результате метасоматической переработки доломитов и известняков титонского яруса (Conti, 1954, 1963).

Не исключалось и тектоническое происхождение брекчий, связанное с дроблением пород вдоль молодых нарушений (Bonney, 1879; Galli, 1957, 1964).

Полевые и лабораторные исследования последнего десятилетия внесли существенные коррективы в эти представления.

Уже в 1965 г. П. Пассерини пришел к единственному, на мой взгляд, правильному выводу, говорящему о том, что брекчирование предшествовало излиянию базальтов и накоплению яшм (Passerini, 1965). Он предполагал, что образование офикальцитов связано с гидротермальной переработкой в большей или меньшей степени брекчированных и серпентинизированных ультрабазитов.

Однако в том же 1965 г. изотопный анализ карбонатного материала офикальцитов показал, что соотношение изотопов C^{13}/C^{12} и O^{18}/O^{16} в них типично для осадочных пород морского происхождения (Galli, Togliatti, 1965). Присутствие в офикальцитах крупнозернистых и микритовых известняков (см. выше) также говорит в пользу осадочного происхождения цемента этих брекчий. Эти факты привели к заключению, что брекчирование ультрабазитов и габбро немедленно сменилось накоплением карбонатного ила, который затекал внутрь брекчий и цементировал ее обломки (Bortolotti, Passerini, 1970).

В то же время не исключено, что кальцит, заполняющий мельчайшие трещины в обломках серпентинитов, все же является гидротермальным продуктом, возникшим до цементации брекчий карбонатным материалом осадочного происхождения (Elter, 1975).

В настоящее время большинство исследователей считают, что брекчии в кровле ультраосновных пород возникли в результате их механического перетиранья (Decandia, Elter, 1969, 1972; Bortolotti, 1970; Abbate et al., 1972; Cortesogno et al., 1975; Elter, 1975). Однако если большинство из вышеперечисленных авторов считают, что брекчирование связано с дроблением пород вдоль трансформных и параллельных оси срединно-океанического хребта разломов, то Ф. Декандиа и П. Элтер предполагают, что брекчии образовались вдоль горизонтальной плоскости срыва, возникшей в процессе «сдирания» гранитно-метаморфического слоя земной коры с ее базальтового слоя и верхней мантии.

Аналогичное происхождение имеют, на наш взгляд, и габбровые брекчии, описанные нами выше в разрезе Куарчинелла Сонино. Так же как и в офикальцитах, в их верхней части появляется карбонатный цемент, и в одной из своих последних работ П. Элтер даже предлагает

называть такой тип брекчий также офикальцитами (Elter, 1975). Тектоническое происхождение имеют и брекчии Монте-Капра (Cortesogno et al., 1975), хотя Дж. Джианелли, один из авторов этой работы, ранее, вслед за канадскими геологами (Williams, Malpas, 1972), связывал брекчирование с флюидизацией и действием газов, в результате чего происходит статический рост гидросодержащих минералов, что приводит к растрескиванию пород (Gianelli, Principi, 1974).

Этим же механизмом объясняют и происхождение брекчий в комплексе параллельных даек в Ньюфаундленде (Williams, Malpas, 1972), хотя, на мой взгляд, эта причина не может объяснить брекчирование пород, вмещающих дайки. Впрочем, Г. Вильямс и Д. Малпас весьма осторожны в своих выводах и подчеркивают, что точные причины брекчирования им неизвестны.

Исследователи океанического дна также считают брекчии офикальцитового типа тектоническими образованиями (Бонатти и др., 1973; Канн, 1973; Karig, 1975).

Подводя итоги вышесказанному, можно говорить о том, что в настоящее время большинство исследователей склоняется к тектоническому происхождению брекчий, залегающих в кровле меланократового фундамента хотя совсем недавно была высказана и иная точка зрения, согласно которой, офикальциты возникли в результате наземного выветривания на поверхности островных поднятий (Folk, McBride, 1976).

Однако как этот тектонический эпизод, предшествующий излиянию базальтов и отложению глубоководных осадков, укладывается в существующие представления о становлении офиолитового комплекса? Каково значение этого эпизода при образовании коры океанического типа? Ниже мы попытаемся дать ответ на поставленные вопросы.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БРЕКЧИЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Изложенный выше материал позволяет говорить о том, что в ряде разрезов офиолитового комплекса присутствуют специфические брекчии, которые (имеются в виду брекчии в кровле меланократового фундамента) обладают некоторыми специфическими признаками, из которых, на мой взгляд, наиважнейшими являются следующие.

1. Брекчии всегда залегают в виде пласта в кровле серпентинитов и габбро и стратиграфически подстилают эффузивные и осадочные породы. Брекчии этого типа нигде не слагают линейных зон **внутри** меланократового фундамента, дискордантных по отношению к базальным горизонтам пород, перекрывающих этот фундамент.

2. Брекчии в своей нижней части связаны с подстилающим их субстратом как бы постепенным переходом, что говорит о том, что они не могли быть привнесены извне. В то же время в верхней части разреза брекчий присутствует экзотический материал, в большинстве случаев состоящий из пород офиолитового комплекса (например, обломки габбро в офикальцитах и серпентинитов в габбровой брекчии). В то же время здесь присутствует и чуждый офиолитовой ассоциации материал (обломки амфиболитов, гранитов, зеленых сланцев и др.). Полное отсутствие каких-либо признаков осадочного происхождения брекчий (окатка материала, осадочный цемент, градационная слоистость, сортировка материала) говорит нам о том, что эти экзотические породы были вмещены в брекчии тектоническим путем.

3. Процесс брекчирования предшествовал выводу пород меланократового фундамента в сферу седиментации, т. е. их обнажению на морском дне.

На мой взгляд, весь изложенный выше материал однозначно говорит о тектоническом происхождении брекчий. Более того, их возникновение может быть связано только с горизонтальной плоскостью скалывания. Ряд признаков позволяет предположить, что эта плоскость находилась на относительно больших глубинах, поскольку формирование брекчий сопровождалось метаморфизмом в условиях амфиболитовой — низов зеленосланцевой фации (Bortolotti, Gianelli, 1976). Об этом же говорит и факт брекчирования габбро, которое, прежде чем попасть на поверхность морского дна, должно было закристаллизоваться в глубинных условиях (т. е. над камерой, где происходило остывание и дифференциация магмы основного состава, должна была существовать довольно мощная покрывка) и пройти этап пластических деформаций, приведший к появлению в них гнейсовидной текстуры. Можно также думать, что экзотические породы, не имеющие прямого отношения к офиолитовому комплексу (граниты и амфиболиты), являются частями этой кровли, перемешанными в процессе ее удаления с породами меланократового фундамента.

Возникает естественный вопрос: на какой глубине располагалась эта горизонтальная поверхность скалывания? Поскольку ниже брекчий располагаются только ультраосновные породы и габбро, то можно думать, что поверхность срыва, приведшая к удалению кровли и брекчированию пород меланократового фундамента, проходила где-то вблизи раздела Мохоровичича.

Следующий вопрос, логически вытекающий из всего вышесказанного, может быть сформулирован таким образом: какие геологические события привели к созданию столь своеобразного разреза офиолитового комплекса? Ведь все приведенные выше наблюдения по офиолитовой серии Лигурии, Ньюфаундленда и других районов никак не укладываются ни в одну из существующих в настоящее время моделей становления офиолитового комплекса, предполагающих одновременность образования всех его членов (Steinmann, 1926; Brunn, 1960; Moores, 1969, и др.). Очевидно, что описанные нами соотношения не соответствуют предположению о рождении всех членов офиолитовой ассоциации в срединно-океаническом хребте, где, казалось бы, согласно существующим концепциям, породы кумулятивного комплекса (полосчатый комплекс и габбро) должны быть тесно связаны с серией параллельных даек и толентовыми базальтами. Необходимо создание модели, которая бы учитывала следующие события, последовательно сменяющие друг друга во времени: внедрение кумулятивного комплекса в ультраосновные тектониты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) → гнейсирование кумулятивного комплекса → брекчирование кровли ультраосновных тектонитов и кумулятивного комплекса с одновременным «вмещением» в брекчии пород, чуждых офиолитам, и внедрением диабазовых даек и трондьемитов → выведение пород меланократового фундамента в сферу седиментации → перекрытие этих пород (в том числе и брекчий) базальтами и яшмами.

Ниже я попытаюсь изложить свои представления, которые, возможно, наиболее удачно объясняют изложенные выше факты (см. рис. 3). Формирование разреза офиолитового комплекса (с брекчиями в кровле меланократового фундамента) связано с четырьмя этапами, каждый из которых характеризовался специфическими тектоническими или магматическими условиями.

Первый из этих этапов связан с возникновением наиболее древней части меланократового фундамента — дунит-гарцбургитового комплекса, включающего в себя и лерцолиты. Разбор процесса его образования и вопрос возраста далеко выходят за рамки настоящей работы. Эта проблема достаточно подробно разобрана в целом ряде исследова-

ний (Nicolas, 1968 и другие его работы; Reinhardt, 1969; Juteau et al., 1973; Juteau, 1975; Jackson et al., 1975).

Второй этап становления офиолитового комплекса связан с дифференцированными горизонтальными движениями вдоль некоторых границ внутри литосферы⁴, в том числе и вдоль границы М. В этот момент за счет раздвижения происходит утонение базальтовой и гранитно-метаморфической оболочек земной коры. В утоняющуюся зону (рифт ?) внедряется основная магма, кристаллизация которой в глубинных условиях приводит к формированию крупного дифференциро-

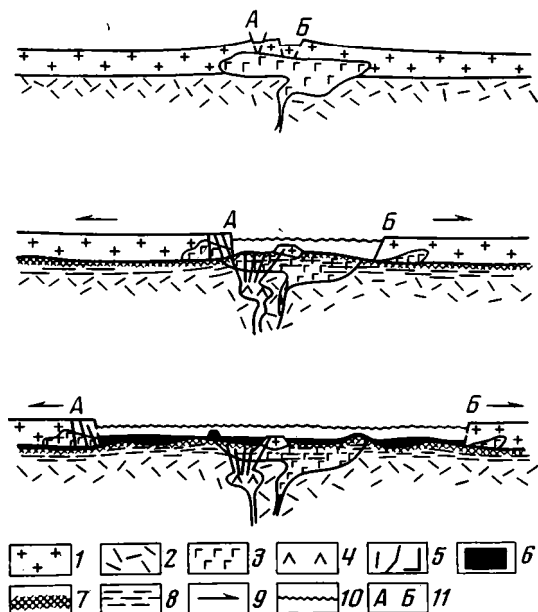


Рис. 3. Схема становления офиолитового комплекса, содержащего брекчии в кровле меланократового фундамента

1 — верхняя часть литосферы; 2 — меланократовый фундамент; 3 — нижняя часть литосферы (верхняя мантия); 4 — габбро и полосчатый комплекс; 5 — дайковый комплекс; 6 — вулканогенно-осадочная серия; 7 — брекчии в кровле меланократового фундамента (в том числе и офикальциты); 8 — зона пластического течения пород; 9 — направление перемещения верхней части литосферы; 10 — уровень моря; 11 — условные точки, показывающие относительный масштаб перемещения. Масштаб произвольный

ванного массива, где рождается кумулятивный «полосчатый» комплекс (переслаивание дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро в нижней части массива, преимущественно габбро в верхней). Вмещающими породами для этого комплекса (стенками камеры) являются не только тектонизированные дунит-гарцбургиты верхней мантии, но и породы, располагающиеся выше поверхности М. Кристаллизация расплава происходит в условиях сильных тектонических напряжений, которые обусловили не только полосчатое строение комплекса, но и его пластическое течение, метаморфизм и бластомилонитизацию.

В процессе «сдирания» верхней части литосферы, вблизи поверхности М возникает зона брекчий, которая развивается как по ультраосновным породам верхней мантии, так и по «полосчатому» комплексу. В этой брекчирующей зоне происходит перемешивание пород относительного автохтона, представленного разного типа ультраосновными породами и габбро, и аллохтона (граниты, амфиболиты, зеленые сланцы и др.). Не исключено, что брекчии подвергаются гидротермальной проработке растворами, обогащенными карбонатами кальция, которые и заполнили мелкие трещины в обломках брекчии.

Третий этап формирования офиолитового разреза начинается с внедрения диабазовых даек, которые интродуцируют не только породы

⁴ Под литосферой в настоящей работе понимается совокупность верхней мантии (нижняя часть литосферы), базальтового и гранитно-метаморфического (верхняя часть литосферы) геофизических слоев.

меланократового фундамента (в том числе и гнейсированный к этому моменту кумулятивный комплекс), но и более верхние горизонты литосферы. В силу продолжающегося удаления земной коры происходит брекчирование даек и их обломки включаются в состав брекчий. По всей видимости, источником базальтовой магмы, давшей начало дайковому комплексу, служил новый магматический очаг, никак не связанный с камерой, в которой происходило формирование кумулятивного комплекса. Таким образом, этот этап становления офиолитовой серии в тектоническом отношении как бы продолжает второй этап, но оторван от него по магматизму.

В конце третьего этапа, в результате удаления верхней части литосферы, кровля меланократового фундамента, сложенная тектонической брекчий, выводится в сферу осадконакопления. Эти породы слагали дно морского бассейна, в котором происходило отложение известняков. Карбонатные илы затекали в промежутки между обломками и цементировали ее верхнюю часть. Тогда же произошло и частичное переотложение брекчий, связанное с деятельностью придонных течений.

Следующий, четвертый этап становления офиолитового комплекса связан с формированием его вулканогенно-осадочной части. В момент излияния базальтовых лав рельеф дна морского бассейна был сильно расчленен (см. рис. 1), что, возможно, связано с ростом серпентинитовых протрузий. Потоки базальтов заполняли депрессии морского дна и вверх по разрезу сменялись кремнистыми осадками. В то же время эти осадки, выплескиваясь на края поднятий, располагались прямо на офикальцитах.

Одновременно с излиянием базальтов и осаждением яшм происходило обрушение пород, слагавших склоны поднятий, обрамлявших впадины на дне морского бассейна. В результате этого процесса обломки пород меланократового фундамента, офикальцитов и базальтов образовали прослой брекчий внутри вулканогенно-осадочного разреза (брекчии типа Монте-Россоло и Монте-Зеноне Лигурии).

Вопрос о комагматичности диабазов дайкового комплекса с толеитовыми базальтами верхней части офиолитовой серии остается открытым. Не исключено, что в некоторых случаях магматические связи между этими породами отсутствуют.

Предложенная гипотеза происхождения разрезов офиолитового комплекса, содержащих брекчии в кровле меланократового фундамента, близка к воззрениям Ф. Декандиа и П. Элтера (Decandia, Elter, 1969, 1972; Elter, 1975) и, на мой взгляд, удачно объясняет целый ряд фактов, не поддающихся объяснению с позиций других концепций. Эта точка зрения в известной мере продолжает и развивает представления А. В. Пейве о горизонтальном тектоническом расслаивании земной коры и верхней мантии (Пейве, 1969, 1975). В то же время предложенная в статье схема становления офиолитового комплекса нуждается в некоторых пояснениях.

Как мы видели, в общем случае последовательное формирование вышеописанного разреза офиолитового комплекса приводит к образованию коры океанического типа, где дунит-гарцбургиты, кумулятивный комплекс, серия параллельных даек и брекчии в кровле меланократового фундамента отвечают слою «3» современных океанов, базальты с прослаивающими их брекчиями — слою «2», а перекрывающие их осадочные породы — слою «1». Однако во время «сдирания» верхней части литосферы (растяжения) породы, слагающие отдельные части этого разреза, могут «вырываться» за пределы океанической коры.

К этой категории пород относятся расслоенные габбровые интрузии континентов (Скаергаард, Стилутер и др.), похожие на кумулятивный комплекс офиолитовой серии (Jackson et al., 1975). Их внедре-

ние связано с рифтогенным этапом развития земной коры (Иванов, Нечуехин, 1976; Wit de et al., 1976).

Диабазы и долериты комплекса «параллельных даек», связанные, с одной стороны, с офиолитовой ассоциацией, а с другой,— прорывающие породы, типичные для верхней части литосферы, известны во многих местах. Они описаны в Лигурии, где эти породы пересекают граниты герцинского возраста (Elter, 1975), на о. Ньюфаундленд, на Малом Кавказе, в Южном Гиссаре (Портнягин, 1974) и в Южных Андах (Wit de et al., 1976). В этом последнем случае одни и те же рои даек диабазового состава секут и габбро, и кору континентального типа с ее платформенным чехлом.

Аналогичные явления описаны и в районе Красного моря, где нижнемиоценовые габбро и дайки дибазов, внедрение которых связано с образованием рифтовой структуры, прорывают докембрийские и палеозойские породы западной части Аравийской платформы (Coleman, 1974).

Подводя итоги вышесказанному, можно говорить о том, что механическое удаление верхней части литосферы с пород, слагающих верхнюю мантию, приводит к формированию коры океанического типа (становлению офиолитового разреза). Очевидно, к аналогичному результату приводит и смещение внутри верхней части литосферы, происходящее вдоль поверхности Конрада. Ранее, основываясь на присутствии в некоторых офиолитовых разрезах высокометаморфизованных пород (гранатовых амфиболитов и эклогитов), я уже обращал внимание читателей на это обстоятельство (Книппер, 1975). Однако тот же процесс горизонтального тектонического расслаивания литосферы может привести и к другим формационным сочетаниям. Типичным тому примером может служить Малый Кавказ, где вскрытие меланократового фундамента и возникновение брекчий в его кровле не сопровождалось образованием вулканогенно-осадочной серии океанического типа, т. е. формированием полного офиолитового разреза.

Как мы видели ранее, все описанные в настоящей статье разрезы офиолитового комплекса характеризуются ярко выраженным перерывом в основании вулканогенно-осадочной серии. Однако существуют и другие типы разрезов офиолитовой ассоциации, где этот перерыв, по всей видимости, отсутствует или не может быть установлен (например, в Омане; Reinhardt, 1969).

Возникает естественный вопрос: можно ли на основании детального изучения разреза офиолитового комплекса говорить о типе тектонических движений, создавших этот разрез, и каково было его первичное тектоническое положение в ряду структур с корой океанического типа (внутреннее море, рифт, окраинное море, океан)? Мне думается, что в ближайшем будущем совместные исследования тектонистов, стратиграфов, петрологов и геохимиков дадут ответ на эти вопросы. Во всяком случае уже сейчас можно говорить о том, что брекчирование кровли меланократового фундамента «...указывает на его важное значение в эволюции офиолитового комплекса в целом и может само по себе служить необычайно полезным указанием при выделении серий пород, возникших в результате развития океанической коры или вовлеченных в это развитие...» (Williams, Malpas, 1972, стр. 1220).

В последнее время детальное изучение офиолитового комплекса привело ко многим научным открытиям, существенно изменившим наши представления о развитии земного шара. В частности, офиолиты занимают ключевое положение в гипотезе новой глобальной тектоники, одним из узловых моментов которой является предположение об огромных горизонтальных перемещениях литосферных плит по астеносфере. Однако изложенный выше материал, основанный на изучении той же офиолитовой серии, указывает на возможность крупных гори-

зонтальных перемещений и по другим, менее глубоким, поверхностям внутри литосферы. В последнее время в Советском Союзе был опубликован целый ряд работ, в которых их авторы на разнообразном геологическом материале показали возможность горизонтального тектонического расслоения литосферы (Пейве, 1969, 1975; Казьмин, 1971; Книппер, 1975; Руженцев, 1976; Пейве и др., 1976; Книппер, Руженцев, 1976).

Предполагаемый механизм тектонического расслоения земной коры возвращает нас к воззрениям А. Вегенера. Такой же механизм предполагал и Г. Штилле, который считал, что при образовании океанов «...особую роль играет представление о перемещении внутри земной коры ее сиалических масс, дающее основу для уяснения целого ряда геотектонических и геомагматических явлений, которые иным путем или совсем не поддаются объяснению, или объясняются с малой степенью достоверности» (Штилле, 1964, стр. 886).

Литература

- Бонатти Э., Гонорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Григорьев В. Н., Книппер А. Л., Соколов С. Д. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кызылчинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа).— Сов. геология, 1975, № 7.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Харин Г. С., Куренцова Н. А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон, т. 3. М., «Наука», 1974.
- Иванов С. Н., Нечехин В. М. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит.— В кн. «Тектоника и структурная геология; планетология». Межд. геол. конгресс, 25 сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976.
- Казьмин В. Г. К проблеме «альпийского меланжа».— Геотектоника, 1971, № 2.
- Канн Дж. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М., «Наука», 1975.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа.— Геотектоника, 1974, № 6.
- Книппер А. Л., Руженцев С. В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс: концепция фиксизма и мобилистская альтернатива. Тезисы совещ. «Глубинные разломы». М., Ротапринт, 1976.
- Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 4.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н. Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов.— Сов. геология, 1976, № 5.
- Портнягин Э. А. Комплекс параллельных даек Южного Гиссара.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4.
- Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М., «Наука», 1976.
- Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Автореф. канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1975.
- Штилле Г. Некоторые данные и соображения о мировых океанах и обрамляющих их районах. Избр. тр. М., «Мир», 1964.
- Abbate E. Geologia delle Cinque Terre e dell' entroterra di Levante (Liguria Orientale).— Mem. della Soc. Geol. It., 1969, v. VIII.
- Abbate E., Sagri M. The eugeosynclinal sequences.— In: Development of the northern Apennines Geosynclin.— Sedimentary geol., 1970, v. 4, No. 3/4.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Studies on mafic and ultramafic rocks. 2. Paleogeographic and tectonic consideration on the ultramafic belts in the Mediterranean area.— Boll. Soc. Geol. It., 1972, v. 91.
- Bailey E. B., McCallien W. J. Some aspects of the Steinmann trinity, mainly chemical.— Quater — J. Geol. Soc. London, 1960, v. 116.

- Bigazzi C., Ferrara G., Innocenti F.* Fission tracks ages of gabbros from Northern Apennine Ophiolites.— *Earth. Planet. Sci. Let.*, 1972, v. 14, No. 2.
- Bonney T. G.* Notes on some Ligurian and Tuscan Serpentinities.— *Geol. Mag.*, 1879, v. 6, No. 2.
- Bortolotti V., Passerini P.* Magmatic Activity.— In: *Development of the Northern Apennines Geosyncline.— Sedimentary Geol.*, 1970, v. 4, No. 3/4.
- Bortolotti V., Gianelli G.* Le rocce gabbriche dell'Appennino Settentrionale: I. Dati recenti su rapporti primari, posizione stratigrafica ed evoluzione tettonica. «Ofoliti».— *Boll. gruppo di lavoro sulle ofioliti Mediterranee*, No. 2, 1976.
- Brunn I. H.* Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique.— *Rev. de Géographie, Physique*, (2), 1960, v. III, fasc. 3.
- Coleman R. G.* Geologic background of the Red Sea.— In: *Geol. Contin. Margins*. Berlin, 1974.
- Conti S.* Considerazioni preliminari sulla genesi delle oficalciti nelle Alpi liguri e Cozie.— *Publ. Ist. Geol. Univ. Genova*, ser. B, 1954, v. 8.
- Conti S.* Nuove osservazioni sulla preparazione della carta geologica della Liguria. *Atti. Ist. Geol. Univ. Genova*, 1963.
- Cornelius H. P.* Petrographische Untersuchungen in den Bergen Zwischen Septiner — und Julierpass.— *Diss. N. Jahr. Min.*, 1912, 35.
- Cortesogno L., Gianelli G., Piccardo G.* Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks (Northern Apennine and Tuscany).— *Boll. Soc. Geol. It.*, 1975, v. 94.
- Decandia F. A., Elter P.* Riffessioni sul problema delle ofioliti nel l'Appennino settentrionale.— *Atti. Soc. Toscana, Sci. Nat.*, 1969, v. 74, No. 1.
- Decandia F. A., Elter P.* La «zona» ofiolitica del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la val Graveglia (Appennino Ligure).— *Mem. Soc. Geol. It.*, 1972, t. II.
- Elter P.* L'ensemble Ligure.— *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 1975, t. XVII, No. 6.
- Folk R. L., McBride F.* Possible pedogenic origin of Ligurian ophiolite: a mesozoic calcified serpentinite. In: 25-th International Geological Congress, abstracts, v. 3, 1976.
- Galli M.* Il Rosso di Levanto.— *Rend. Soc. Min. It.*, 1957, v. 13.
- Galli M.* Le ofioliti dell'Appennino Ligure.— *Ann. Museo Civ. Storia Nat. Genova*, 1964, v. 74.
- Galli M., Togliatti V.* Ricerche petrografiche sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Il Rosso di Levanto. Nuovo contributo.— *Ann. Mus. Civ. Storia Nat. Genova*, 1965, v. 75.
- Gianelli G., Principi G.* Studies on mafic and ultramafic rocks. 4. Breccias of the ophiolite suite in the Monto Bocco area (Ligurian Apennine).— *Boll. Soc. Geol. It.*, 1974, v. 93.
- Jackson E., Green H., Moores E.* The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, v. 86, No. 3.
- Juteau T.* Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie).— *Sc. de la Terr.*, mem. 32, 1975.
- Juteau T., Lapiere H., Nicolas A., Parrot J.-F., Ricou L.-E., Rocci G., Rollet M.* Idée actuelles sur la constitution, l'origine et evolution des assemblages ophiolitiques mesogènes.— *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 1973, t. XV.
- Karig D. E.* Basin genesis in the Philippine sea.— In: *Karig D. E., Ingle J. C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 31, Washington (U. S. Government Printing Office), 1975.
- Karig D. E., Ingle J. C. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 31, Washington (U. S. Government Printing Office), 1975.
- Moore E.* Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex of Northern Greece.— *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, No. 118, 1969.
- Nicolas A.* Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo.— *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1968, Bd 48, H. I.
- Passerini P.* Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirkeno.— *Pubbl. del Centro di studi per la Geologia Dell'Appennino*, No. 172, 1965.
- Principi G.* Il conglomerato di Monte-Zenone (Nota preliminare).— *Boll. Soc. Geol. It.*, 1973, v. 92.
- Reinhardt B.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline.— *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1969, Bd 49, No. 1.
- Steinmann G.* Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge. In: *Compt. rend. 14 Congr. nat. Madrid*, 1926.
- Williams H., Malpas J.* Sheeted Dikes and Brecciated Rocks within Transported Igneous complexes, Bay of Islands, Western Newfoundland.— *Can. J. Earth Sci.*, 1972, v. 9, No. 9.
- Wit de M., Dalziel I., Stern Ch., Bruhn R.* The development and destruction of a mesozoic ensialic marginal basin. 25-th Intern. Geol. Congr. Abstracts, 1976, v. 1.

УДК 551.242.31 (238.1)

К. Б. СЕСЛАВИНСКИЙ

КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП В РАЗВИТИИ АНД

В Андийском поясе для каледонского этапа выделены четыре геосинклинальные системы (Эквадорско-Колумбийская, Перуанско-Боливийская, Чилийско-Аргентинская и Патагонская), отличающиеся друг от друга типом основания, формационными рядами, магматизмом и возрастом основных фаз складчатости. Рассмотрено тектоническое развитие каждой из этих систем от кембрия до девона. Для Эквадорско-Колумбийской системы характерны наиболее энергичные погружения в венде, кембрии и ордовике и заложение некоторой ее части на первичной океанической коре. Эти же признаки отмечаются для Патагонской системы, хотя океаническая кора здесь, вероятно, вторична. Две другие системы испытывали максимальные прогибания в основном в ордовике и силуре и развивались на коре континентального типа. Для всех систем Андийского пояса выявлено широкое проявление фаз каледонского тектогенеза и практически повсеместное предсилурийское несогласие, хотя решающее значение для формирования структуры пояса имели позднепалеозойские тектонические движения, и собственно каледонские складчатые сооружения здесь почти не известны.

ВВЕДЕНИЕ

Большая часть домезозойских складчатых структур Андийского пояса была сформирована герцинскими тектоническими движениями, и обычно основное внимание при анализе палеозойского развития Анд справедливо уделяется именно этому этапу (Хаин, 1971; Пушаровский, 1972; Н. Богданов, 1975, и др.). Широко известна также и существенная роль в развитии пояса каледонских движений. Однако для Анд в целом характер последних почти не освещен в печати (в том числе зарубежной), хотя каледонский этап охватывает большой отрезок времени, и его анализ очень важен в связи с такими проблемами, как взаимоотношения в Андах докембрийских и палеозойских структур, особенности ранних стадий развития герцинид и наличие собственно каледонских складчатых сооружений.

Степень изученности образований раннего и среднего палеозоя Анд еще не очень велика, однако публикации последних 5—10 лет указывают на существенный в этой области прогресс и позволяют уже достаточно подробно охарактеризовать историю тектонического развития Анд для первой половины палеозоя. Целью настоящей статьи является подобная характеристика, освещающая указанные выше проблемы и показавшая, в частности, значительно большую, чем предполагалось ранее, роль каледонских движений.

Андийский складчатый пояс — один из самых протяженных на материках Земли (длина более 7000 км), и трудно ожидать синхронного развития всех его регионов. Многие исследователи уже выделяли в нем то или другое количество сегментов (Пушаровский, 1972; Aubouin et al., 1973; Sillitoe, 1974, и др.). Среди этих работ следует отметить обзор тектонической эволюции Анд Ю. М. Пушаровского с соавторами (1975), в котором для палеозоя отмечена тектоническая неоднородность Анд и пояс разделен на четыре отрезка: Колумбийско-Эквадорский, Перуанско-Боливийский, Чилийский и Патагонский. В предпринятом нами предварительном обзоре стратиграфии кембрийских — девонских отло-

жений Анд также было указано на необходимость расчленения пояса и на такие же четыре части (Сеславинский, 1975; Сеславинский, Каленова, 1975)¹. Проведенный ниже палеотектонический анализ привел к еще более определенному выводу о том, что в течение каледонского этапа здесь существовали четыре самостоятельные геосинклинальные системы: Эквадорско-Колумбийская, Перуанско-Боливийская, Чилийско-Аргентинская и Патагонская (рис. 1).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГРАНИЦЫ СИСТЕМ

Эквадорско-Колумбийская система включает Кордильеры Венесуэлы, Колумбии и Эквадора. Общее ее простирание северо-восточное и длина более 2000 км. От южного, наиболее узкого, эквадорского участка (ширина 100—150 км) она расширяется на севере к колумбийско-венесуэльской части (до 500 км). Границу данной системы с Перуанско-Боливийской определить трудно, так как неясен характер сочленения северо-западных перуанских и северо-восточных эквадорских структурных элементов, и пока условно ее можно наметить в районе поперечной зоны разломов и погружений, разделяющей структуры с разным простиранием (Белоусов, 1963; Sauer, Putzer, 1971). Северо-западная граница Эквадорско-Колумбийской системы отделяет область выходов нижнепалеозойских метаморфических комплексов Центральной Кордильеры от более западных районов, сложенных исключительно мезозойско-кайнозойскими образованиями. На юго-востоке четкой границы системы с Гвианским щитом Южно-Американской платформы нет, так как геосинклинальные нижнепалеозойские песчано-сланцевые формации Восточной Кордильеры Колумбии восточнее постепенно сокращаются в мощности и плавно переходят в платформенный чехол Предколумбийской зоны перикратонных опусканий. Учитывая последующее превращение этой зоны в краевой прогиб, границей Эквадорско-Колумбийской системы следует считать зону разломов, отделяющую горст-антиклинории Восточной Кордильеры от краевых структур Гвианского щита.

В Эквадорско-Колумбийской геосинклинальной системе выделяются узкая эвгеосинклинальная зона, охватывающая западный склон Центральной Кордильеры Колумбии и Кордильеры Реал Эквадора, и широкая миогеосинклинальная зона, располагающаяся восточнее. На севере можно предположить разделение миогеосинклинальной зоны на две ветви Маракаибским массивом (см. рис. 1). Одна из ветвей — Кордильера Периха протягивается к северу, а затем к северо-востоку, огибая массив с запада, другая — Кордильера Мерида ответвляется на восток — северо-восток, обрамляя массив с юга и востока.

Перуанско-Боливийская система охватывает Кордильеры Перу, Боливии и крайнего севера Аргентины. От сочленения почти под прямым углом с Эквадорско-Колумбийской системой она протягивается на юго-восток на расстояние более 2000 км при ширине 300—400 км. С юго-запада рассматриваемую систему ограничивают Арекипский и Пампасский массивы, северо-восточная ее граница с Бразильским щитом прослеживается вдоль зоны крупных разломов типа взбросо-надвигов, отделяющих палеозой Восточной Кордильеры от мезозоя и кайнозоя Субандийских хребтов, а юго-восточная граница определена нами условно, так как здесь ниже- и среднепалеозойские комплексы Перуанско-Боливийской системы постепенно утрачивают свои геосинклинальные качества и переходят в Предболивийскую перикратонную зону (синеклиза Чако).

Чилийско-Аргентинская система включает Кордильеры западных районов Аргентины и Кордильеры Чили. Она протягивается в меридио-

¹ Публикация этих материалов позволила сократить в данной статье изложение вопросов стратиграфии и список литературы.

нальном направлении на 3600 км при максимальной ширине около 300 км. С запада систему на всем протяжении ограничивает ряд гипотетических чилийских береговых массивов, с севера и северо-востока — Арекипский и Пампасский массивы, с востока — платформенные структуры и Патагонско-Десеадский массив, а ее южное окончание обрывается склоном континента. Следует отметить, что наиболее изучена сейчас аргентинская часть системы и почти отсутствуют сведения о нижнем палеозое Чили, особенно южной половины этой страны. Поэтому вполне вероятно, что южная часть Чилийско-Аргентинской системы может быть самостоятельной геосинклинальной системой такого же ранга.

Патагонская система объединяет территорию севера Патагонии и юга провинции Буэнос-Айрес. Размеры этой системы сравнительно невелики — около 700 км в длину и 400 км в ширину. Общее направление структур здесь, вероятно, северо-западное.

Существование этой ветви Андийского пояса, обрамляющей с севера и северо-востока Патагонско-Десеадский массив, предполагалось уже давно (Белюсов, 1963), но до сих пор еще неясны многие вопросы ее развития и ограничений. На северо-западе она, очевидно, сочленяется с Чилийско-Аргентинской системой, на северо-востоке граничит с платформой, на юго-востоке срезается Южной Атлантикой и на юго-западе, как было указано, обрамляет массив. Последняя граница весьма условна, так как, возможно, как указывал Ю. М. Пушаровский (1972), весь Патагонско-Десеадский массив также является областью раннепалеозойской складчатости. Очень условна и северо-восточная граница системы со шитом. В Патагонской системе намечаются эв- и миогеосинклинальные зоны. Первая примыкает непосредственно к массиву, а вторая располагается в пределах провинции Буэнос-Айрес.

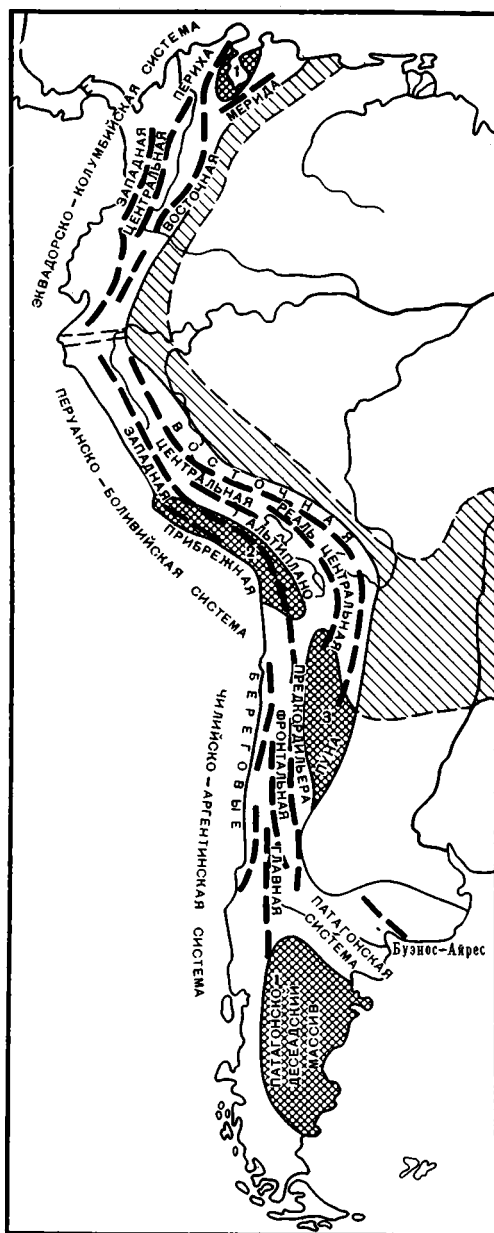


Рис. 1. Главные тектонические и орографические элементы Анд.

Косая штриховка — перикратонные зоны Южно-Американской платформы; цифрами обозначены массивы; 1 — Маракайбский, 2 — Арекипский, 3 — Пампасский; толстый пунктир — главные горные хребты (кордильеры) Анд

Косая штриховка — перикратонные зоны Южно-Американской платформы; цифрами обозначены массивы; 1 — Маракайбский, 2 — Арекипский, 3 — Пампасский; толстый пунктир — главные горные хребты (кордильеры) Анд

Наиболее полный разрез палеозойских отложений известен в миогеосинклинальной зоне системы. Самые низкие фаунистически охарактеризованные горизонты обнажаются на востоке Центральной Кордильеры Колумбии и представлены мощной толщей метаморфических сланцев с трилобитами нижнего кембрия (Сеславинский, 1975). Соот-

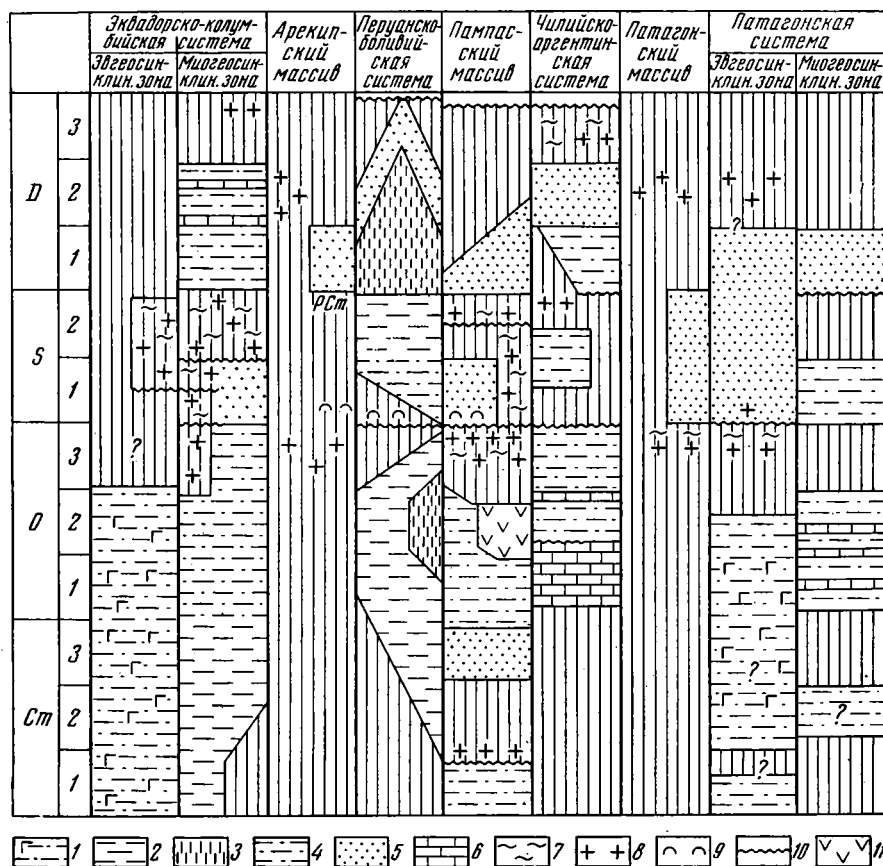


Рис. 2. Схема каледонского тектонического развития Андийского пояса.

1 — подводно-вулканогенные формации со спилитами и кремнистыми породами, 2 — аспидные формации, 3 — флишевые формации, 4 — недифференцированные песчано-сланцевые отложения, 5 — молассовые и молассоидные формации, 6 — недифференцированные карбонатные и карбонатно-обломочные отложения, 7 — региональный метаморфизм, 8 — гранитизация, 9 — тиллиты, 10 — угловые несогласия, 11 — андезитовый вулканизм

ношение нижнего кембрия с докембрием здесь неясно и, вероятно, образование нижней части сланцевой толщи и соответственно начало интенсивных прогибаний относятся здесь к концу венда. В течение кембрия трансгрессия распространилась в районы Восточной Кордильеры, Субандийских хребтов, хр. Периха и в юго-восточную часть Венесуэльских Анд. Об этом свидетельствуют следующие факты: несогласное залегание на севере гор Гарсон и в горах Куатеме средне- и верхнекембрийских песчано-сланцевых с известняками отложений на позднедокембрийских гнейсах и кристаллических сланцах; развитие на восточном склоне Восточной Кордильеры (хр. Макарена) верхнекембрийских сланцев и песчаников серии Гуэхар; в северной ветви

миogeосинклинальной зоны в хр. Периха — наличие кембрийских сланцев серии Периха, а в венесуэльской ветви системы — присутствие кембрийских сланцев Белла-Виста на юго-восточном склоне Венесуэльских Анд и, наконец, несогласное залегание на докембрийских комплексах в районе р. Момбой (юг штата Трухильо) кембро-ордовикских кварцитов и филлитов свиты Лос-Торрес (Сеславинский, 1975).

В первой половине ордовика трансгрессия в миogeосинклинальной зоне еще более расширилась и охватила всю площадь Анд Венесуэлы и, вероятно, Маракаибский массив. Об этом говорит несогласие в основании песчано-сланцевой ордовик-силурийской свиты Капаро, залегающей на докембрийских метаморфических породах (Shagam, 1972). В центральных частях миogeосинклинали погружение в ордовике продолжалось без перерыва, но изменился характер осадков — кембрийские пелиты сменились песчано-глинистыми отложениями (рис. 2). Последние в раннем и среднем ордовике формировались на востоке Центральной и Восточной Кордильер, в хр. Периха и в Венесуэле (Сеславинский, 1975). На нашей схеме (рис. 3) отражены масштабы именно этой максимальной трансгрессии.

Во второй половине ордовика в той же последовательности, как распространялась трансгрессия — от центральных районов к периферическим, расширялась регрессия, и к началу силура поднятиями была охвачена почти вся территория миogeосинклинали. Только в центральной части Кордильеры Мерида прогибание продолжалось до середины силура. В верхах свиты Капаро здесь найдена фауна лландовери и венлока (Boucot, 1972; Shagam, 1972). Следует отметить, что нижне-силурийская часть свиты Капаро в отличие от верхнеордовикской содержит большое количество конгломератов, и это может указывать на возросшую здесь в силуре активность тектонических движений.

В эвгеосинклинальной части Эквадорско-Колумбийской системы на западном склоне Центральной Кордильеры широко развиты условно нижнепалеозойские метаморфические породы серии Кахамарка (Stibane, 1967; Bürgli, 1967). В состав серии входят гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы и метаморфизованные офиолиты общей мощностью более 10 км. Учитывая опережающее обычно развитие эвгеосинклинальных зон по отношению к миogeосинклинальным, можно предположить, что формирование серии Кахамарка происходило в основном в кембрии. Однако возраст этой серии еще недостаточно обоснован, и иногда ее датируют мезозоем (Butterlin, 1972). Присутствие основных подводных вулканитов и кремнистых пород, наличие выходов гипербазитов, высокая степень метаморфизма пород и сложная, по многим признакам, покровная тектоника отличают эту зону от других районов Эквадорско-Колумбийской системы и позволили выделить ее в качестве эвгеосинклинальной. Допускается ее заложение на коре океанического типа (Krummenacher, 1973).

К западу от Центральной Кордильеры Колумбии отложения древнее мезозойско-кайнозойских неизвестны. Наиболее вероятно, что в раннем палеозое эти районы являлись частью Тихоокеанского ложа. В таком случае эвгеосинклинальная зона Колумбийской системы развивалась, очевидно, на первичной океанической коре.

В силуре вся территория рассматриваемой системы была ареной активного проявления каледонского тектогенеза, выраженного поднятиями, складчатостью, региональным метаморфизмом, а также внедрением в Восточной и Центральной Кордильерах интрузий гранитоидов (Джакобс и др., 1967; Stibane, 1967; Krummenacher, 1973). В некоторых областях развитие этих процессов началось, очевидно, еще в ордовике, как, например, в Андах Венесуэлы, где силурийские отложения (свита Капаро) слабо затронуты дислокациями и метаморфизмом в отличие от развитых здесь же сильноскладчатых кембрийских сланцев

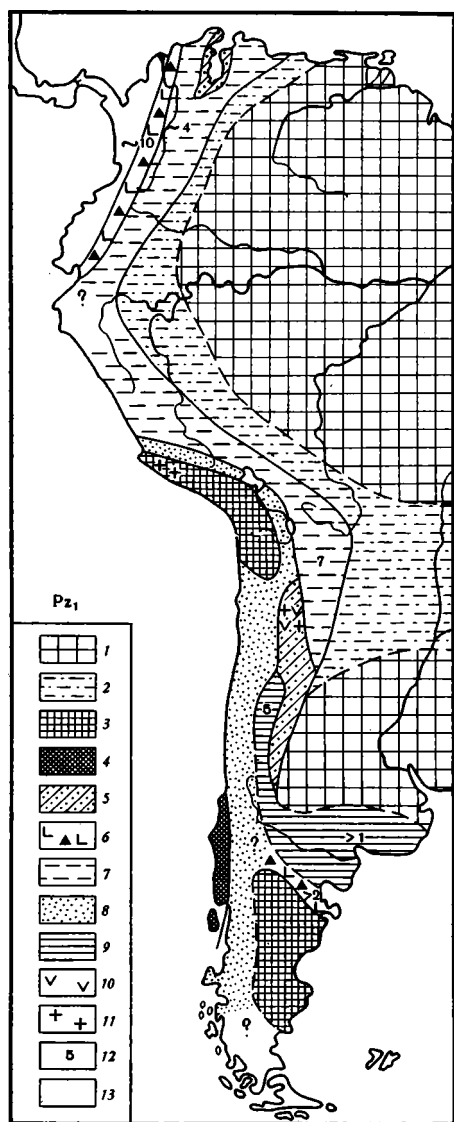


Рис. 3

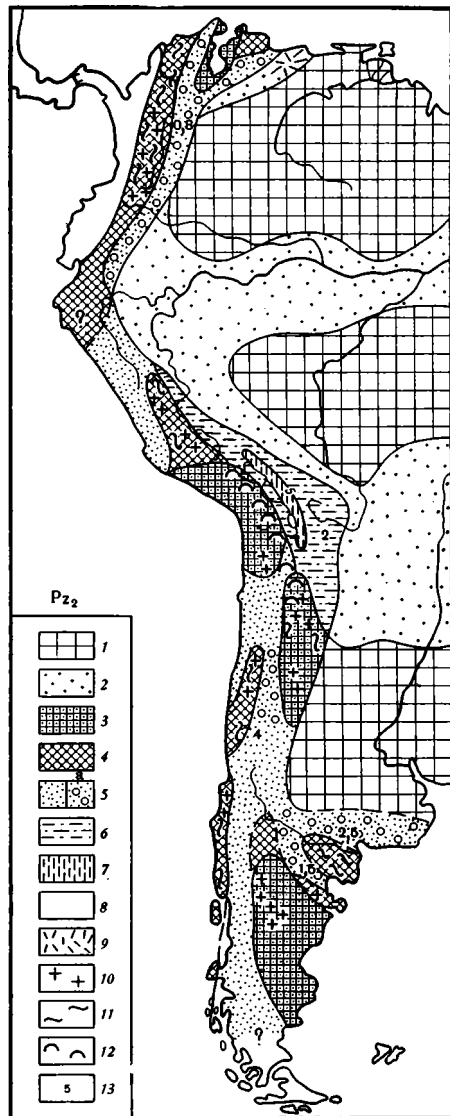


Рис. 4

Рис. 3. Палеотектоническая схема раннего палеозоя.

1 — щиты; 2 — перикратонные зоны с терригенным осадконакоплением; 3 — срединные массивы с преобладанием поднятий; 4 — геоантиклинальные зоны; 5 — срединные массивы, испытавшие погружения; 6—9 — геосинклинальные прогибы с накоплением: 6 — подводно-вулканогенной формации со спилитами и кремнистыми породами, 7 — преимущественно аспидной формации, 8 — преимущественно песчаных толщ, 9 — карбонатной и карбонатно-обломочной формаций; 10 — андезитовый вулканизм; 11 — внедрение гранитов и проявления складчатости; 12 — мощность формаций в км; 13 — области, вероятно, океанические

Рис. 4. Палеотектоническая схема среднего палеозоя.

1 — щиты; 2 — перикратонные зоны преимущественно с песчаными осадками; 3 — срединные массивы с преобладанием поднятий; 4 — геоантиклинальные зоны; 5—7 — геосинклинальные прогибы с накоплением: 5 — песчаных толщ, 5а — молассовых формаций, 6 — песчано-сланцевых толщ, 7 — флишевой формации; 8 — области, вероятно, океанические; 9 — липаритовый вулканизм; 10 — внедрение гранитов; 11 — региональный метаморфизм и проявления складчатости; 12 — тиллиты; 13 — мощность формаций в км

Белла-Виста. Но на большей части территории системы наиболее энергичные проявления каледонского тектогенеза относятся к силуру.

Характер девонской истории Эквадорско-Колумбийской системы пока остается неясным. В начале этого периода, по-видимому, сохранялся тектонический режим, унаследованный с силура, а в конце раннего — начале среднего девона ряд областей многоэпиклиналильной зоны охватили новые погружения, что привело к формированию полужамкнутых морских бассейнов, в которых происходило накопление песчаных, глинистых и иногда карбонатных осадков (рис. 4). К таким районам относятся горы Периха, Восточная Кордильера и восток Центральной Кордильеры, где развиты девонские кварциты, глинистые сланцы и черные битуминозные известняки общей мощностью до 500—600 м (Jaques, 1972). Нижние горизонты девона с угловым несогласием перекрывают ордовикские песчаники и более древние образования.

В южном направлении девонская трансгрессия распространялась до районов севера Субандийских хребтов Эквадора, где выявлены кварциты и графитизированные сланцы с брахиоподами девонского облика (Faucher, Savoyat, 1973).

В конце девона морские бассейны многоэпиклиналильной зоны охватила новая регрессия, и, вероятно, к этому времени относится внедрение гранитоидов в Кордильере Мерида.

В эпиклиналильной зоне на протяжении всего девонского периода, по-видимому, преобладали поднятия и продолжалось развитие орогенных процессов (рис. 4). Но в западной ее части каледонское развитие не закончилось гранитизацией, и режим эпиклиналильного типа сохранялся здесь и в позднем палеозое.

Обращает внимание отсутствие среди среднепалеозойских отложений Эквадорско-Колумбийской системы моласс. Очевидно, каледонский тектогенез, несмотря на разнообразие форм проявления, не завершился формированием расчлененного рельефа, и уже в карбоне во многих районах системы возобновились энергичные погружения. Последние ознаменовали начало герцинского этапа, в течение которого в эпиклиналильное развитие включились новые более западные участки океанского ложа (Krummenacher, 1973), а для остальной части системы были характерны многоэпиклиналильные условия с накоплением в новообразованных узких прогибах песчано-глинистых толщ.

ПЕРУАНСКО-БОЛИВИЙСКАЯ СИСТЕМА

Энергичные погружения в пределах большей части Перуанско-Боливийской системы в отличие от Эквадорско-Колумбийской начались только в ордовике (рис. 5). Лишь в ее юго-восточной части, примыкающей к Пампаскому массиву, как выяснилось недавно, нижний кембрий тесно связан с докембрием. Об этом говорят находки фауны нижнего кембрия в песчаниках верхней части разреза свиты Пунковискана, развитой на севере провинции Сальта Аргентины и считавшейся ранее докембрийской (Cuerda, 1974). Породы свиты Пунковискана с резким угловым несогласием перекрыты отложениями серии Мезон с фауной среднего кембрия. Базальные конгломераты серии включают гальку кварцитов, гнейсов и других метаморфических пород. Это несогласие прослеживается вдоль всей северо-восточной окраины Пампаского массива.

Таким образом, фаза поднятий и складчатости, охватившая эти районы в конце раннего кембрия, была довольно кратковременной, но, очевидно, именно в этот момент произошла консолидация Пампаского массива и смежных районов. Подобный вывод подтверждается также данными о внедрении в породы свиты Пунковискана в северной части

массива в конце раннего — начале среднего кембрия гранитоидов (абсолютный возраст — 530 млн. лет, Rb—Sr-метод, Bogello, 1969). Следует отметить, что это пока единственный район Анд, где удалось выделить проявления позднебайкальской (раннесалаирской) фазы тектогенеза.

Новая волна погружений в Перуанско-Боливийской системе распространялась с юга, где в среднем кембрии в районе провинции Сальта (Аргентина) появились небольшие по площади прогибы, заполнявшиеся песчаниками и сланцами серии Мезон (Acenolaza, 1973). В позднем кембрии интенсивные погружения распространились в южные

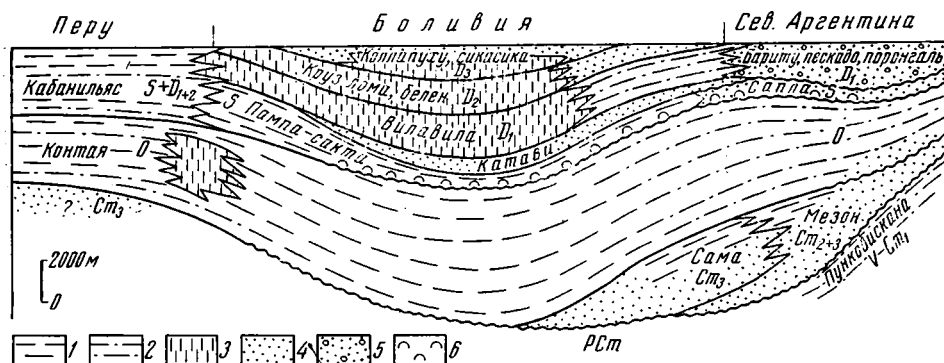


Рис. 5. Соотношение кембрийских — девонских свит Перуанско-Боливийской системы по ее простиранью. Схематический профиль вдоль Центральных Кордильер.

1 — сланцы; 2 — сланцы и конгломераты; 3 — флиш; 4 — песчаники; 5 — песчаники и конгломераты; 6 — тиллиты

районы Боливии (см. рис. 5). Здесь развиты верхнекембрийские песчаники и сланцы свиты Сама (Красный, 1973), аналоги верхней части серии Мезон. Севернее в кембрии почти на всей территории системы еще преобладали поднятия. Исключением являлись районы Восточной Кордильеры Боливии, где формировалась средне- и верхнекембрийская грубообломочная с эвапоритами толща Лимбо (Lohmann, 1970), и восточная часть Перу, в пределах которой накапливались верхнекембрийские песчаные осадки (Megard, 1967). Однако образование этих двух толщ происходило в локальных мелководных бассейнах на фоне слабых неустойчивых по знаку движений.

В раннем ордовике погружения охватили центральную и северную части системы, а также Патагонский массив. Ордовикские отложения в этих районах залегают на докембрии (в области Пуна Аргентины на кембрии) с угловым несогласием.

Известно, что для ордовикского периода очень характерно накопление в геосинклиналях мощных толщ граптолитовых сланцев, и Перуанско-Боливийская система в этом отношении представляет наиболее типичный пример (Ронов и др., 1976). Здесь в течение раннего и среднего ордовика в глубоководных трогах, вероятно, в условиях некомпенсированного прогибания происходило накопление пелитов и алевролитов (Сеславинский, 1975). Максимальная мощность ордовикских осадков, составляющих аспидную формацию (Хаин, 1971), достигает в Восточной Кордильере Боливии 7 км (см. рис. 3). В Восточной Кордильере на юге Перу средний ордовик представлен песчано-сланцевыми отложениями с флишевым типом переслаивания пород (Loubacher, 1974). Обломочный материал в ордовикские прогибы поступал как с Бразильского щита, так и с Арекипского массива. Появление грубообломочных пород в районе Альтиплано Боливии связано, очевидно,

с расчлененным рельефом массива. Здесь резко сокращается мощность ордовикских отложений.

Изменение тектонического режима в рассматриваемой системе произошло в позднем ордовике, когда замедлились погружения и прекратилось осадконакопление и большая ее часть испытала поднятие. Верхний ордовик известен только в Западной Кордильере Перу, и до верхнего карадокса продолжалось осадконакопление в районе Кордильеры Реаль Боливии. По-видимому, одновременно с этой фазой поднятий (таконской) в северной части Арекипского массива внедрились граниты Мехиа (Bellido, 1969; Богданов, 1970). На Пампасском же массиве в среднем ордовике происходили извержения андезитов, а в позднем ордовике комплекс верхнекембрийских и ордовикских отложений был дислоцирован и прорван гранитами Орнильос (Schwab, 1973), и к этому же времени относятся проявления регионального метаморфизма, возраст которого К—Аг-методом датирован от 450 до 400 млн. лет (McBride et al., 1976).

Для силура и девона Перуанско-Боливийская система — единственная структура Андийского пояса с преобладанием мощных погружений (см. рис. 4). Только в ее северо-западной части и в районах, примыкающих к Арекипскому массиву, морские осадки этого возраста почти неизвестны, и здесь господствовали поднятия, в девоне происходило внедрение гранитоидных интрузий (юг Центральной Кордильеры Перу), и лишь иногда формировались небольшие впадины (Bellido, 1969). Реликтом одной из таких впадин является район г. Ика в Прибрежной Кордильере Перу, где девонская песчано-сланцевая свита Кокачакра несогласно залегает на метаморфических комплексах докембрия (Богданов, 1970).

Во всех других районах в течение силура и девона формировались толщи песчаников и сланцев мощностью в несколько километров. Соотношение силурийских отложений с подстилающими образованиями не везде одинаково (см. рис. 5). В пределах Перу севернее оз. Титикака сланцы силурийской группы Кабанильяс согласно залегают на породах ордовикской свиты Контая (Boucot, Megard, 1972), и таким образом, в этих районах силурийский морской бассейн развивался унаследованно. В Кордильерах Боливии и севера Аргентины в основании силура почти повсеместно наблюдается угловое несогласие (Branisa et al., 1972). Только в пределах Кордильеры Реаль сланцы и песчаники свиты Кордильера Реаль без углового несогласия перекрывают верхний ордовик. Но здесь выявлено стратиграфическое несогласие в основании горизонта тиллитов, залегающих в середине нижней части разреза свиты, датированной в целом верхним ордовиком — лландовери. Во всех других местах ледниковые образования основания силурийского разреза налегают на средний ордовик и более древние отложения (Сеславинский, Каленова, 1975). Таким образом, Центральные Кордильеры юга Перу и севера Боливии являлись как бы зародышевыми бассейнами, где погружение сохранялось с ордовика и откуда в начале силура быстро распространялась трансгрессия на остальную территорию системы и на короткое время на север Пампасского массива.

Особенности латерального распространения позднелландоверских тиллитов, изменение их мощностей, а также их соотношение с морскими отложениями нижнего силура указывают на продвижение раннесилурийских ледников с запада на восток и юго-восток с территории Арекипского массива (Сеславинский, Каленова, 1975). Вопрос о типе оледенения пока не удается решить однозначно, но если оно было материковым, то небольших размеров.

В центральных областях Перуанско-Боливийской системы формирование тиллитов сменилось накоплением мощных толщ сланцев, алевролитов и реже песчаников с фауной нижнего и верхнего силура

(см. рис. 5). В пределах Центральной Кордильеры мощность силура сравнительно невелика — около 1000 м, и представлен он в основном голубоватыми и коричневатыми граптолитовыми сланцами, образование которых происходило, по-видимому, в условиях некомпенсированного прогибания (Сеславинский, Каленова, 1975). В Восточной Кордильере в составе силура большую роль играют песчаники, здесь мощности достигают 3 км, и, видимо, в этих зонах в основном осаждался обломочный материал, поступавший с востока с Бразильского щита.

В девоне в Перуанско-Боливийской системе постепенно сокращалась площадь погружений, вероятно, исчез пролив, разделявший Арекипский и Пампасский массивы, и произошло перераспределение источников сноса. В конце силура северо-восточный борт системы испытал кратковременное поднятие, в результате которого верхняя часть силурийских отложений была размыта, и в основании девона в районе грабена Чиквитос фиксируется несогласие (Сеславинский, Каленова, 1975). Этот порог ограничил поступление обломочного материала с Бразильского щита в район Центральной Кордильеры, и заполнение прогибов происходило там уже за счет материала, поступающего с Арекипского массива. Энергичное в девоне поднятие последнего (Isaacson, 1975) привело к заполнению некомпенсированных трогов Центральной Кордильеры мощным девонским терригенным флишем общей мощностью 5—6 км (Lohmann, 1970). Восточнее мощность и возрастной объем девонских отложений постепенно сокращаются, и в верхах разрезов преобладают континентальные песчаники (Сеславинский, Каленова, 1975). В основании нижнего карбона повсеместно наблюдается угловое несогласие, что говорит о завершении девонского развития регрессией и складчатостью, причем поднятия распространялись от периферических частей системы к центру. Однако складчатость не была повсеместной, и некоторые восточные районы системы не подвергались складкообразованию до конца мезозоя, так как в них меловые отложения залегают на девонских лишь со стратиграфическим несогласием.

ЧИЛИЙСКО-АРГЕНТИНСКАЯ СИСТЕМА

Докембрийское основание Чилийско-Аргентинской системы обнажается во многих районах Главной и Фронтальной Кордильер и Прекордильеры, но его соотношение с отложениями раннего палеозоя пока нигде не наблюдалось. Только в горах Сан-Рафаэль (Прекордильера) известно несогласное залегание среднего ордовика на докембрии (Cuenda, 1974). Это обстоятельство, а также резкое отличие в степени метаморфизма и другие косвенные признаки указывают на то, что возобновлению геосинклинального развития предшествовал докембрийский тектогенез, включающий региональный метаморфизм, гранитизацию, складчатость и общее поднятие.

Кембрийские отложения выявлены пока только в Прекордильере Аргентины (Сеславинский, 1975). Небольшая мощность и особенности состава кембрийских осадков указывают на спокойный характер погружений в этой области. Для всех остальных районов рассматриваемой системы предположение о кембрийских поднятиях и эрозии, очевидно, наиболее правильно. Подобный вывод, в частности, подтверждается данными о налегании среднего ордовика на докембрий в горах Сан-Рафаэль.

В раннем ордовике большая часть Чилийско-Аргентинской системы испытывала погружения, и прогибы заполнялись мощными толщами карбонатных и обломочных осадков (см. рис. 3). В целом для Анд карбонатное осадконакопление в нижнем палеозое не характерно (Ронов и др., 1974; Ронов, Ханн, Сеславинский, 1976), и это единственный район широкого осаднения карбонатов. В Прекордильере, где мощность ордовикских отложений максимальна и достигает 5000 м, около 3000 м

разреза составляют лланвирнские известняки и доломиты (Ascenolaza, 1969; Cuerda, 1974). Возрастной объем карбонатно-обломочной формации ограничивается аренигом — карадоком, причем в основании карадока в районе западнее г. Гуандоколь отмечается внутрiformационное несогласие. В конгломератах здесь встречена галька с фауной лланвирна, аренига и докембрийских метаморфических пород. Этот факт указывает на дифференцированный характер погружений. Положение западной границы ордовикского геосинклинального бассейна пока неясно, так как в Чили ордовик выявлен пока в единственном районе на севере Главной Кордильеры на восточной и южной окраинах хр. Салар-де-Атакама (Пушаровский, Архипов, 1972).

Отложения ашгиллия в Чилийско-Аргентинской системе неизвестны, и учитывая повсеместное несогласное залегание на ордовике силурийских образований, следует предположить общее поднятие территории системы в конце ордовика и проявление здесь таконской складчатости.

Силурийские отложения развиты в основном в Прекордильере и в меньшей степени в Восточной Кордильере. Малочисленность выходов силура, вероятно, следует объяснить вялым и локальным характером силурийских трансгрессий. В Прекордильере силурийские сланцы и песчаники имеют общую мощность не более 800 м и несогласно залегают на известняках лланвирна (Cuerda, 1974). Прогибы, в которых формировались эти обломочные толщи, очевидно, не захватывали районы Береговых Кордильер Чили, а на север не распространялись за пределы границ провинции Сан-Хуан.

В девоне после кратковременного позднесилурийско-раннедевонского поднятия продолжилось прогибание в ряде районов Прекордильеры и Восточной Кордильеры. Здесь сформировались толщи темно-зеленых граувакк, сланцев и конгломератов мощностью до 4000 м (см. рис. 4). Верхние их части имеют континентальное происхождение (Сеславинский, Каленова, 1975). В Прекордильере нижний девон несогласно перекрывает силурийские и ордовикские свиты, а в Восточной Кордильере характер основания девона не известен.

В Чили девонские отложения присутствуют в составе метаморфического комплекса, развитого в узкой прибрежной зоне в провинциях Кокимбо и Аконкагуа (Cecioni, 1970). Кроме того, вероятно наличие девонских образований в мощной толще глинистых сланцев, песчаников и известняков на побережье Тихого океана в провинции Мегальянос южнее залива Пеньяси, и силурийско-девонским возрастом датируют некоторые толщи флишoidов в Главной и Фронтальной Кордильерах Чили (Vicente, 1975).

Таким образом, характер рассмотренных выше отложений позволяет предположить, что в среднем палеозое в Чилийско-Аргентинской системе господствовали условия орогенного режима. Силурийские погружения охватывали небольшие площади и в некоторых местах компенсировались континентальными осадками (Чили), а в девоне после позднесилурийской регрессии усилилась дифференциация движений, возник расчлененный рельеф, и в межгорных прогибах формировались мощные грубообломочные молассы, сложенные в основном континентальными осадками (иногда и морские сланцевые толщи). Орогенный характер развития подчеркивают также данные о метаморфизме и внедрении гранитов в Береговых Кордильерах (Cecioni, 1970; Vicente, 1975). Возраст гранитоидов определен здесь в 405 и 340 млн. лет, а возраст метаморфических комплексов — в 342 ± 5 млн. лет (Munizaga et al., 1973).

Особенностью тектонического развития Пампасского массива в среднем палеозое была большая мобильность. В силуре он составлял одно целое с Арекипским массивом, и на его северную окраину в лландовери распространялся шлейф тиллитов, а затем в венлоке — краевая часть

морского бассейна (Turner, 1970). В лудлоу в пределах массива преобладали поднятия, происходило внедрение гранитоидов, и некоторые районы были охвачены слабой складчатостью (см. рис. 4). В раннем девоне на территории провинции Сальта (восток Восточной Кордильеры) в межгорных прогибах возобновилось накопление континентальных и реже морских песчаников, глин и конгломератов (Сеславинский, Каленова, 1975). Средний и верхний девон на массиве неизвестны, и, очевидно, в это время он испытал новую фазу поднятий и складчатости. Соотношение в девоне Пампасского и Арекипского массивов остается пока неясным. Вполне вероятно, что в раннем девоне в период максимальных трансгрессий в смежных прогибах они вновь оказались разобщенными.

Заканчивая обзор тектонического развития Чилийско-Аргентинской системы, следует остановиться еще на проблеме возраста и структурной позиции метаморфических комплексов, развитых в Чили, особенно в Береговых Кордильерах (Н. Богданов, 1975). В составе этих образований есть типичные шаровые лавы, кремнистые сланцы, яшмоиды, обломочные породы, и здесь же известны ультрабазиты. Неясен пока возраст данных толщ, датируемых то докембрием, то нижним или средним палеозоем. Возраст метаморфизма для них, как уже говорилось, определен в 342 ± 5 млн. лет. Иногда здесь выделяют эвгеосинклинальные зоны (Cuerda, 1974; Vicente, 1975). Однако размеры этих зон представляются сильно преувеличенными, так как собственно эвгеосинклинальные комплексы развиты почти исключительно в Береговых Кордильерах, где мы, вполне вероятно, действительно наблюдаем реликты эвгеосинклинальной зоны Чилийско-Аргентинской системы. Основная часть этой зоны, очевидно, располагалась западнее современных Анд (Пушаровский, Архипов, 1972).

ПАТАГОНСКАЯ СИСТЕМА

В Патагонской системе намечаются эв- и миогеосинклинальная зоны. Первая примыкает к Патагонско-Десеадскому массиву, и ее палеозойский разрез начинают отложения нижнего кембрия — сланцы и граувакки в Кордильере Гранде на юге Аргентины. Ранее они считались докембрийскими, но недавно в них была найдена фауна нижнего кембрия (Cuerda, 1974). Нижняя часть этих отложений, безусловно, относится к венду, и таким образом, север Патагонии является одним из тех районов, где докембрийское развитие тесно связано с палеозойским. Взаимоотношение более молодой серии Лигенде с докембрийско-нижнекембрийским комплексом пока неясно, и это не позволяет нам четко определить нижний возрастной рубеж каледонского развития Патагонской системы.

Серия Лигенде сложена филлитами, кремнистыми сланцами, метаграувакками, метабазами и кварцитами мощностью в несколько тысяч метров (Braitsch, 1965). В ней были найдены мелкие кембрийские или ордовикские брахиоподы, и этим наряду с несогласным верхним контактом с нижним силуром ограничиваются сведения о ее возрасте. Природа метабазитов (уралитизированных диабазов) остается неясной, но, вероятно, они имеют вулканическое происхождение, и это служит нам основанием для условного выделения эвгеосинклинальной зоны.

Внутрикратонное общее расположение эвгеосинклинальной зоны и базитовый начальный вулканизм позволяют высказать предположение о заложении какой-то ее части на вторичной океанической коре. Это могло произойти в результате раздвиги блоков с континентальной корой, причем масштабы такого раздвиги вряд ли были значительны. Более конкретные выводы о природе данной структуры делать преждевре-

менно, но, возможно, эвгеосинклинальная зона имеет здесь шовный характер и подобна специфическим шовным эвгеосинклиналям, известным в пределах Тихоокеанского сегмента Земли на окраинах срединных массивов (Сеславинский, 1970; Салун и др., 1974).

В миогеосинклинальной зоне выходы нижнего палеозоя известны в хр. Буэнос-Айрес. Есть указания на вероятное присутствие там кембрийских отложений (Amos, 1972), но пока уверенно датирована лишь карбонатно-обломочная ордовикская свита Тинта (Antonoli, 1969). В целом выделение миогеосинклинальной зоны условно и не исключено, что по крайней мере часть ее относится к перикратонной зоне.

В конце ордовика вся Патагонская система была охвачена поднятиями и складчатостью, но в силуре в ней местами вновь возобновились погружения, и там, где удаётся наблюдать подошву силура, в основании последнего с угловым несогласием залегают базальные конгломераты. Так, в провинции Рио-Негро свита Лигенде несогласно перекрыта силурийской свитой Сьерра-Гранде, сложенной кварцитами, красноватыми песчаниками и конгломератами и располагающимися согласнее выше, вероятно, нижнедевонскими красными песчаниками серии Хандэнде (Braitsch, 1965). В миогеосинклинальной зоне силурийские кварциты группы Курамалал несогласно залегают на докембрийских образованиях (Amos, 1972) и в свою очередь несогласно перекрыты раннедевонскими отложениями, представленными субконтинентальными песчаниками и конгломератами.

Приведенными выше данными ограничиваются сведения о среднем палеозое Патагонской системы. На их основании, конечно, трудно реконструировать тектоническую историю, однако общий молассовый характер отложений свидетельствует в пользу предположения о преобладании здесь восходящих движений. По-видимому, Патагонская система с силура испытывала орогенный режим, и главную роль в формировании ее структуры играли предсилурийские (таконские) деформации. Преддевонские несогласия имели явно местное значение, и завершилось развитие этой системы заключительными поднятиями в среднем и позднем девоне, сопровождавшимися внедрениями гранитоидов на севере Патагонско-Десеадского массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Андийский пояс в каледонском этапе обнаруживает четкое разделение на четыре самостоятельные геосинклинальные системы, отличающиеся друг от друга типом основания, динамикой развития, формационными рядами, магматизмом, общим простиранием и соотношениями со структурами байкальского и герцинского этапов.

Эквадорско-Колумбийская система включает эв- и миогеосинклинальную зоны, образование которых, вероятно, относится еще к венду, так как уже тогда происходило активное прогибание в миогеосинклинальной зоне. Основанием эвгеосинклинальной зоны, видимо, являлась первичная океаническая кора. Этап погружений в этой системе охватывает венд, кембрий и ордовик, когда в соответствующих зонах накапливались мощные толщи осадков, составивших аспидную и подводно-вулканогенную формации. В силуре и девоне здесь широко развивались орогенные процессы (складчатость, гранитизация, метаморфизм, общие поднятия), и их результатом было вероятное разрастание континентальной коры на северо-западе системы, но не полная ликвидация геосинклинального режима, который на значительной ее части сохранился и в герцинском этапе.

Перуанско-Боливийская система заложила на коре континентального типа, и если погружение ее прогибов было итогом растяжений зем-

ной коры и расколов, то образование последних не сопровождалось вулканическими извержениями. Развитие системы началось в ордовике и не связано с байкальским циклом, последние отголоски которого фиксируются на юге в проявлениях раннесалаирской (предсреднекембрийской) фазы тектогенеза. Этап погружений включает ордовик, силур и девон и разделяется кратковременным, но почти повсеместным проявлением таконской (предсилурийской) фазы тектогенеза. В прогибах системы накопились мощные осадки, составившие аспидную (ордовик, силур) и флишевую (девон) формации. В конце девона вся территория системы была охвачена движениями предкарбоновой (акадской в широком значении) фазы тектогенеза. На проявления последней в этой части Андийского пояса и на сопутствующие ей процессы гранитизации указывал А. А. Богданов (1970), и он же подчеркивал, что эти движения имели промежуточный характер и не создали крупные самостоятельные складчатые зоны. В позднем палеозое развитие этой системы продолжилось, но уже в орогенном режиме.

Чилийско-Аргентинская система формировалась, по крайней мере в большей своей части, на коре континентального типа. С Перуанско-Боливийской системой кроме характера основания ее объединяет также отсутствие связей с байкальским этапом. Но этап погружений включает здесь в основном ордовик, причем существенную роль играло карбонатное осадконакопление (карбонатно-обломочная формация). В силуре и девоне в северной части системы господствует орогенный режим и в прогибах образуются преимущественно молассы и реже флишоиды. Трижды в среднем палеозое здесь активизировались поднятия и складчатость (таконская, арденская и акадская фазы), дважды внедрялись гранитоиды (силур и девон), в конце девона в ряде районов проявлялся региональный метаморфизм, а для позднего палеозоя сколько-нибудь существенная тектоническая активность на большей части системы не отмечается.

Патагонская система в некоторой части, очевидно, заложила на вторичной океанической коре. Развитие этой структуры началось в докембрии, и наряду с вендом нижний палеозой является этапом интенсивных погружений и накопления подводно-вулканогенных, обломочных и карбонатных толщ. С силура система испытывала, вероятно, орогенный режим, и главную роль в формировании ее структуры играли предсилурийские деформации. Преддевонское несогласие имеет меньшее значение, и заключительное поднятие конца девона сопровождалось внедрением гранитоидов. С герцинским этапом каледонское развитие этой системы не связано.

Таким образом, для всех систем Андийского пояса выявляется широкое проявление фаз каледонского тектогенеза, на что давно обращал внимание В. Б. Белоусов (1963), и примечательно практически повсеместное проявление предсилурийского несогласия. Однако решающее значение для формирования структуры большей части пояса имели тектонические движения позднего палеозоя (Пушаровский и др., 1975), и собственно каледонских складчатых сооружений здесь фактически нет. Исключением может оказаться Патагонская и небольшие зоны в Эквадорско-Колумбийской и Чилийско-Аргентинской системах.

Анализ взаимоотношений докембрийских и более молодых структур согласуется с известным общим положением о завершенном характере байкальского цикла в Андах (Хайн, 1971), хотя конкретные соотношения с докембрием в разных системах различны и иногда начало каледонских погружений относится к докембрию.

- Белоусов В. В. О тектонике Анд.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. XXXVIII, № 2.
- Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. XLX, № 2.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана.—Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 269.
- Джакобс С., Бюргел Г., Конли Д. Хребет Колумбии.—В сб.: Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967.
- Красный Л. И. Очерк геологии Боливии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.—Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 234.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд.—Геотектоника, 1972, № 1.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В., Ломизе М. Г., Милаковский Е. Е., Чехович В. Д. Тектоническая эволюция Анд.—В сб.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М., «Советское радио», 1975.
- Ронов А. Б., Сеславинский К. Б., Хаин В. Е. Кембрийские литологические формации мира.—Сов. геология, 1974, № 12.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Ордовикские литологические формации мира.—Сов. геология, 1976, № 1.
- Салун С. А., Гатинский Ю. Г., Строганова С. А. Опыт характеристики синклинальных шовных зон на примере некоторых структур Восточной Азии.—Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 2.
- Сеславинский К. Б. Строение и история развития Южно-Ануйского шовного прогиба (Западная Чукотка).—Геотектоника, 1970, № 5.
- Сеславинский К. Б. Нижний палеозой Южной Америки.—Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12.
- Сеславинский К. Б., Каленова Г. Н. Средний палеозой Южной Америки.—Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Aceñolaza F. G. La cuenca ordovicica de La Rioja. Su importancia estratigrafica y regional.—Acta geol. lilloana, 1969, No. 10.
- Aceñolaza F. G. Sobre la presencia de trilobites en las cuarcitas del Grupo Meson, de Potrerillos, Provincia de Salta.—Rev. Asoc. Geol. Arg., 1973, v. 28, No. 3.
- Amos A. J. Silurian of Argentina.—Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1972, v. 133.
- Antonoli J. A. Formacion la Tinta (Ordovico—Provincia de Buenos Aires).—Comis. Invest. Cient. Notas, 1969, v. VI, No. 5.
- Aubouin J. et al. Esquisse paleogeographique et structurale des Andes meridionales.—Rev. geogr. phys. et geol. dynamique, 1973, ser. 2, v. 15.
- Bellido E. Sinopsis de la Geologia del Peru.—Serv. Geol. Minería, 1969, No. 22.
- Borello A. V. Los Geosinclinales de la Argentina. Dir. Nac. Geol. Miner. Anal., 24, Buenos Aires, 1969.
- Boucot A. J. Silurian of Venezuela.—Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1972, No. 133.
- Boucot A. J., Megard F. Silurian of Peru.—Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1972, No. 133.
- Braitsch O. Das Paläozoikum von Sierro Grande (Prov. Rio Negro, Argentinien) und die altkaledonische Faltung im östlichen Andenverland.—Geol. Rundschau, 1965, Bd 54, h. 2.
- Branisa L., Chamot G. A., Berry W. B. N., Boucot A. J. Silurian of Bolivia.—Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1972, No. 133.
- Bürgel H. The orogenesis in the Andean system of Colombia.—Tectonophysics, 1967, No. 4—6.
- Butterlin J. La posicion estructural de los Andes de Colombia.—Bol. geol. Publ. espec., 1972, No. 5/2.
- Cecioni G. Esquema de paleogeografia chilena.—Edit. Univ., S. A., Inscripcion, 1970, No. 38, 683.
- Cuerda A. J. Zur Stratigraphie des Altpaläozoikums in Argentinien.—Geol. Rundschau, 1974, Bd 63.
- Faucher B., Savoyat E. Esquisse geologique des Andes de l'Equateur.—Rev. geogr. phys. et geol. dyn., 1973, v. 15, No. 1—2.
- Jaeques B. La position estructural de los Andes de Colombia.—Bul. geol. Publ. espec., 1972, No. 5/2.
- Isaacson P. E. Evidence for a western extracontinental land source during the devonian period in the Central Andes.—Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, No. 1.
- Krummenacher R. Sur la formation des Andes colombiennes.—Eclog. geol. helv., 1973, v. 66, No. 2.
- Lohmann H. H. Outline of tectonic history of Bolivian Andes.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1970, v. 54, No. 5.
- Loubacher G. Le paleozoique inferieur de la Cordillere orientale du Sud — Est du Perou.—Cah. ORSTOM. Geol., 1974, v. 6, No. 1.

- McBride S. L., Caelles J. C., Clark A. H., Farrar E.* Palaeozoic radiometric age provinces in the Andean basement, Latitudes 25—30° S.—Earth Planet. Sci. Letters, 1976, v. 29.
- Megard F.* Commentaire d'une coupe schematique a travers des Andes Centrales, du Perou.—Rev. geogr. phys. et geol. dyn., 1967, (2) v. IX, tasc. 4.
- Munizaga F., Aguirre L., Herve F.* Rb/Sr ages of rocks from the chilean metamorphic basement.—Earth Planet. Sci. Letters, 1973, v. 18.
- Sauer W., Putzer H.* Geologie von Ecuador.—Beitr. reg. Geol. Erde, 1971, Bd 11.
- Schwab K.* Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW — Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung.—Geotekt. Forsch., 1973, No. 43.
- Shagam R.* Geologia de los Andes Centrales de Venezuela Resumen.—Bol. geol. Publ. espec., 1972, No. 5/2.
- Sillitoe R. H.* Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny.—Nature, 1974, v. 250.
- Stibane F. R.* Paläogeographie und Tektonogenese der Kolumbianischen Anden.—Geol. Rundschau, 1967, Bd 56, H. 2.
- Turner J. C. M.* The Andes of Northwestern Argentina.—Geol. Rundschau, 1970, Bd 59, H. 3.
- Vicente J. C.* Essai d'organisation paleogeographique et structurale du Paleozoique des Andes Meridionales.—Geol. Rundschau, 1975, Bd 64, H. 2.

ГЕОХИ

им. В. И. Вернадского

Статья поступила

27 февраля 1976 г.

УДК 551.242.03(571.651+571.66)

В. П. ЗИНКЕВИЧ**ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ
И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В статье рассматриваются особенности тектонического развития Корякского нагорья на орогенном этапе. Охарактеризованы три складчатые зоны: Пенжинско-Анадырская, Корякская и Корякско-Западно-Камчатская, состоящие из ряда прогибов и поднятий, возникших на орогенной стадии развития геосинклинальной области. Начало орогенного этапа, определяемое по появлению нижних моласс, разновременное. В Пенжинско-Анадырской зоне, в пределах краевых поднятий, молассы появляются в апте(?) — туроне, а в остальных частях этой зоны — в раннем сеноне. В Корякской зоне нижние молассы появляются в маастрихте — палеогене, а в Корякско-Западно-Камчатской зоне — в палеоцене — эоцене. В рассматриваемых зонах выделяется несколько комплексов нижних моласс, формировавшихся в унаследованно развивавшихся прогибах. Особенности формирования нижних моласс указывают на последовательное разрастание гранитно-метаморфического слоя от континентальной части к Тихому океану. Формирование континентальной коры не завершилось и в настоящее время.

Тектоника северной части Корякского нагорья привлекает пристальное внимание исследователей, так как этот район представляет собой приокеаническую геосинклинальную зону. Вопрос об орогенном этапе развития этой зоны рассматривался рядом авторов, но трактовка его неодинакова. Одни геологи (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Русаков, 1969; Тильман и др., 1969; Пушаровский, 1972, и др.) относят район к области кайнозойской складчатости. Другие (Егiazаров, 1965; Геологическое строение..., 1966; Геология СССР, т. 30, 1970; Марков, 1975, и др.) полагают, что структуры Анадырско-Корякского района принадлежат к поздним мезозоидам, считая, что главная складчатость проявилась здесь в меловой период. Вместе с тем большинство авторов сходится в том, что орогенный этап завершился и тектонические структуры северной части Корякского нагорья находятся на постгеосинклинальной стадии развития.

В результате геологических съемок и тематических работ последних лет получено много данных, позволяющих более обоснованно подойти к характеристике тектонического развития этого региона на орогенном этапе. Для общего подхода к анализу большое значение имела статья коллектива авторов (Пейве и др., 1976), заключающая в себе принципиально новое понимание вопросов формирования континентальной земной коры за счет преобразования коры океанического типа.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Район расположен в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса, в пределах сложно построенной Корякско-Камчатской области. Естественной границей ее на западе является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, а на востоке — структуры Берингова моря.

В пределах этой области различаются тектонические зоны со складчатой и покровной структурой, а также современные геосинклинальные зоны. Общей особенностью ее строения является последовательная смена относительно более зрелых, с точки зрения развития континентальной коры, структурных образований менее зрелыми в направлении от мезозонд северо-востока Азии в сторону Тихого океана. Область в целом лежит в той части приокеанического пояса, где земная кора континентального типа сформирована еще не полностью. Это относится и к району Корякского нагорья, где отсутствует мощный и выдержанный гранитно-метаморфический слой, о чем можно судить как по геофизическим данным, так и по отсутствию метаморфических образований и гранитов калий-натриевого типа. Однако орогенный этап геосинклинального развития здесь проявлен, о чем свидетельствует наличие моласс.

В предложенном А. В. Пейве и его соавторами (1976) новом понимании развития геосинклинального процесса появлению нижних моласс отводится важное место как показателю времени становления гранитно-метаморфического слоя. В то же время появление нижней молассы отражает начало процесса складчатости. Указанное обуславливает важность изучения места и времени появления орогенных образований и позволяет по-новому провести тектоническое районирование Корякского нагорья.

С. М. Тильман и его сотрудники (1975) уже рассматривали Пенжинско-Анадырскую и Корякскую зоны как структуры разновременной стабилизации, в которых нижние молассы появляются соответственно в дате — палеогене и в олигоцене — миоцене. Развиваемые ниже представления отличаются от этих взглядов.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН

В Корякском нагорье по особенностям формационного состава разновозрастных отложений, по времени появления нижних моласс, характеру магматизма, типу складчатости и другим признакам выделяются три складчатые зоны: Пенжинско-Анадырская, Корякская и Корякско-Западно-Камчатская (рис. 1). Эти зоны находятся на разных этапах раннеорогенной стадии развития, когда процесс образования гранитно-метаморфического слоя зашел уже достаточно далеко. В юго-восточной части Корякского нагорья расположена Олюторская зона, продолжающаяся в море и, видимо, сливающаяся с Командорской глубоководной котловиной. Она находится на более ранней, доорогенной, стадии геосинклинального развития и здесь не рассматривается.

Пенжинско-Анадырская зона отделена от сопредельных мезозонд Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, формирование которого в конце раннего мела и в позднем мелу знаменовало становление континентальной коры позднемезозойского возраста.

Граница между Пенжинско-Анадырской и Корякской зонами на северо-западе района линейная и совпадает с зоной тектонических нарушений, контролирующая тела палеозойских офиолитов. На северо-востоке она приобретает сложную извилистую форму с языкообразным проникновением в пределы Корякской зоны меловых образований Пенжинско-Анадырской зоны. При этом Пенжинско-Анадырская зона в северо-восточной части приобретает блоковое строение, что, видимо, связано с торцовым сочленением северо-восточных структур Корякско-Камчатской области с северо-западными структурами Анюйско-Чукотской миеосинклинальной системы. В восточной части Корякского нагорья граница между обеими зонами проведена по смене разновозрастных формаций, хотя, как отмечал В. М. Цейслер (1967), проведение

границы в таких случаях довольно условно, так как изменение формационного состава происходит на значительной площади.

Корякская зона на юге по сложной системе надвигов (Ермаков, 1971) сочленяется с Корякско-Западно-Камчатской. На границе этих зон развит Пикасъявямский серпентинитовый меланж (Александров, 1973). На востоке структуры Корякской зоны перекрыты кайнозойскими образованиями шельфа Берингова моря.

Выделяемые зоны прошли длительную тектоническую эволюцию. Можно считать установленным, что геосинклинальный процесс разви-

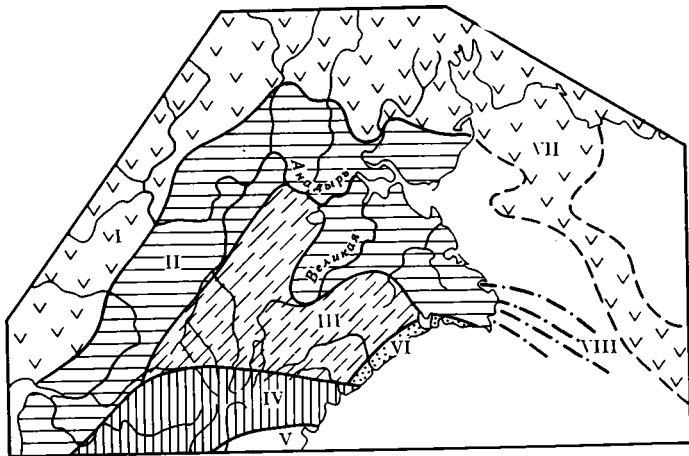


Рис. 1. Схема размещения складчатых зон Корякского нагорья. I — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, II — Пенжинско-Анадырская окладчатая зона (становление гранитно-метаморфического слоя в конце раннего мела — раннем сеноне), III — Корякская складчатая зона (становление гранитно-метаморфического слоя в позднем сеноне), IV — Корякско-Западно-Камчатская складчатая зона (становление гранитно-метаморфического слоя в начале палеогена), V — Олюторская зона, VI — Хатырский прогиб, VII — морское продолжение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по данным М. Л. Вербы и Б. В. Ермакова, 1976), VIII — морское продолжение некоторых структур

вался здесь на коре океанического типа (Александров и др., 1975). Соответственно хорошо выделяются структурные комплексы, отвечающие океанической и переходной стадиям развития земной коры (рис. 2).

В Пенжинско-Анадырской зоне наиболее древние комплексы океанической стадии датируются ордовиком (Заборовская, Некрасов, 1974). В Корякской зоне достоверно охарактеризованные наиболее древние образования этой стадии С. П. Игуменцев, а также С. Г. Бялобжеский и А. Д. Чехов (1974) определяют как девонские. Соответствующие породы представлены фтанидами, зеленокаменно измененными эффузивами и туфами основного состава, яшмами, кремнями, граукакковыми песчаниками, алевролитами, известняками. Повсеместно эти породы выведены на поверхность в виде аллохтонных пластин и блоков; нередко они слагают блоки в серпентинитовых меланжах.

Комплексы переходной стадии в Пенжинско-Анадырской зоне охватывают верхний палеозой и мезозой, причем образования ее ранней подстадии представлены главным образом андезито-туфограувакковой, песчанико-сланцевой, флишоидной и некоторыми другими формациями. В северо-западной части зоны (под внутренней зоной Охотско-Чукотского вулканического пояса) с конца палеозоя до готерива происходил

интенсивный андезитовый вулканизм. По мнению ряда авторов (Некрасов, 1976; Строение земной коры..., 1976), в это время здесь существовала островная вулканическая дуга.

В Корякской зоне начало переходной стадии относится к раннему мезозою. До недавнего времени фаунистически охарактеризованные нижнемезозойские отложения в этой зоне не были известны, за исключением отдельных выходов верхнетриасовых (карнийских) терригенных пород. Следствием этого явились различные представления о ее тектонической истории в раннем мезозое. Высказывались представления о квазиплатформенном режиме (Тильман и др., 1969; Геология СССР, 1970) или о повторном рифтообразовании, происходившем в раннем мезозое (Тильман и др., 1975). Наши наблюдения 1976 г. в районе хр. Кэнкэрэн позволили установить, что здесь имеются фаунистически охарактеризованные отложения всего мезозоя — от верхнетриасовых до меловых. Они слагают пакеты тектонических чешуй, полого погружающихся на север. Отложения верхнего триаса представлены образованиями терригенной вулканомиктовой формации видимой мощностью 400 м. Они перекрыты образованиями андезито-туфограувакковой формации ранне(?)—среднеюрского возраста видимой мощностью не менее 650—700 м.

Состав нижнемезозойских образований позволяет сопоставить их со средней частью командорской серии (Шмидт, 1974). Это свидетельствует о том, что в позднем триасе — средней юре в Корякской зоне существовала островная вулканическая дуга. Ее формирование указывает на начало переходной стадии развития земной коры в процессе преобразования океанической коры в континентальную. Как показывают данные о более молодых образованиях, этот процесс с геодинамической точки зрения был сложным и сопровождался явлениями тектонической деструкции. Так, в поздней юре в Корякской зоне произошло крупное растяжение, деформировавшее ранее возникшую островную дугу.

Это растяжение привело ко вторичному появлению спилито-диабазово-кремнистой и вулканогенно-кремнисто-граувакковой формаций, которые местами (например, на левобережье р. Куйвиеем) перекрывали обнажившийся гипербазит-габбро-амфиболитовый фундамент. В дальнейшем, от валанжина до маастрихта, в Корякской зоне отлагались образования граувакковой, песчанико-сланцевой, флишеидной и некоторых других формаций (см. рис. 2, см. вкл. к стр. 4).

В конце раннего мела в формационном ряду Корякской геосинклинальной области в пределах краевых поднятий и примыкающих к ним частей крупных прогибов Пенжинско-Анадырской зоны появляются нижние молассы. Их образованию предшествовала тектоническая фаза, происходившая в конце готерива — барреме (?). Региональный характер этой фазы давно отмечен в литературе (Авдейко, 1968; Агапитов, Иванов, 1969; Егизаров, 1969; Тильман и др., 1969, и др.). Она усложнила внутреннюю структуру геосинклинальной области и в большинстве случаев привела к резкому изменению формационного состава отложений. Нередко она подчеркивается угловым несогласием между верхнеюрско-готеривским и баррем(?)—туронским комплексами.

В Пенжинско-Анадырской зоне после тектонической перестройки, вызванной упомянутой фазой, возникли Мургалское, Золотогорское, Пекульнейское, Рарыткинское, Кэнкэрэнское и Каканаутское поднятия, Великореченский и Алькатваамский прогибы; продолжали развиваться Таловско-Майнское поднятие и Пенжинский прогиб (см. рис. 2). Строение Пенжинско-Анадырской зоны стало резко асимметричным. Протяженные краевые поднятия (Мургалское, Золотогорское, Пекульнейское) причленились к уже сформированным и имевшим мощный гранитно-метаморфический слой мезозоидам. В этих структурах произошло резкое изменение характера осадконакопления (рис. 3). На Мургал-

ском поднятии и в смежной части Пенжинского прогиба стали формироваться сероцветная морская (апт — альб) и континентальная (кривореченская свита позднеальбско-туронского возраста) молассы общей мощностью около 2 км (Филатова, 1974). В северо-восточной части Пенжинско-Анадырской зоны (северная часть хр. Пекульней, хр. Золотой) в апте — альбе начинает формироваться прибрежно-морская вулканогенно-осадочная формация (волчинская свита) общей мощностью до 2 км, постепенно замещающаяся в северо-восточном направлении континентальными фациями эффузивов. В генетическом смысле появление этих моласс означает становление внутри этих краевых поднятий молодого «гранитного» ядра и его разрастание в сторону уже консолидированной области мезозойд.

Хотя в пределах краевых поднятий в конце раннего мела и появляются молассы, в остальной части Пенжинско-Анадырской зоны в барреме(?) — туроне накапливались отложения флишовой формации, чрезвычайно сходные в Пенжинском, Великореченском и Алькатваамском прогибах. Это мелководные морские отложения с большим количеством остатков мелководной фауны, растительного детрита и известковистых стяжений (березовская, тамватнейская, великореченская, гинтеровская свиты). Они представлены песчаниками и алевролитами, реже гравелитами, конгломератами, туфами кислого состава. Отложения обладают грубой ритмичностью, иногда в них встречаются пачки флиша с характерной градационной слоистостью в песчаниках. Мощность их в Алькатваамском прогибе достигает 3 км, в Великореченском — 5 км, в Пенжинском — 2 км.

В Корякской зоне после готерив-барремской фазы начали формироваться Ваежское, Майницкое, Хатырское и Ольтянское поднятия. Они, по-видимому, были областями размыва и разделяли различные структурно-фациальные зоны. Осадконакопление происходило главным образом в Алганском и Емраваамском прогибах, где накапливались образования граувакковой (апт(?) — турон) и флишовой (коньяк — кампан) формаций (см. рис. 2). До маастрихта моласса в этой зоне не накапливалась.

Образование этих структур сопровождалось, по всей видимости, значительными горизонтальными перемещениями, так как обычно с верхнеюрско-готеривским комплексом отложений связаны серпентинитовые меланжи. Олистостромы, прямые признаки горизонтальных перемещений, еще только начинают изучаться в этом регионе, но в бассейне р. Майн уже описаны типичные олистостромы (Терехова, Басов, 1972), связанные с аптско-туронскими отложениями.

Следующая перестройка тектонического плана происходила в конце турона — раннем сеноне. Это отразилось в резкой смене формационного состава отложений как в Пенжинско-Анадырской, так и в Корякской зонах.

В Пенжинско-Анадырской зоне уже не только в пределах краевых поднятий, но и в крупных унаследованных прогибах в сеноне формируется следующий комплекс нижних моласс (см. рис. 3). В северо-западной части Пенжинского прогиба на континентальных образованиях альба — турона согласно залегают морские, а в верхней части — континентальные и вулканогенные образования сенона, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, туфами и лавами кислого и среднего состава (см. рис. 3). Снизу вверх по разрезу отмечается «погребение» отложений.

В центральной и юго-восточной частях Пенжинского прогиба в раннем сеноне, вплоть до маастрихта, формировались фациально изменчивые песчано-глинистые, нередко туфогенные отложения с прослоями гравелитов и конгломератов с максимальной мощностью (в бассейне р.

Кутинской) до 3 км. Эта морская моласса с резким угловым несогласием перекрывает все досенонские образования.

На правобережье р. Майн Г. И. Агальцов в 1966 г. отметил в основании молассы своеобразную толщу, представляющую собой песчанико-сланцевые отложения мощностью около 500 м, содержащую плохо окатанные глыбы и обломки осадочных пород с остатками фауны от валанжина до турона. По всему разрезу этой толщи отмечаются пачки, содержащие плохо сортированные обломки пород разнообразного состава (песчаников, аргиллитов, известняков, эффузивов основного состава). Эти образования, по сути представляющие собой олистострому, подчеркивают изменение тектонической обстановки в раннем сеноне.

На западном крыле Пекульнейского поднятия в сеноне формировались прибрежно-морские и континентальные отложения общей мощностью около 1 км. На восточном крыле этого поднятия отложения тех же фаций имеют мощность около 3 км. В северном направлении здесь наблюдается постепенное замещение терригенных прибрежно-морских фаций континентальными эффузивами.

В пределах Великореченского прогиба и в восточной части Рарытчинского поднятия после предсенонской перестройки началось накопление нижней угленосной молассы паралического типа. Усиление тектонических движений в конце турона — раннем сеноне (?) отразилось на строении амочинской свиты. Так, в хр. Рарыткин отложения этой свиты, с угловым несогласием перекрывающие флишеидные образования апта (?) — турона, имеют груботерригенный состав; характерны мощные пачки плохо сортированных гравелитов и конгломератов. В верховье р. Горной Г. П. Терехова наблюдала образования, связанные, по ее мнению, с крупными подводными оползнями. Она рассматривает их как невообразимую мешанину из песчаников и алевролитов, причем в алевролитах рассеяны гравий и галька, а песчаники заключены в них в виде «линз», «кусков», «колобков» и т. д., слои изогнуты самым различным образом и иногда соприкасаются один с другим «впритык». Нет сомнений, что это олистостромовые пачки, связанные с образованием надвигов, широко распространенных в этой части района.

Вышележащая угленосная моласса (рарытчинская свита) также широко развита в этой части района. Ее нижняя часть представлена морскими фациями, а верхняя — главным образом континентальными. Мощность толщи изменчива: от 200—300 до 1800—1900 м. Возраст этой молассы по новым данным (Волобуева, Терехова, 1974), коньяк-датский. Сенонские образования дислоцированы полого, хотя в зонах крупных разломов отмечается напряженная складчатость.

В Алькатваамском прогибе после предсенонской перестройки унаследованно развивавшийся прогиб резко сократился. Морские флишеидные образования (гинтеровская свита) сменились нижней молассой (см. рис. 3). Для молассовых образований сенона характерна сильная изменчивость отложений и «погрубение» вверх по разрезу. В нижней части отмечаются морские фации (барыковская свита), а в верхней широко развиты континентальные (корякская, чукотская свиты). В отложениях кампана появляются прослои каменных углей (Дундо, 1974).

Сенонские молассы Пенжинско-Анадырской зоны имеют ряд общих особенностей. Они обычно связаны с подстилающими флишеидными отложениями апт(?)—туронского возраста. В нижней своей части молассы представлены морскими сравнительно тонкообломочными отложениями, вверх по разрезу сменяющимися континентально-морскими и континентальными. В отложениях верхнего сенона нередко появляются угленосные фации. Вверх по разрезу увеличивается и грубость обломочного материала. Снос происходил с поднятий, общее северо-восточное простирание которых сохранялось длительное время. Структурный план

прогибов, в которых формировалась сенонская моласса, также существенно не менялся.

В Корякской зоне предсенонская фаза складчатости привела к сокращению площади геосинклинального накопления и резкому изменению формационного состава отложений. С этого времени, вплоть до маастрихта, здесь накапливались морские терригенные толщи флишеидной формации. В современной структуре Корякского нагорья они протягиваются узкими (20—30 км) полосами северо-восточного простирания (верховье р. Великой, среднее течение р. Ваамочки, верховье р. Хатырки). Эти толщи отлагались, по-видимому, в морских прогибах, тесно связанных с расположенным южнее геосинклинальным бассейном Корякско-Западно-Камчатской зоны, где в это время накапливались толщи аспидной, граувакковой и флишевой формаций (Ермаков, Супруненко, 1975).

Приведенный материал показывает, что в сеноне северная часть рассматриваемой геосинклинальной области испытала значительное воздымание с образованием серии поднятий и прогибов и появлением в унаследованных прогибах принципиально новых формаций — нижних моласс. Чешуйчатое строение большинства тектонических структур района и наличие отдельных горизонтов сенонских олистостром свидетельствуют о том, что поднятие происходило в обстановке резкого горизонтального сжатия. Интенсивное сжатие в северной, фронтальной части области, выразившееся в надвиго- и складкообразовании, сопровождалось явлениями растяжения в ее тыловой части (Олюторская зона) и заложением нового эвгеосинклинального прогиба. Сопряженность процессов сжатия и растяжения представляет собой, по-видимому, явление, широко распространенное в северо-западной части Тихоокеанского пояса. Ранее оно отмечалось для мезозой (Тильман, 1973) и для зоны перехода от мезозой к мезозойско-кайнозойским структурам (Заборовская, Некрасов, 1977).

В конце сенона, начиная с маастрихта, молассы формировались не только в Пенжинско-Анадырской зоне. Они появляются и в Корякской зоне. В Пенжинско-Анадырской зоне верхнесенонские отложения представлены главным образом прибрежно-морскими и континентальными терригенными, реже вулканогенными отложениями, залегающими согласнo, реже с незначительным угловым несогласием на подстилающих нижнесенонских образованиях (см. рис. 3).

В Корякской зоне нижняя моласса маастрихта — палеогена развита незначительно (см. рис. 2). Выходы маастрихтских отложений, по данным Л. Д. Цветкова, известны на Ваежском поднятии, где они представлены слабо дислоцированными (5—10°) грубозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и алевролитами общей мощностью до 500 м, залегающими на подстилающих образованиях с резким угловым несогласием. Более широко моласса распространена на востоке Корякской зоны, в бассейне рек Хатырка, Ваамочка, Чечеривээм (рис. 4). Она представлена песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и углисто-глинистыми сланцами. В нижней части разреза (маастрихт, высокореченская свита) отмечаются лавы и туфы основного и среднего состава. Эти отложения слабо дислоцированы (10—30°), но в зонах крупных надвигов они бывают деформированы более сильно, вплоть до появления опрокинутых складок. В верховьях р. Хатырки, по данным В. М. Кривоносова, моласса, представленная слабо литифицированными песчаниками, алевролитами и конгломератами, достигает мощности около 1100 м (см. рис. 4).

Незначительное распространение нижней молассы в Корякской зоне объясняется, видимо, быстрым общим поднятием территории, когда большая часть региона была выведена из-под уровня моря и только в отдельных остаточных прогибах продолжали формироваться молассы.

падном направлении, из Олюторской зоны в Корякско-Западно-Камчатскую (Митрофанов, 1977).

В кайнозое общее поднятие территории продолжалось. В это время здесь существовали участки низкогорной суши, окаймлявшейся узкими проливами. В Пенжинско-Анадырской зоне формировалась наземная базальтовая формация палеоцен-эоценового возраста (танюрерская свита) максимальной мощностью до 500 м (см. рис. 2 и 3). В унаследованно развивающихся прогибах (Анадырская впадина, Алякватваамский прогиб) в течение всего кайнозоя продолжали формироваться прибрежно-морские и континентальные фации терригенных, реже вулканогенных образований (Агапитов и др., 1976; Дундо, 1971, 1974) — кайнозойских нижних моласс. Местами (Пенжинский прогиб) в раннем кайнозое отмечается перерыв в осадконакоплении, и молассы снова отлагались лишь в эоцене — миоцене (см. рис. 2 и 3).

В Корякской зоне нижняя моласса эоцен-олигоценового возраста продолжала формироваться в узких остаточных прогибах (см. рис. 2), но большая часть территории представляла собой область сноса и пепленизации. Это подтверждается тем, что эоцен-миоценовые континентальные эффузивы залегают преимущественно почти горизонтально, со структурным несогласием перекрывая все подстилающие образования. Покровы континентальных эффузивов порфировой формации (коначанская, элекайская, велолныкская свиты) достигают мощности 600—650 м. Формация сложена породами кислого и среднего состава, обычно формировавшимися в антидромной последовательности. Местами (хр. Нутавакли, Алганский кряж, хр. Рарыткин) вулканиты находятся в тесном парагенезе с кайнозойским комплексом нижних моласс. Большая часть эффузивов излилась в эоцен — олигоцене (Зинкевич и др., 1975), но иногда излияния происходили и в раннем миоцене (Волобуева, Терехова, 1972).

Крупная перестройка произошла в конце миоцена — плиоцене. В это время окончательно оформились Марковская и Бельская впадины, продолжали развиваться Анадырская, Парапольская и Рытгыльская впадины. В центральной части Корякского нагорья (долины рек Тамватвеем, Хатырка) в плиоцен-четвертичное время проявился слабый наземный базальтовый вулканизм.

Активно формирующиеся современные аллювиальные и морские террасы свидетельствуют о том, что процесс поднятия продолжается и в новейшее время. Поднятие происходит в условиях сильного сжатия складчатой области, на что указывает широкое распространение в регионе надвигов новейшего времени. Так, по наблюдениям автора, в междуречье Черная — Рынатанмельген меловые породы нередко надвинуты на верхнепалеогеновые. В бассейне р. Алякватваам буровыми работами установлены двоянные разрезы в верхнемеловом — нижнепалеогеновом комплексе отложений с образованием пакета тектонических чешуй (Бушуев, 1954). По буровым материалам установлено также, что Тамватнейский гипербазитовый массив в центральной части Корякского нагорья надвинут на фаунистически охарактеризованные миоценовые отложения (устное сообщение В. И. Тутубалина). Все эти данные свидетельствуют, что орогенный этап продолжается и в новейшее время. Эти новейшие движения показывают, что земная кора рассматриваемой области находится в состоянии изостатической неуравновешенности. Ее современная мощность в центральной части Корякского нагорья достигает 35—40 км, а на побережье Берингова моря уменьшается до 25—30 км (Борисов, 1967). Приведенные данные позволяют считать, что гранитно-метаморфический слой здесь окончательно не сформирован.

Собственно континентальная стадия развития земной коры определяется по появлению верхних моласс, обычно сопровождающихся внедрениями калиевых гранитоидов (Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1976).

Заложение и формирование верхних моласс происходит во впадинах, резко дискордантно наложенных на ранее созданные структуры.

Изложенный материал показывает, что в северной части Корякского нагорья верхняя моласса выделяться не может. Здесь выделяется несколько комплексов нижних моласс, причем в зонах, где орогенный этап начался раньше (в Пенжинско-Анадырской и частично в Корякской) нижние молассы неоднократно повторяются, наращивая вертикальный формационный ряд складчатой зоны. Интересно, что время их появления омолаживается в разных складчатых зонах в направлении к Тихому океану. Это указывает на последовательное разрастание гранитно-метаморфического слоя в юго-восточном направлении от континентальной части к океану.

ВЫВОДЫ

1. В северной части Корякского нагорья выделяются три разновозрастные складчатые зоны: Пенжинско-Анадырская, Корякская и Корякско-Западно-Камчатская, состоящие из ряда крупных поднятий и прогибов, возникших на орогенной стадии развития геосинклинальной области.

2. Первый этап превращения геосинклинальной области в складчатую растягивается во времени от конца раннего мела до раннего кайнозоя. Начало орогенного этапа, определяемое по появлению нижних моласс, одновременно в разных зонах. В Пенжинско-Анадырской зоне в пределах краевых поднятий молассы появляются в апте(?) — туроне, а в остальных частях в раннем сеноне. В Корякской зоне нижние молассы появляются в маастрихте — палеоцене, а в Корякско-Западно-Камчатской — в палеоцене — эоцене. К юго-востоку от зон формирования моласс существовали условия геосинклинального режима.

3. В рассматриваемых зонах по вертикали выделяется несколько комплексов нижних моласс. В Пенжинско-Анадырской зоне могут быть выделены апт(?)—туронский, сенонский (местами позднесенонско-раннепалеогеновый) и кайнозойский комплексы. В Корякской зоне выделяются маастрихт-палеоценовый и эоцен-олигоценый комплексы, а в Корякско-Западно-Камчатской — палеоцен-эоценовый комплекс. Повсеместно нижние молассы формировались в унаследованно развивавшихся прогибах, причем более молодые комплексы накладываются на более древние. Резкие структурные перестройки с появлением дискордантных структур, секущих более древний структурный план, в период орогенного этапа развития области не возникали. Поэтому верхние молассы в регионе выделяться не могут.

4. В генетическом смысле отмеченные особенности формирования нижних моласс означают последовательное разрастание гранитно-метаморфического слоя в юго-восточном направлении, от приконтинентальной части в сторону Тихого океана. Геофизические данные о неоднородном и невыдержанном гранитно-метаморфическом слое, отсутствие проявлений «континентального» гранитоидного магматизма, активные молодые и новейшие движения, плиоцен-четвертичный основной вулканизм, отсутствие верхних моласс позволяют считать, что раннеорогенный этап еще не закончился и гранитно-метаморфический слой еще окончательно не сформировался. Земная кора здесь находится в состоянии изостатической неуравновешенности, и формирование коры континентального типа не завершилось и в настоящее время.

Литература

- Агапитов Д. И., Иванов В. В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое. — Геотектоника, 1969, № 1.
Агапитов Д. И., Иванов В. В., Мужиков В. Г., Шабатин И. В. Палеогеновые и неогеновые отложения Анадырской впадины. — В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.

- Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1968.
- Александров А. А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье).— Геотектоника, 1973, № 4.
- Александров А. А., Богданов Н. А., Бялобжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Алексеев Э. С. О тектоническом положении юго-восточной части Корякского нагорья.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, № 3.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Бушнев М. И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта.— Тр. НИИГА, т. 62, Водтрансиздат, 1954.
- Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д. Новые данные о палеозойских отложениях Корякского нагорья.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
- Верба М. Л., Ермаков Б. В. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Волобуева В. И., Терехова Г. П. Новые данные о возрасте вулканитов хр. Рарыткин.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 20. Магадан, 1972.
- Волобуева В. И., Терехова Г. П. К стратиграфии сенонских отложений хр. Рарыткин.— Колыма, 1974, № 2.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- Геология СССР, т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 2. М., «Недра», 1970.
- Дундо О. П. Опорный разрез маастрихтских отложений Центрально-Корякской структурно-фациальной зоны.— В кн.: Опорный разрез маастрихтских отложений центральной части Корякского нагорья. Л., Изд. НИИГА, 1971.
- Дундо О. П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья.— В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л., Изд. НИИГА, 1974.
- Егизаров Б. Х. Тектоника.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья.— Тр. НИИГА, т. 148. Л., «Недра», 1965.
- Егизаров Б. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., «Недра», 1969.
- Ермаков Б. В. Флишевый комплекс центральной части Корякского нагорья.— Автореф. канд. дис., Ленинградский горный институт, 1971.
- Ермаков Б. В., Супруненко О. И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых образований Корякско-Камчатской области.— Сов. геология, 1975, № 12.
- Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж).— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
- Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозонд к Корякско-Камчатской области.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Зинкевич В. П., Захаров В. А., Розенблюм И. С. Стратиграфия палеогеновых эффузивов Корякского нагорья.— В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука», 1975.
- Митрофанов Н. П. Ватгинский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне.— Геол. и геофизика, № 4, 1977.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозонд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука», 1975.
- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 280. М., «Наука», 1976.
- Николаевский А. А. Современный рельеф поверхности Мохоровичича по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР, Магадан, 1964.
- Пайве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 234. М., «Наука», 1972.
- Русаков И. М. О тектонике Анадырско-Корякского района Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 16, 1969.
- Свиштунов Е. П. Схема тектонического районирования Пенжинского района.— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. Изд-во МГУ, 1975.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1966.

Терехова Г. П., Басов И. А. Находки переотложенной альбской и валанжинской фауны в бассейне р. Майн.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 20. Магадан, 1972.

Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР.— Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 33. Магадан, 1969.

Тильман С. М. Особенности орогенного развития Тихоокеанских мезозонд.— Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 55. Магадан, 1973.

Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.

Филатова Н. И. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины.— Геотектоника, 1974, № 2.

Цейслер В. М. О границах смежных формаций при анализе развития структур.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 9.

Шмидт О. А. Проблемы тектонического развития Командорских островов.— Геотектоника, 1974, № 6.

Ludwig Williamy. Structure of the Bering Sea Basins.— Geol. Contin. Margins. Berlin 1974.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
20 июня 1977 г.

УДК 551.243.4 (571.64)

Ю. Н. РАЗНИЦИН**СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ И ОЛИСТОСТРОМА
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР**

Рассматриваются состав, строение и тектоническое положение офиолитовых аллохтонов юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. Надвижение офиолитов, представляющих собой тонкие пластины верхней мантии и океанической коры, сопровождалось образованием серпентинитового меланжа и олистостромы. Тектоническое становление офиолитов в пределах всего Восточного Сахалина, от п-ова Шмидта на севере до п-ова Терпения на юге, поставлено во взаимосвязь с формированием впадины Дерюгина в Охотском море, вызванным растяжением соответствующего ей участка земной коры в конце мела.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, в последнее время сильно повысился интерес к офиолитовым зонам, которые многими исследователями считаются реликтами океанского ложа, выведенными на поверхность (Пейве, 1969; Книппер, 1975; Руженцев, 1976, и многие другие). В данной работе рассматривается под этим углом зрения строение района юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор, где широко представлены породы офиолитовой ассоциации.

Исследования автора выполнялись в Геологическом институте АН СССР и представляют составную часть темы, касающейся изучения тектонических процессов в приокеанических зонах, разрабатываемой под руководством Ю. М. Пушаровского.

При выполнении данной работы автор консультировался также с Н. А. Богдановым, Е. Н. Меланхолиной, В. С. Рождественским, Г. Н. Савельевой и И. В. Хворовой. Всем упомянутым лицам автор приносит свою глубокую благодарность.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Породы офиолитовой ассоциации наиболее широко распространены в восточной части Сахалина. Они слагают многочисленные, небольшие по размерам тела, распространенные в поле развития верхнемеловых образований в узкой полосе, протягивающейся от п-ова Шмидта до п-ова Терпения вдоль восточного побережья острова. Тектоническое положение этих массивов на протяжении многих лет оставалось спорным. Вначале В. С. Рождественским (1972), а затем автором (Разницин, 1975) было показано, что на п-ове Шмидта породы офиолитовой ассоциации образуют серию тектонических чешуй, перемещенных с востока на запад. Автохтоном для этих покровов служат верхнемеловые (сеноманские) флишиодные толщи.

Более сложная тектоническая структура характерна для южных районов этой полосы, где располагается рассматриваемый район. Верхнемеловые отложения региона, относимые к рымникской серии, имеют эвгеосинклинальный характер и весьма напоминают более древние нижнемезозойские образования, развитые за пределами исследуемой пло-

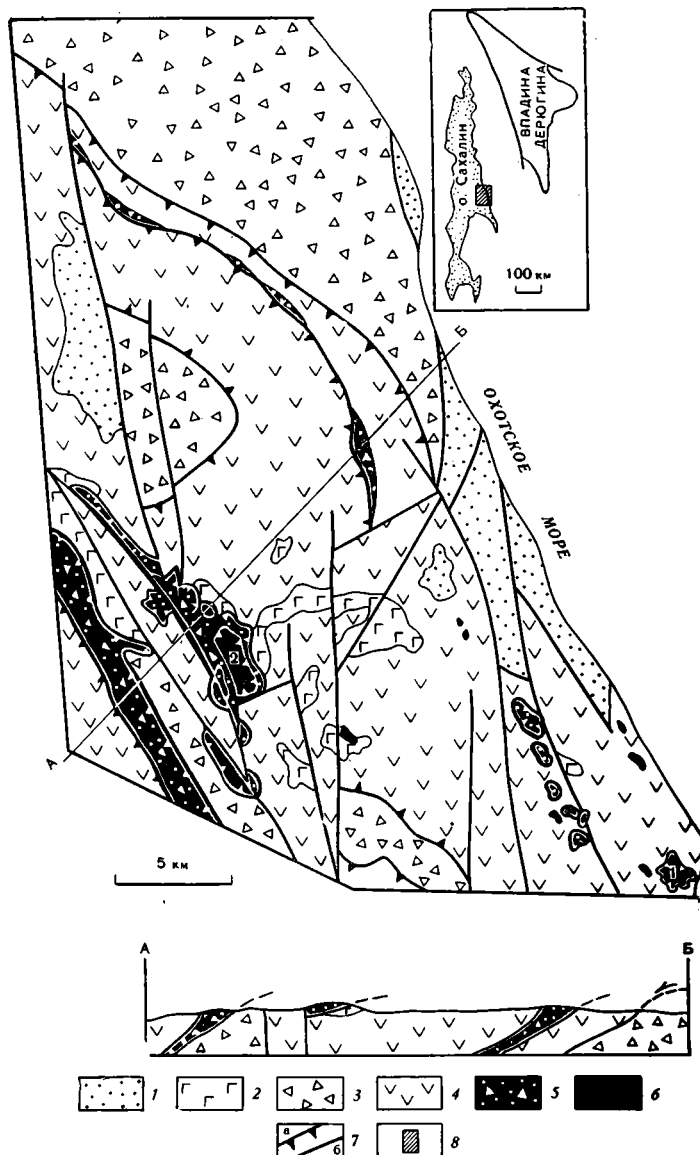


Рис. 1. Тектоническая схема района исследований (по материалам В. Т. Шейко и автора)

1 — неогеновые образования, нерасчлененные; 2 — плагиограниты, гранодиориты, габбро; 3 — березовская свита (олистоформа), (поздний сантон — даний (?)); 4 — богатинская и ракитинская свиты (коньяк (?) — сантон), в юго-восточной части района — учирская свита (поздний кампан); 5 — серпентинитовый меланж; 6 — комплекс основных — ультраосновных пород; 7 — разломы: а — надвиги, б — крутопадающие разломы; 8 — район работ.

Цифрами 1 и 2 на схеме показаны Шельтингский и Березовский массивы.

щади. Приведем краткое описание разреза (снизу вверх) по данным В. М. Гранника (1973).

Богатинская свита сложена кремнисто-глинисто-пирокластическими породами, кремнистыми туфами и туффитами с прослоями глинистых силицитов и тонкозернистых песчаников. Возраст свиты предположи-

тельно коньяк (?) — раннесантонский, видимая мощность 1600 м. Раки-тинская свита, мощностью 800—2500 м, согласно залегает на богатинской и сложена туфами с линзами и прослоями эффузивов, разноцветных яшм, известняков, кремнисто-глинисто-пирокластических пород. Возраст свиты считается сантонским. Верхнемеловой разрез заканчивается флиш-оидными образованиями березовской серии (3000—4000 м; поздний сантон — даний (?)), содержащими прослой и тела вулканогенно-кремнистых пород.

На возраст и тектоническое положение офиолитов в бассейнах рек Герань, Ягодная, Зловещая, Мелкая, Богатая и Березовка (рис. 1) в настоящее время существуют две принципиально различные точки зрения. Согласно первой, основные и ультраосновные породы объединяются в позднемеловой габбро-перидотитовый интрузивный комплекс, который прорывает и метаморфизует кремнисто-вулканогенные и терригенные образования позднесантонского возраста богатинской и ракитинской свит (Геология СССР, т. XXXIII, 1970). Существует мнение и о раннемиоценовом возрасте внедрения этих магматических пород (Слодкевич, 1975). Другая группа геологов считает, что породы офиолитового комплекса слагают серию покровных чешуй, тектоническое становление которых в позднем мелу сопровождалось образованием серпентинитового меланжа и олистостромы — специфической подводно-оползневой толщи (Рождественский, Речкин, 1975).

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ

Породы офиолитовой ассоциации, представленные серпентинитовым меланжем и комплексом основных — ультраосновных пород, имеют широкое распространение в исследуемом районе, протягиваясь в виде двух узких линейных зон параллельно побережью Охотского моря более чем на 40 км.

В восточной прибрежной полосе серпентинитовый меланж в виде отдельных небольших по площади (0,1—2 км²) выходов прослеживается от мыса Шельтинга в север-северо-западном направлении через район горы Русская, нижнее течение рек Ягодная, Песковская, Березовка, Герань, Мелкая и Богатая. В районе горы Русская благодаря глубокому эрозионному врезу можно видеть строение меланжа. На востоке, в нижней части склона в расланцованных серпентинитах зажаты глыбы (5×20 м) диабазов, кварцитов, спилитов, измененных брекчированных базальтов. Глыбы часто покрыты серпентинитовыми «рубашками», испещренными штриховками зеркал скольжения. В серпентинитах же зажаты эллипсоидальные обломки, «окатыши», массивных серпентинитов. В верхней части склона горы и на ее вершине располагается блок крупнокристаллических вебстеритов. Гипсометрически ниже на несколько метров на северо-восточном склоне горы в расланцованных серпентинитах в канаве вскрыты угловатые глыбы массивных хромитов и сургучных яшм (1×2 м). Вскрытая мощность меланжа составляет около 70 м, контакты с окружающей вулканогенно-кремнистой толщей не видны. Последняя распространена гипсометрически ниже, падает на запад под углом 30—40°. Серпентинитовый меланж залегает в виде тонкой субгоризонтальной пластины на подстилающих породах ракитинской свиты. В пользу этого свидетельствует ряд косвенных признаков, таких, как примерное соответствие контура выхода офиолитов горизонталям рельефа, а также то, что они слагают самые вершины гор. Аналогичную картину можно видеть также в нижнем течении р. Герань, однако здесь в серпентинитах, в глыбах и в блоках наблюдается большее разнообразие пород — это базальты, роговообманковые плагиограниты, гигантокристаллические энстатиты, сургучные яшмы, меланократовые габбро-диабазы, туфобрекчии, базальтовые лавобрекчии, плагиограниты. Ширина полосы меланжа составляет 600—800 м. В шлифах видно, что по-

роды интенсивно катаклазированы, в пироксенах отчетливо проявлена деформированная спайность, изогнутость зерен. В отдельных случаях в серпентинитах среди петельчатого серпентина, наследующего структуру оливиновых зерен, удается наблюдать реликты ортопироксена, из чего можно сделать вывод, что первичная порода была гарцбургитом. Эта полоса («Богатинская дайка» по В. Т. Шейко) в виде обособленных выходов серпентинитового меланжа, часто совсем небольших по размеру, прослеживается далее в север-северо-западном направлении через нижнее течение рек Мелкая, Богатая приблизительно на 18 км. Она маркирует основание крупного надвига, по которому сургучные яшмы ракинской свиты надвинуты на толщу пород богатинской свиты. Плоскость надвига имеет западные падения. Многочисленные мелкие тела серпентинитового меланжа по долинам рек Ягодная, Песковская и многие другие являются, скорее всего, протрузиями.

Особый интерес представляло изучение Шельтингского и Березовского массивов, которые, по мнению В. В. Слудкевича (1975), представляют собой расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые плутоны нижнемиоценового возраста.

ШЕЛЬТИНГСКИЙ МАССИВ

В русле ручья, стекающего с водораздела между горами Томаринка и Сланникова, хорошо видно, что слоистая толща алевролитов и аргиллитов, относимых к учирской свите (поздний кампан), залегает с наклоном на запад под углом 30—50°. В 500 м выше устья ручья в глыбах и в редких коренных обнажениях фиксируются рассланцованные серпентиниты. Непосредственный контакт серпентинитов с осадочными породами не виден. Выше по ручью в поле развития серпентинитов встречаются глыбы (2×3 м) милонитизированных цоизит-актинолитовых сланцев и актинолитизированных полосчатых габбро-норитов. В верховьях ручья в коренных обнажениях наблюдаются крупнокристаллические энстатиты, которые прослеживаются до горы Сланникова. В верхней части массива широко представлены полосчатые гарцбургиты. Полосчатость создается за счет чередования полос (5—30 см), обедненных и обогащенных энстатитом с небольшим количеством диопсида. Она лучше видна на выветрелых поверхностях. В отдельных обнажениях в рассланцованных и отполированных до блеска серпентинитах встречаются тела свежих энстатитов с небольшим количеством оливина и хромшпинелида. Энстатиты слабо деформированы. В обособленных выходах встречаются серпентинизированные верлиты с единичными зернами зеленой шпинели. В 800 м к востоку от вершины горы Сланникова в рассланцованных серпентинитах зажата крупная глыба (10×10 м) катаклазированного тоналита. В понижениях рельефа в верхней части массива обнажаются апогарцбургитовые серпентиниты. Иногда в них наблюдаются глыбы (1×2 м) спессартитов, роговообманковых микродиабазов с многочисленными кальцитовыми прожилками, пироксеновых порфиров с тонкими прожилками (0,5—2 мм) пектолита. Контакт глыб с серпентинитами явно тектонический. В высыпках среди ультраосновных пород встречаются троктолиты, габбро-нориты, катаклазированные оливиновые ортопироксениты. Часто можно видеть, что полосчатые слабосерпентинизированные гарцбургиты разбиты трещинами шириной в несколько см. Трещины заполнены рассланцованными серпентинитами, в которых зажаты округлые обломки массивных серпентинитов. На восточном ограничении массива среди ультраосновных пород обнажается крупный тектонический блок (20×30 м) окварцованных базальтов.

Итак, Шельтингский массив представляет собой относительно тонкую — 200—250 м пластину, залегающую на алевролитах учирской свиты субгоризонтально. Основание пластины сложено серпентинитовым меланжем мощностью 50—60 м. Сама пластина состоит из массивных,

часто полосчатых гарцбургитов, энстатитов, габбро-норитов, троктолитов. Отдельные участки пластины слагаются серпентинитовым меланжем. В целом для пород пластины деформации не характерны, однако под микроскопом иногда удается наблюдать сильный катаклаз, который особенно типичен для пород меланжа. Замеры элементов залегания полосчатости в гарцбургитах не выявляют никакой закономерности. Пластина разбита разломами на отдельные блоки. Границы между блоками являлись ослабленными зонами, по которым в процессе тектонического становления пластины и последующих вертикальных и горизонтальных подвижек внедрялись мелкие протрузии серпентинитов и серпентинитового меланжа.

БЕРЕЗОВСКИЙ МАССИВ

В верховьях рек Герань, Березовка, по рекам Зловещая, Таежная, Лысая широко распространены породы офиолитового комплекса, слагающие серию субгоризонтальных тектонических пластин. Одна из них,

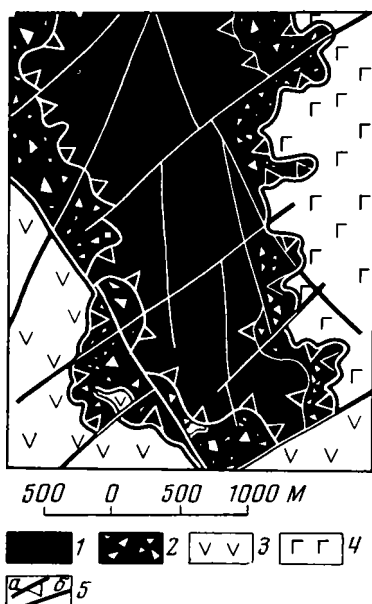


Рис. 2. Геологическая карта южной части Березовского массива

1 — комплекс основных — ультраосновных пород; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — кремнисто-вулканогенные образования богатинской и ракитинской свит; 4 — габбро-плагииграниты, 5 — разломы: а — надвиги, б — прямые разломы (по аэрофотоснимкам)

самая крупная, вытянута в север-северо-западном направлении на 5 км при ширине 1,5—2 км (Березовский массив). Мощность пластины не превышает 350 м, она залегает на верхнемеловых кремнисто-вулканогенных образованиях богатинской и ракитинской свит (коньяк (?) — сантон). Пластина подстилается серпентинитовым меланжем мощностью до 100 м (рис. 2). С востока офиолиты надвинуты на комплекс пород, варьирующих по составу от габбро-диабазов до плагиигранитов. Контакт полого погружается в западном направлении. В расщепленных серпентинитах зажаты бескорневые глыбы и блоки различных пород (1—2 м до 40 м и более в поперечнике). В глыбах представлены офиалциты, интенсивно деформированные клинопироксениты, габбро с многочисленными прожилками пренита, пироксеновые порфиристы, плагииграниты, полосчатые габбро, милонитизированные амфиболиты. Глыбы с поверхности покрыты серпентинитовыми «рубашками», испещренными штриховками зеркал скольжения. В редких случаях удается установить, что цементом для глыб служат аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Помимо расщепления в серпентинитах отмечается сильный будинаж и брекчирование, обилие эллипсоидальных обломков массивных серпентинитов, причем сланцеватость

облекает эти обломки. На севере и северо-востоке площади в верховьях р. Лысая в состав серпентинитового меланжа входят глыбы пренитовых сланцев (2×2 м), сильнопренитизированных габбро, интенсивно тектонизированных, часто актинолитизированных габбро-норитов, амфиболитов. Цементом для этих глыб служат хризотил-антигортитовые серпентиниты. В нижнем течении р. Лысая в серпентинитах появляются крупные глыбы и блоки (несколько десятков м в поперечнике) сургучных и зеленых яшм, листовников, брекчированных тальк-карбонат-серпентинитовых пород, серпентинитовых сланцев, милонитизированных базальтов. На се-

веро-западе для меланжа типичны глыбы брекчированных, раздробленных до состояния милонита, клинопироксенитов и габброидов. На юго-западе, к востоку от г. Немая, в серпентинитах отмечаются крупные блоки (30×50 м) и глыбы сильнобрекчированных зеленых яшм, варюлитовых базальтов, тектонизированных, пренитизированных габбро-диабазов с реликтами офитовой структуры, лампрофиров и хромитов. Серпентинитовый меланж прослеживается и вдоль западного края пластины, в серпентинитах встречаются глыбы пренитизированных габбро-диабазов, клинопироксенитовых брекчий, габбро-норитов, сильнобрекчированных яшм. Пластина, залегающая на серпентинитовом меланже, сложена серпентинизированными лерцолитами, верлитами, вебстеритами, габбро-норитами, троктолитами. В отдельных обнажениях наблюдается постепенный переход существенно оливиновых пород (энстатитовых оливинитов или гарцбургитов) в полосчатые габбро-нориты на расстоянии 1 м (по вертикали). В шлифах видно, что гарцбургиты постепенно насыщаются энстатитом и хромшпинелидом, появляется клинопироксен (диопсид), роговая обманка и ксеноморфный плагиоклаз, как правило, целиком замещенный изотропным агрегатом хлорита, цоизита, пумпеллинита и гидрограссуляра.

Полосчатость в габбро-норитах обусловлена чередованием прослоев, обогащенных и обедненных плагиоклазом. Ширина последних составляет 1—2 см. Вообще следует отметить, что полосчатые породы здесь широко распространены.

В южной части пластины развиты серпентинизированные верлиты, лерцолиты и троктолиты. В верлитах и лерцолитах полосы, обогащенные плагиоклазом, имеют состав троктолита. Мощность полос различного состава колеблется в пределах нескольких мм, и вся порода в целом имеет четкую тонкополосчатую текстуру. Кроме того, имеется еще одна разновидность ультрабазитов, которая представляет собой породу, состоящую из чередования полосок (2—5 мм) только верлитов и лерцолитов. Иной тип полосчатости наблюдается в породах, которые формально можно назвать вебстеритами, — в них чередуются почти мономинеральные полосы орто- и клинопироксенитов (1—20 см). Данные породы слагают отдельные тела в серпентинизированных лерцолитах.

Отдельные участки пластины слагаются серпентинитовым меланжем: в серпентинитах, отполированных до блеска, зажаты глыбы хромитов, родингитизированных катаклазированных габбро, миндалекаменных щелочных базальтов, пренитовых сланцев, вебстеритовых милонитов. В целом пластина имеет сложное блоковое, мозаичное строение. Полосчатость прослеживается по простиранию на расстояние в несколько метров, редко до нескольких десятков метров. При дешифрировании аэрофотоснимков отчетливо видно, что комплекс основных — ультраосновных пород залегает на подстилающих образованиях субгоризонтально. Об этом же свидетельствуют данные геологического картирования и наблюдения в горных выработках. Все породы меланжа, залегающего в основании пластины, были подвергнуты сильнейшим деформациям. Часто это можно видеть прямо в образцах, под микроскопом наблюдается сильное дробление пород, истирание их до состояния милонита, изогнутость зерен пироксенов и оливинов. В породах самой пластины деформации проявлены значительно слабее, но и здесь нередко наблюдается кактаклаз и милонитизация.

Итак, Шельтингский и Березовский массивы представляют собой тонкие тектонические пластины, надвинутые на терригенные породы учирской свиты и на вулканогенно-кремнистые образования богатынской и раkitинской свит. Признаки горячих контактов отсутствуют. В основании массивов всюду картируется серпентинитовый меланж.

Не останавливаясь подробно на петрохимии основных и ультраосновных пород исследуемого района, отметим только, что на диаграмме

АФМ, куда нанесены данные химических анализов пород только Шельтингского и Берёзовского массивов, фигуративные точки составов габбро и ультраосновных пород попадают в поля, очерченные по фигуративным точкам составов тех же петрографических разновидностей пород такой типичной офиолитовой ассоциации, как Папуа — Новая Гвинея (рис. 3, см. также Вергунов, 1964; Речкин и др., 1975).

Кроме того, можно отметить, что для некоторых ультраосновных пород отмечается повышенная железистость по сравнению с альпинотипными образованиями; железистость в мономинеральных породах сильно

варьирует; с увеличением содержания кальция увеличивается и железистость (таблица).

На основании вышеизложенных данных о составе, строении и тектоническом положении основных — ультраосновных пород, развитых в районе исследований, нам представляется ошибочным отнесение части из них к перидотит-пироксенит-норитовой формации расслоенных плутонов, как это сделано в одной из последних работ (Слодкевич, Леснов, 1976).

В геологической литературе встречаются указания на то, что некоторые альпинотипные образования нелегко отличить от расслоенных плутонов и что между стратиформными и альпинотипными ассоциациями существует непрерывный ряд промежуточных перидотит-габбровых ассоциаций (Wyllie, 1969), тем не менее имеются критерии для их отличия. Действительно, стратиформные комплексы отличаются от альпинотипных (офиолитовых) по форме массивов, структуре, составу и текстуре. Стратиформные интрузии имеют активные го-

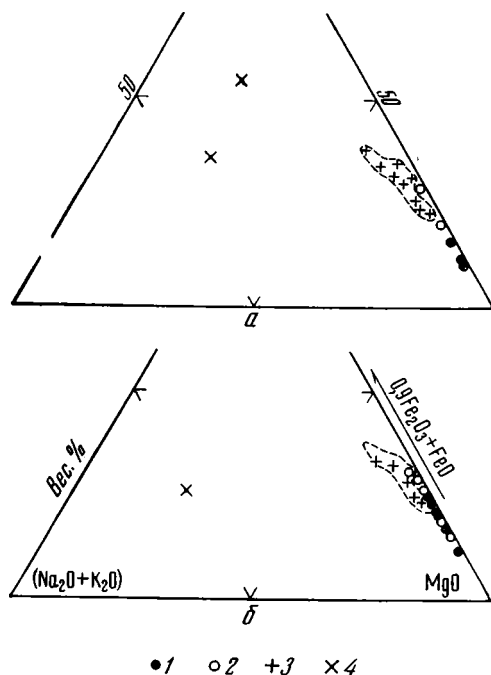


Рис. 3. Диаграммы АФМ

а — офиолиты Папуа — Новой Гвинеи (по Davies, 1971) без базальтовой части: 1 — дуниты, гарцбургиты; 2 — ортопироксениты; 3 — габбро; 4 — тоналиты; б — породы Шельтингского и Берёзовского массивов: 1 — верлиты, лерцолиты, гарцбургиты; 2 — энстатиты, клинопироксениты, вебстериты; 3 — габбро; 4 — тоналиты

рячие контакты с вмещающими породами, лополитообразную форму, закономерную смену (снизу вверх) перидотитов габброндами или гранитоидами, распространены в платформенных областях, в них наблюдается постоянство состава латеральных слоев, последние протягиваются на значительные расстояния (Thayer, 1960; Jackson, Thayer, 1972). Ни один из перечисленных признаков стратиформных интрузий (расслоенных плутонов) не присущ породам, развитым в районе исследований. Основные — ультраосновные породы здесь располагаются вдоль эвгеосинклинальной зоны Восточного Сахалина, контакты их с окружающими верхнемеловыми образованиями повсеместно тектонические, их тела не имеют лополитовой формы, «слои» в полосчатых разновидностях пород протягиваются только на десятки метров. Для пород исключительно характерны катаклаз, брекчированность и милонитизация, особенно для серпентинитового меланжа, слагающего нижнюю часть пластин. Признаки магматических структур и постепенного перехода от ультраоснов-

Химические анализы пород Шельтингского и Березовского массивов*

Образец, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Сумма	F
Шельтингский массив																	
663	43,75	0,07	1,48	5,80	4,47	0,14	34,66	1,36	0,04	0,03	0,96	6,70	0,10	Нет	0,02	99,58	13,4
661	39,97	0,07	0,75	8,59	3,76	0,17	34,79	1,11	0,08	0,03	0,80	9,40	0,05	»	0,01	99,58	15,6
655a	40,95	0,06	0,41	6,04	3,62	0,17	36,64	0,62	0,04	0,03	1,08	9,96	Нет	»	0,01	99,61	12,1
651	39,69	0,07	2,54	5,63	3,80	0,18	34,96	2,53	0,08	0,03	0,90	9,28	0,15	»	0,01	99,85	12,4
666	55,83	0,06	0,41	2,12	5,07	0,16	34,45	0,99	0,04	0,01	0,38	0,16	Нет	»	0,01	99,69	10,0
668	53,16	0,21	2,07	2,16	9,80	0,23	31,05	1,61	0,04	0,01	0,16	Нет	»	»	0,01	100,51	17,2
664	54,62	0,09	0,90	2,47	8,57	0,20	30,46	2,23	0,08	0,03	0,12	»	»	»	0,01	99,78	16,4
657	54,92	0,07	0,41	1,81	6,94	0,18	34,07	1,05	0,08	0,05	0,18	»	»	»	0,01	99,77	10,9
650	53,48	0,09	1,58	2,52	10,29	0,27	29,56	2,17	0,08	0,03	0,14	»	»	»	0,01	100,22	21,9
665	40,05	0,14	8,26	4,17	6,09	0,17	23,57	8,92	0,51	0,07	0,58	7,08	»	»	Нет	99,61	21,5
667	49,25	0,07	15,63	1,56	5,73	0,14	13,89	11,14	0,85	0,33	0,34	0,65	»	»	0,01	99,59	22,3
670	43,34	1,02	13,00	3,52	7,44	0,18	4,43	13,35	7,17	0,07	0,75	5,05	»	»	0,20	99,52	57,0
652	55,15	0,34	13,70	1,15	2,92	0,06	3,65	13,83	6,58	0,82	0,34	1,48	»	»	0,04	100,06	37,0
Березовский массив																	
702	38,39		2,24	4,39	1,43	0,11	37,64	0,62	0,04	0,06	1,36	12,92	0,70	»	0,01	100,01	7,5
709	47,21	0,12	2,00	3,98	6,67	0,18	27,98	8,49	0,08	0,09	0,18	3,05	Нет	»	0,01	100,04	16,9
700	52,54	0,17	2,38	1,37	4,39	0,14	21,56	16,84	0,17	0,06	0,21	Нет	»	»	0,10	99,93	12,4
717	37,12		3,76	4,92	3,71	0,14	36,51	2,46	0,04	0,08	0,62	10,09	0,45	»	0,02	99,92	10,9
716	52,50	0,13	1,40	2,80	4,71	0,31	16,10	21,68	0,42	0,07	0,16	0,11	Нет	»	0,01	100,40	17,9
703	45,83	0,32	11,90	1,53	5,89	0,11	19,93	10,35	0,76	0,22	0,10	2,68	»	»	0,02	99,64	16,8
711	42,26	0,05	23,56	2,59	2,49	0,09	8,98	15,38	1,18	0,17	0,35	2,99	»	»	Нет	100,09	23,1
712	42,47	0,87	13,76	1,98	6,59	0,11	5,07	20,59	2,09	0,53	0,42	4,76	0,70	»	0,16	100,10	48,1
713	38,00	0,05	5,58	7,83	4,78	3,54	31,16	0,25	0,10	0,07	0,92	8,03	Нет	»	0,01	100,32	17,4
766	43,30	1,02	14,63	3,25	8,90	0,18	5,92	9,60	6,63	0,41	0,56	5,30	»	»	0,21	99,91	52,9
698	47,05	0,08	11,12	1,88	3,76	0,11	16,55	16,07	0,47	0,18	0,50	1,82	»	»	0,02	99,61	15,2

* Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН, аналитики: Карасева Г. И., Бирюкова И. Л., Галковская Г. Ф., Степанец М. И. $F = \frac{2Fe_2O_3 + FeO}{2Fe_2O_3 + FeO + MgO} \times 100$.

Примечание. Образцы 663, 661, 655a — серпентинизированные гарцбургиты, 651 — верлит, 666 — энстатит; 668 — оливиновый энстатит; 664 — энстатит; 657 — энстатит с небольшим количеством оливина и хромшпинелида; 650 — энстатит с небольшим количеством диопсида; 665 — троктолит; 667 — габбро-норит; 670 — пироксеновый порфирит с прожилками пектолита; 652 — тоналит; 702 — апогарцбургитовый серпентинит; 709 — верлит с примесью ортопироксена; 717 — серпентинизированный лерцолит; 700 — оливиновый вебстерит; 716 — клинопироксенит; 703 — габбро; 711 — габбро-анортосит; 712 — габбро-диабаз; 713 — алливалит; 766 — пренитизированный габбро-диабаз; 698 — габбро.

ных пород к габброидам, а также широкие вариации железистости пород позволяют думать, что в данном случае мы имеем дело с переходным, полосчатым комплексом офиолитовой ассоциации.

В последние годы было установлено, что многие офиолитовые комплексы имеют хорошо развитую кумулятивную часть в дополнение к сильно деформированным породам и описаны в комплексах Вуринос (Греция), в массиве Троодос на Кипре, в Калифорнии и Папуа — Новой Гвинее (Мурс, Вайн, 1973; Bailey, Blake, 1974; Davies, 1971). По данным Р. Фишера и С. Энгел (Engel, Fisher, 1975), из зон разломов Центрально-Индоканского хребта были драгированы породы, напоминающие образования стратиформных интрузий. Это в основном лерцолиты, незначительное количество гарцбургитов, ортопироксениты, габбро-нориты, нориты, анортозиты, титан-железистые габбро, трондьемиты и кварцевые монзониты. Те же авторы отмечают, что подобные образования широко распространены в океанической коре и что, возможно, часть из них сформировалась в окраинных морях. В районе Срединно-Атлантического хребта (скв. 334) были драгированы лерцолиты и габбро-нориты с магматическими (кумулятивными) структурами, сходными с кумулятами офиолитовых комплексов (Hodges, Papike, 1976).

ОЛИСТОСТРОМА

Мы не останавливаемся на разборе этого термина. Это достаточно подробно сделано С. Д. Соколовым (1975) и С. В. Руженцевым и И. В. Хворовой (1973), среди зарубежных работ отметим исследования Э. Аббате с соавторами (Abbate et al., 1970) и П. Эльтера и Л. Тривизана (1976). На примере многих районов мира установлено, что олистостромы отражают этапы крупных горизонтальных движений (Григорьев и др., 1975).

На основании анализа материалов геологической съемки, произведенной В. Т. Шейко, В. С. Рождественским ранее было высказано предположение о том, что кремнисто-вулканогенно-терригенные образования березовской свиты представляют собой олистострому. Отметим, что еще в конце 30-х годов И. Б. Плешаков в качестве наиболее любопытного тектонического явления района отмечал часто встречающиеся глыбы и блоки яшм и других пород, своеобразные «тектонические ксенолиты», зажатые в осадочных образованиях рымникской серии.

Полевые наблюдения автора в 1975 г. подтвердили это предположение. Олистостромовые образования распространены главным образом в восточной и северо-восточной частях района исследований, по долинам рек Мелкая, Богатая, Озерная и вдоль побережья Охотского моря, между устьями рек Богатая и Мелкая, Озерная и Пиленга. Характер олистостромовой толщи в пределах указанной площади резко меняется¹. Так, в нижнем течении рек Богатая и Мелкая олистострома представляет собой хаотичную толщу, состоящую из обломков (олистолитов) диабазов, зеленых и сургучных яшм с остатками радиолярий, спилитов, известняков, песчаников в рассланцованном аргиллитовом цементе. Размер олистолитов варьирует от нескольких сантиметров в поперечнике до 0,5—2 м, форма их чаще всего округлая, эллипсоидальная, погружены они в рассланцованные и развальцованные алевролиты и аргиллиты темно-серого цвета, которые как бы облекают обломки пород (рис. 4, а, в). Толща разбита серией мелких разломов и трещин, на плоскостях разрывов отмечаются многочисленные зеркала скольжения. Цемент олистостромы чаще всего представлен алевролитистыми аргиллитами. Обло-

¹ На резкую фаціальную изменчивость олистостромовых толщ даже в пределах небольшой площади и на необходимость учета данного явления указывали недавно В. Н. Григорьев с соавторами (Григорьев и др., 1975).

мочная часть аргиллитов представлена плагиоклазом, небольшим количеством темноцветных минералов и кварцем. Необходимо отметить полное отсутствие обломков калиевого полевого шпата. Обломки погружены в тонкую кремнисто-глинистую массу. В нескольких сотнях метров выше устья р. Мелкая, в обнажениях правого берега в поле развития алевролитов встречены глыбы интенсивно катаклазированных амфиболитов и серпентин-карбонатных пород — офикальцитов (несколько мет-

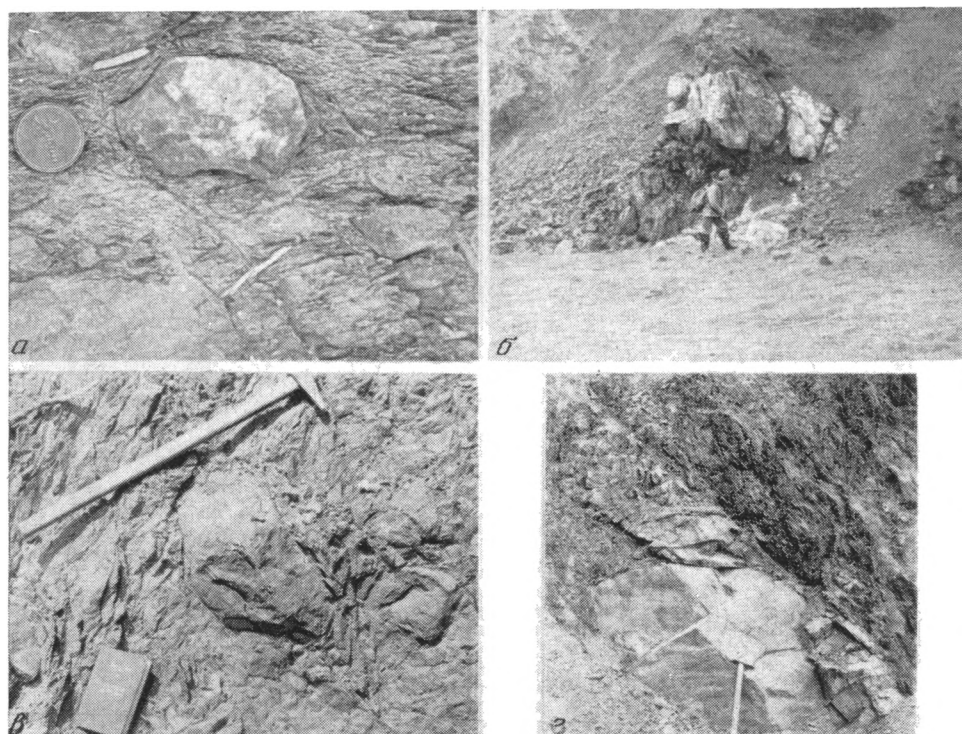


Рис. 4. Детали строения олистостромовой толщи

а и в — в нижнем течении рек Богатая и Мелкая, *б и г* — в обнажениях по берегу Охотского моря (олистолиды мраморизованных известняков) между мысами Бурный и Рыбник

ров в поперечнике). Соотношения этих глыб с вмещающими алевролитами не ясны из-за плохой обнаженности.

В береговых обрывах вдоль побережья Охотского моря между устьями рек Мелкая и Богатая толща представлена кремнистыми алевролитами светло-серого цвета с прослоями черных кремнистых алевролитов и плотных мелкозернистых песчаников серого цвета, иногда наблюдается флишоидное переслаивание. Прослои имеют мощность 10—20 см, не выдержаны по простиранию, часто выклиниваются на расстоянии 1—2 м. Породы интенсивно брекчированы, разбиты большим количеством разломов, в основном чешуйчатыми надвигами, плоскости которых имеют восточное падение при углах 20—30°. В нескольких сотнях метров к северу от устья р. Мелкая в рассланцованных алевролитах наблюдается большое количество олистолитов бурых яшмовидных пород (10—20 см до 5 м), имеющих линзовидную форму, длинные оси олистолитов вытянуты по простиранию толщи в субмеридиональном направлении.

В северной части района вдоль берега моря от мыса Бурного до мыса Рыбник олистоstroma представлена черными рассланцованными аргиллитами с большим количеством мергелистых конкреций округлой фор-

мы. Среди олистолитов встречены белые мраморизованные известняки (рис. 4, б, г), вишнево-бурые миндалекаменные спилиты, зеленые и сургучные яшмы, мелкозернистые серые песчаники. Размер олистолитов от 0,5 до 50 м в поперечнике. Крупный олистолит спилитов с шаровой отдельностью наблюдается в районе мыса Три Камня. На контакте с вмещающими породами в зоне шириной 0,5 м спилиты интенсивно развальцованы, перетерты, обломки спилитов уплощенной формы (1—20 см) погружены в тектоническую глинку и располагаются параллельно контакту. Олистоstroma аналогичного характера наблюдается в разрезе по р. Озерная. Здесь в толще рассланцованных алевролитов и аргиллитов можно видеть олистолиты миндалекаменных спилитов, базальтов, мраморов светло-серого цвета, тонкополосчатых сургучных яшм (радиоляритов), спилитовых лавобрекчий, катаклазированных мраморизованных известняков розового цвета. По облику и петрографически эти породы аналогичны породам раkitинской свиты. В отдельных обнажениях видно, что олистолиты как бы плавают в рассланцованных аргиллитах, часто можно наблюдать тонкие аргиллитовые «рубашки», которыми покрыты отдельные глыбы. Размер олистолитов сильно варьирует от глыб 0,5—2 м в поперечнике, видимых непосредственно в обнажениях, до нескольких сотен метров в длину при мощности 50—100 м. Длинные оси олистолитов вытянуты в северо-западном направлении в соответствии с общим простиранием толщи. Мощность олистоstromы в данном районе составляет приблизительно 2000 м. По данным В. Т. Шейко, в северной части района, на левобережье р. Пиленга, в поле развития березовской свиты имеются небольшие тела ультраосновных пород (олистолиты?).

Принципиально важным является вопрос о возрасте олистоstromы. Предшествующими исследователями в терригенных породах собраны остатки *Inoceramus* ex gr. *schmidt*i Mich. и гигантских пателл *Patella* (*Helcion*), а также *Inoceramus* cf. *sachalinensis* Sok., *In.* cf. *balticus* Böhm., *Anomia* sp., *Pachydiscus* sp., позволяющие датировать толщу поздним кампаном (Геология СССР, т. XXXIII, 1970). Нами в мергелистых конкrecиях в обрывах морского берега между устьями рек Змеевка и Лопуховка обнаружен аммонит *Aparachydiscus* sp. indet. и *Inoceramus* sp. ex gr. *paumotu*i Yok., датирующие толщу как поздний сантон — ранний кампан (определения М. А. Пергамент). В. М. Гранник считает возраст толщи (березовской серии) позднесантонским — датским (?). Можно думать, что олистоstroma того же возраста развита и южнее, в районах п-ова Терпения. Так, указанный автор, отмечая в составе учирской свиты (поздний кампан) глыбовые брекчий, состоящие из глыб и крупных блоков эффузивных и пирокластических пород подстилающих отложений, пишет: «...Состав обломочного материала глыбовых брекчий и условия залегания свидетельствуют об образовании их при разрушении вулканических островов с крутыми обрывистыми берегами» (Гранник, 1973, стр. 12).

Следует отметить, что олистоstromовые образования мезозойского возраста, вероятно, вообще широко распространены на Сахалине. В Восточно-Сахалинских горах в толще нижнемезозойского возраста в экзотических глыбах известняков найдена фауна силура (?), верхнего палеозоя и мезозоя, что объясняется подводно-оползневыми явлениями (Журавлев и др., 1969). В северо-восточных предгорьях Набильского хребта те же авторы отмечают подводно-оползневую толщу (500 м) конгломератовидных пород, состоящую из угловатых обломков мезозойских пород в песчано-глинистом материале.

Среди кремнисто-вулканогенно-терригенных образований новиковской свиты (поздняя юра — ранний мел) на Тонино-Анивском полуострове описаны олистоstromовые горизонты, где в глыбах известняков обнаружены позднепермские фораминиферы (Семенов, 1975).

Олистостромовая толща во фронтальной части одной из тектонических пластин отмечается в северной части Восточного хребта п-ова Шмидта (Разницын, 1975).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований автора свидетельствуют, что относительно крупные тела офиолитов в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор залегают в виде тонких субгоризонтальных покровных пластин на позднемеловых образованиях богатинской, раkitинской и учирской свит (коньяк? — сантон и поздний кампан). Офиолиты (Шельтингский массив) перекрываются конгломератовой пачкой борской свиты нижнемиоценового возраста (Слодкевич, 1975). Возраст горизонтальных движений в районе, приведших к появлению офиолитов в верхних частях земной коры, в тех местах, где они сейчас находятся, определяется временем формирования олистостромы, которая является комплексом — показателем этих движений. Возраст олистостромы отвечает позднему сантону — данию (?). Именно этот интервал соответствует времени тектонического становления офиолитов в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. По данным В. В. Слодкевича (1975), абсолютный возраст (по К/Аг-методу) габбро-норитов и габбро-пегматитов Березовского массива составляет 140 ± 12 , 94 ± 10 , 125 ± 6 , 142 ± 7 млн. лет (поздняя юра — поздний мел). Столь древний возраст габброидов входит в противоречие с представлением об интрузивном становлении габбро-гипербазитов в раннем миоцене и хорошо согласуется с выводом о тектоническом становлении офиолитов в конце мела.

Верхнемеловые отложения района рассматриваются как формационный комплекс переходной стадии развития (Меланхолина, 1975), который можно отнести к туфогенно-кремнисто-граувакковой формации, содержащей покровы базальтов, спилитов, палеотипных трахибазальтов, андезито-базальтов, андезитов, трахиандезитов, трахитов, альбитофиров. «Этой стадии отвечают структуры типа островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов. Геодинамическая обстановка характеризовалась преобладанием неравномерного и неповсеместного тектонического скупивания, на фоне которого возникали вторичные зоны растяжения» (Пейве и др., 1976, стр. 9). Ранее нами было высказано предположение о взаимосвязи надвигания офиолитов в восточной части п-ова Шмидта и формирования впадины Дерюгина, вызванного растяжением соответствующего ей участка земной коры в позднем мелу (Разницын, 1975). Данные недавних геолого-геофизических исследований в районе впадины Дерюгина не противоречат этому предположению (Зоненшайн и др., 1976). Взаимосвязь надвигообразования и растяжения земной коры во впадине Дерюгина можно распространить и на остальные районы Восточного Сахалина до широты п-ова Терпения, включая рассмотренный район юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор (Пушаровский и др., 1977). Чешун серпентинитового меланжа, надвинутые в направлении с востока на запад, со стороны Охотского моря, закартированы также в 100 км к северу от рассматриваемого в данной работе района, севернее мыса Ратманова (Рождественский, Речкин, 1975).

Верхняя, эффузивно-радиоляритовая часть офиолитовой серии в районе исследований уничтожена последующей эрозией, или вообще не была выведена на поверхность. Последнее более вероятно, так как в пределах Восточного Сахалина мы всюду имеем дело с сильно нарушенными, меланжированными частями офиолитового разреза, где на поверхность шарьированы только отдельные тонкие тектонические пластины. В меланже имеются блоки спилитов, радиоляритов, кремнистых пород, однако мы не в состоянии определить, попали они сюда из подстилающих меланж образований богатинской и раkitинской свит или их следует отнести к породам офиолитовой ассоциации.

Литература

- Вергунов Г. П.* Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3.
- Геология СССР, т. XXXIII, ч. I. Остров Сахалин. М., «Недра», 1970.
- Гранин В. М.* Вулканогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса. Автореф. канд. дис., ДВГИ, Владивосток, 1973.
- Григорьев В. Н., Книппер А. Л., Соколов С. Д.* Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кыльчлинской синклинали.— Сов. геология, 1975, № 7.
- Журавлев А. В., Табожаков А. Я., Шарков В. В.* Древние подводные оползни на о. Сахалин.— Сов. геология, 1969, № 6.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Удинцев Г. Б., Мирлин Е. Г., Береснев А. Ф., Разницын Ю. Н.* Глубинное строение, вулканизм и развитие Охотского региона.— В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов (краткие тезисы Всесоюзного симпозиума). Владивосток, 1976.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.
- Меланхолина Е. Н.* Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо.— Геотектоника, 1975, № 3.
- Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж.* Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В сб.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Янин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Разницын Ю. Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2.
- Речкин А. Н., Семенов Д. Ф., Шейко В. Т.* Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение. В сб.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Рождественский В. С.* Сдвиги в Восточном хребте полуострова Шмидта на Сахалине.— Геол. и геофизика, 1972, № 10.
- Рождественский В. С., Речкин А. Н.* Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин.— ДАН СССР, т. 221, № 4, 1975.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М., «Наука», 1976.
- Руженцев С. В., Хворова И. В.* Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Семенов Д. Ф.* Позднепалеозойские — раннемеловые олистостромовые горизонты Сахалина.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5.
- Слодкевич В. В.* Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы Сахалина. Автореф. канд. дис., ВСЕГЕИ, Л., 1975.
- Слодкевич В. В., Леснов Ф. П.* Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин). Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 305, «Наука», Новосибирск, 1976.
- Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и позднепалеозойские тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Автореф. канд. дис., ГИН, М., 1975.
- Эльтер П., Тривизан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Olistostromes and olistoliths.— *Sedimentary Geol.*, 1970, v. 4, No. 3/4.
- Bailey E. H., Blake M. C.* Major chemical characteristics of mesozoic Coast Range ophiolite in California.— *U. S. Geol. Surv. J. Res.*, 1974, v. 2.
- Davies H. L.* Peridotite-Gabbro-Basalt complex in Eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust.— *Bur. Miner. Resour. Aust. Bull.*, 1971, No. 128.
- Engel S. G., Fisher R. L.* Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, No. 1.
- Hodges F. N., Papike J. J.* Magmatic cumulates from Oceanic Layer 3.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No. 23.
- Jackson E. D., Thayer T. P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and Alpine peridotite-gabbro complexes. 24-th Int. Geol. Congr. 5, sect. 2, 1972.
- Thayer T. P.* Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complex. Report of 21-st session, Norden, Copenhagen, 1960.
- Wyllie P. J.* The origin of ultramafic and ultrabasic rocks.— *Tectonophysics*, 1969, No. 5/6.

УДК 551.242(262.54)

Е. М. УС, М. И. БАХТИН, Э. П. ШПАКОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ
ДНА АЗОВСКОГО МОРЯ

Дана характеристика строения осадочного чехла дна Азовского моря, основанная главным образом на результатах геофизических исследований. В составе чехла выделены два главных несогласно залегающих комплекса: нижний, условно меловой, верхний — палеоген новый, различающиеся по типу и интенсивности дислокаций. В чехле установлено более 50 локальных антиклинальных структур, представляющих интерес для нефтегазописковых работ.

Впервые о тектонике территории, занятой Азовским морем, упоминается в ранних работах А. Д. Архангельского (1943), выделившего Причерноморскую впадину, и М. В. Муратова (1965), которым были выделены Скифская эпигерцинская платформа, Индоло-Кубанский прогиб, Ейская впадина. Позже вопросы тектоники Азовского моря рассматривались в работах Н. Ю. Успенской (1961), А. Я. Дубинского (1962), М. Ф. Мирчинка, А. М. Летавина, Н. А. Крылова (1965), А. Н. Шарданова (1966), В. К. Балавадзе, В. Е. Бураковского, И. А. Горкаленко и др. (1968), М. Р. Пустильникова, А. В. Семенова (1973) и других исследователей. Обобщение геофизических исследований дна Азовского моря и их геологическая интерпретация проведены Я. П. Маловицким (1965).

В геологическом строении территории в пределах Азовского моря участвует комплекс пород докембрийского основания Восточно-Европейской платформы (Мирчинк и др., 1965), палеозойские породы гетерогенного основания Скифской платформы (Бурштар и др., 1972) и мезозойско-кайнозойские отложения осадочного чехла (Шарданов, 1966). Отложения осадочного чехла представлены в основном песчано-глинистыми осадками с незначительным присутствием карбонатных пород, общая мощность которых изменяется от 10—12 тыс. м в наиболее погруженной части Индоло-Кубанского прогиба, до 1—0,5 тыс. м в своде Азовского вала и южного склона Восточно-Европейской платформы.

В пределах дна Азовского моря субширотные разломы образуют шовную зону и, дугообразно изгибаясь, протягиваются на юго-запад в сторону Крымского полуострова. Погруженная шовная зона и опущенный южный склон докембрийской платформы образуют Северо-Азовскую депрессионную зону. В фундаменте прослеживаются и субмеридиональные разломы. По субмеридиональным разломам происходит ступенчатое и, очевидно, с продольным сдвигом опускание блоков докембрийского и палеозойского фундаментов в западном направлении.

По данным геофизических исследований, в осадочном чехле выделяются два, по-видимому, несогласно залегающих комплекса: нижний — условно названный меловым (IV и III сейсмические горизонты, отвечающие K_1 и K_2^*), и верхний палеогеновый (II горизонт, относимый к эо-

* Стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов, сделанная без данных бурения на акватории, может существенно измениться.

цену). Меловой комплекс, залегающий на докембрийском фундаменте, затронут разрывными нарушениями, связанными с глубинными разломами, и осложнен отдельными локальными структурами приразломного характера (рис. 1). Палеогеновый комплекс, залегающий несогласно, разрывами затронут незначительно, складчатые структуры характеризуются меньшими амплитудами (рис. 2). Неогеновые отложения затронуты складчатостью только на юге, в пределах Индоло-Кубанского прогиба.

Скифская платформа с герцинским складчатым основанием, протягиваясь относительно неширокой полосой, образует довольно сложно построенную зону перехода от древней докембрийской платформы к молодой альпийской Крымско-Кавказской складчатой области. Приподнятая северная часть Скифской плиты в пределах дна моря представляет собой вытянутую, дугообразно изогнутую на север зону с глубиной залегания палеозойского фундамента от 2,5 до 1—0,5 км, которая выделяется как Азовский вал. Протяженность вала около 200 км. Наиболее приподнятая его часть расположена в районе структур Обручевская и Электроразведочная. По данным сейсмических исследований, меловые и палеоценовые отложения в сводовой части вала отсутствуют вследствие размыва их в предэоценовое время и появляются лишь на его склонах. По данным начатого бурения установлено отсутствие эоценовых отложений в сводах наиболее приподнятых структур. По эоценовому сейсмическому рельефу (горизонт — II, см. рис. 2) Азовский вал представляется в виде широкой, слабо наклоненной к югу структурной террасы с абсолютными отметками от 500—700 м в северной части до 1000—1100 м в южной.

К югу от Азовского вала, где фундамент Скифской платформы испытывает пологое погружение в сторону Индоло-Кубанского прогиба, выделяется Южно-Азовская ступень (Ус и др., 1975), являющаяся продолжением Тимашевской ступени Западного Предкавказья. Глубина залегания фундамента в пределах Южно-Азовской ступени изменяется от 2,5—3 км на севере до 5—5,5 км на юге. Ширина ступени на востоке около 35 км, в средней части сужается до 20—18 км и на западе достигает 40—45 км.

Сейсмическими работами изучено строение меловых отложений на небольшом участке северо-восточной части ступени. Эоценовые отложения исследовались в пределах восточной части ступени. Нижнемеловые отложения залегают моноклинально с наклоном на юг под углами до 5—6°. Эоценовые отложения залегают так же моноклинально с наклоном на юг, но более полого, под углами до 2—3°. Складчатые деформации встречаются редко. Строение осадочного чехла в западной части Южно-Азовской ступени сейсмическими работами не выявлено. В фундаменте западной части ступени выделяется положительная гравитационная аномалия, к которой в осадочном чехле, очевидно, приурочен Усть-Салгирский выступ, протягивающийся на юго-запад к устью р. Салгир (Ус и др., 1975). В Крыму на его продолжении выделяется Центральнo-Крымская зона поднятий.

Индоло-Кубанский прогиб в пределах моря представлен в основном северным бортом и осевой частью, где мощность осадочного чехла достигает 10—12 тыс. м. Характер залегания отложений в пределах Индоло-Кубанского прогиба сейсмическими работами изучен в основном по верхним наиболее молодым осадкам. Только на севере в полосе шириной до 8 км сейсмическими работами установлено довольно крутое (под углом до 9°) погружение эоценовых отложений на юг. В более молодых отложениях по сейсмическим горизонтам (N_1 и N_{1a}), которые условно принимаются как миоцен и чокрак, отмечается более пологий (1,5—1,0°) наклон на юг.

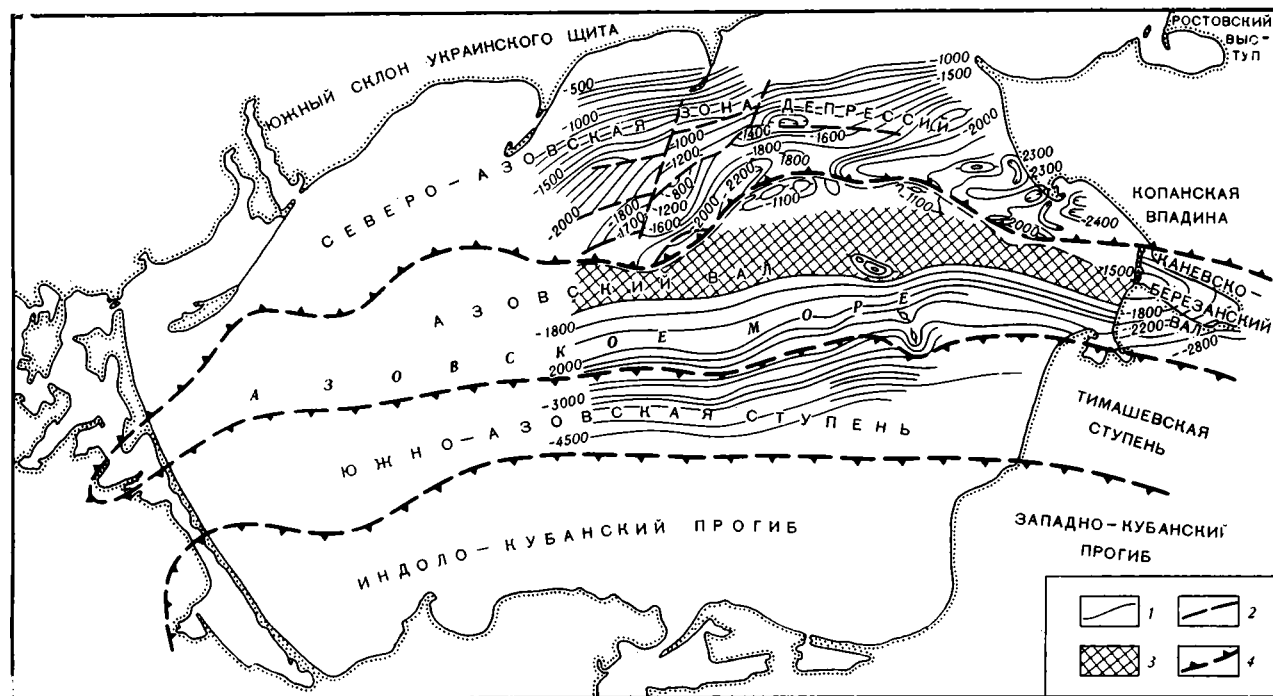
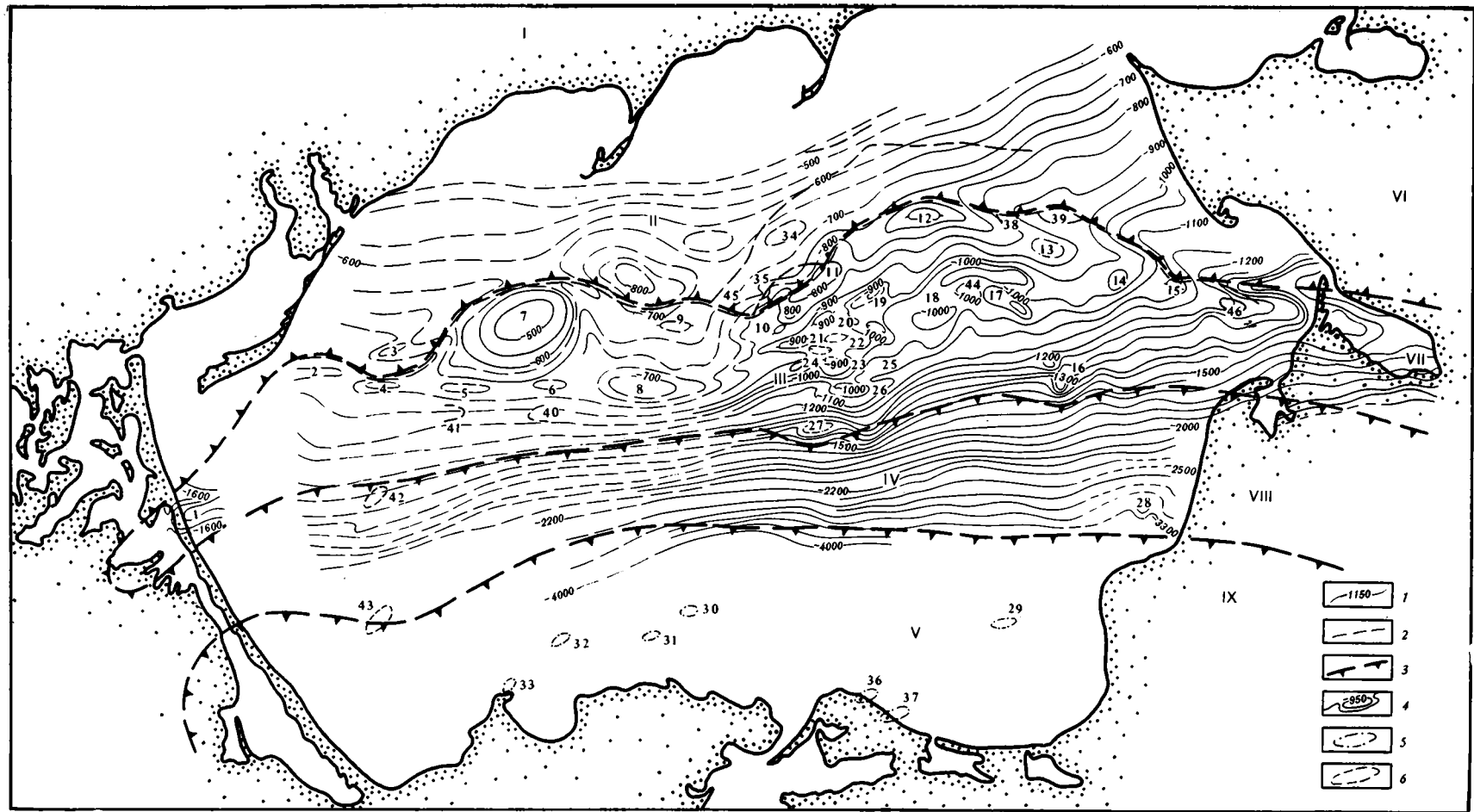


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема меловых отложений дна Азовского моря

1 — изогипсы меловых отложений, 2 — разломы, 3 — предполагаемая зона отсутствия меловых отложений, 4 — граница основных тектонических элементов



В осевой части прогиба отложения, прослеживаемые по сейсмическому горизонту N_1 , погружаются до 2000 м. Южнее, в Темрюкском заливе, пропадают отражения и по горизонту I, что, по-видимому, связано с дальнейшим его погружением. Здесь по более высокому горизонту В, относимому условно к меотису (в пределах наложенного Керченско-Таманского прогиба), выявляется интенсивная складчатость с проявлениями диапиризма.

В осадочных отложениях в пределах дна Азовского моря геофизическими исследованиями (с различной детальностью) выявлено около 50 антиклинальных структур и структурных осложнений. Геологическое строение, размеры, интенсивность проявления и, следовательно, перспективы газонефтеносности их различны.

В пределах Северо-Азовской зоны прогибов выявлены два крупных поднятия — Белосарайское и Южно-Бердянское и условно выделены Западно-Бердянское и Бризовое.

Белосарайское локальное поднятие, расположенное в 18 км юго-восточнее одноименной косы северного побережья, выявлено по IV сейсмическому горизонту (K_1) на южном приподнятом крыле северо-восточных ответвлений главного Азовского разлома. Простирается северо-восточное, размеры его 35×4 км, амплитуда порядка 300—400 м. О развитии структуры в палеогеновых отложениях данных не имеется.

Южно-Бердянское поднятие, расположенное в 25 км южнее Бердянской косы, выявлено по IV сейсмическому горизонту и ориентировано с юго-запада на северо-восток. Размеры его 30×9 км, смещение пород по разрыву на северном крыле порядка 600—800 м. В палеогеновых отложениях характер проявления структуры неизвестен.

Западно-Бердянское поднятие выделено нами предположительно, на основании пересмотра сейсмических материалов, в 5 км юго-западнее Южно-Бердянской структуры. В эоценовых отложениях размеры поднятия 11×4 км, амплитуда менее 50 м. Бризовое поднятие выделено нами также предположительно по эоценовым отложениям в 25 км восточнее косы Федотова. Структура небольших размеров — 7×1,5 км, амплитуда менее 50 м.

В пределах Азовского вала, где осадочные отложения наиболее дислоцированы, выявлено около 30 локальных поднятий. При этом в западной слабо изученной части вала могут быть выявлены новые много-

Рис. 2. Структурно-тектоническая схема палеогеновых отложений дна Азовского моря. Важнейшие структурные единицы ложа Азовского моря и прилегающих территорий: I — Южный склон Украинского щита; II — Северо-Азовская зона депрессии; III — Азовский вал; IV — Южно-Азовская ступень; V — Индоло-Кубанский прогиб; VI — Копанская впадина; VII — Каневско-Березанский вал; VIII — Тимашевская ступень; IX — Западно-Кубанский прогиб.

1 — изогипсы эоцен-палеоэоценовых отложений, 2 — Главный Азовский разлом, 3 — границы основных тектонических элементов, 4 — локальные поднятия в палеогеновых отложениях, 5 — локальные поднятия в более молодых отложениях; 6 — локальные поднятия, предполагаемые. Цифры на схеме (названия локальных поднятий): 1 — Стрелковская, 2 — Краевая, 3 — Бризовая, 4 — Водяная, 5 — Тонкая, 6 — Рыбная, 7 — Обручевская, 8 — Электроразведочная, 9 — Морская-3, 10 — Короткая, 11 — Морская-2, 12 — Морская-1, 13 — Северо-Сигнальная, 14 — Круглая, 15 — Якорная, 16 — Железинская, 17 — Сигнальная, 18 — Глубокая, 19 — Безымянная-2, 20 — Безымянная-3, 21 — Безымянная-5, 22 — Безымянная-6, 23 — Безымянная-8, 24 — Безымянная-7, 25 — Центральная-3, 26 — Центральная-2, 27 — Центральная-1, 28 — Ачуевская, 29 — Темрюкская, 30 — Северо-Керченская, 31 — Керченская (Северо-Булганакская), 32 — Северо-Казантипская, 33 — Мысовая, 34 — Белосарайская, 35 — Южно-Бердянская, 36 — Тиздарская, 37 — Кучугурская, 38 — Небольшая, 39 — Приразломная, 40 — Далекая, 41 — Ошкренская, 42 — Аномальная, 43 — Дельфинная, 44 — Безымянная-1, 45 — Западно-Бердянская, 46 — Западно-Бейсугская

численные локальные поднятия. Структуры, выявленные в нижнем мелу, фиксируются и в палеогеновом комплексе с меньшими амплитудами. Более молодые отложения складчатостью, очевидно, не затронуты.

Наиболее крупное Обручевское поднятие, приуроченное к самой приподнятой части Азовского вала, представляет собой купол размером (по II сейсмическому горизонту) примерно 35×15 км при амплитуде до 130 м. При более детальных исследованиях в пределах купола могут быть выявлены отдельные поднятия. Обручевское поднятие ограничивается разрывом по северному и, возможно, по южному крыльям. В своде поднятия эоценовые (возможно, и более молодые) отложения залегают несогласно на фундаменте, а на крыльях — с разрывом на осадочных отложениях доэоценового возраста.

Западнее Обручевского поднятия, на северном крыле Азовского вала, в зоне Главного Азовского нарушения в палеогеновых отложениях выделяются два небольших локальных поднятия: Водяное и Краевое. Поднятие Водяное условно выделено нами при пересмотре материалов региональных сейсмических исследований в 15 км западнее Обручевского поднятия. Предполагаемые размеры структуры по эоценовым отложениям 7×4 км, амплитуда порядка 25—30 м. Поднятие Краевое выделено несколько западнее Водяного при проведении региональных сейсмических исследований в эоцене как антиклинальный перегиб. Западная периклиналь осталась неисследованной. Размеры выявленной части структуры 9×4 км, высота порядка 25—35 м.

К востоку от Обручевского поднятия в сводовой части Азовского вала в нижнемеловых и эоценовых отложениях выделяется ряд локальных поднятий различных размеров.

Поднятие Морское-1 — крупная структура в своде Азовского вала, на долготе косы Белосарайской. Поднятие установлено сейсмическими работами в нижнемеловых отложениях как приразломная складка на южном приподнятом крыле Главного Азовского нарушения, замыкается изогипсой — 105 м, размеры его 14×4 км, амплитуда около 100 м. В эоцене поднятие оконтуривается изогипсами — 775 ÷ — 750 м, размеры его 17×5 км, амплитуда около 80 м.

Морское-2 — крупная положительная структура, выявлена в эоцене (по горизонту II) в восточной половине сводовой части Азовского вала, южнее косы Бердянской. Поднятие оконтурено изогипсой — 800 м, размеры его 27×7 км, высота не более 50 м.

Морское-3 — малоамплитудное локальное поднятие выделено нами предположительно восточнее Обручевской структуры, а на террасовидной площадке по II сейсмическому горизонту, между изогипсами — 700 и — 750 м. Размеры поднятий порядка 5×2 км, амплитуда менее 50 м.

Локальные поднятия Небольшое и Приразломное выявлены в нижнемеловых отложениях на южном приподнятом крыле Главного Азовского нарушения соответственно в 3 и 16 км восточнее поднятия Морского-1. Обе структуры являются приразломными. Поднятие Небольшое, срезаемое на северном крыле разрывом, оконтуривается изогипсой — 900 м, размеры его 10×3 км и амплитуда около 100 м.

Поднятие Приразломное, имеющее юго-восточное простираание, оконтуривается изогипсами — 1100 и 1000 м, размеры его 12×4 км, в нижнем мелу на северном крыле поднятие нарушено разрывом. Данных о развитии структуры в более молодых эоценовых и майкопских отложениях не имеется.

Якорное — небольшое куполовидное поднятие, выявлено в эоценовых отложениях (II горизонт) на северном склоне Азовского вала в 30 км восточнее косы Бейсугской. Поднятие оконтурено изогипсой — 1050 м, размеры его $3,5 \times 2$ км с амплитудой не более 50 м.

Западно-Бейсугское локальное малоамплитудное поднятие широтного простирания выявлено в 18 км западнее Бейсугской косы в майкопских отложениях при переинтерпретации сейсмических материалов. Поднятие оконтуривается изогипсой —850 м, размеры его 12×3 км, амплитуда 40 м.

Электроразведочное, второе по размерам поднятие, выявлено на Азовском валу несколько юго-восточнее Обручевской структуры. Поднятие изучено по эоценовому горизонту II, представлялось структурой, оконтуренной изогипсами —750÷—700 м, размером 30×8 км, амплитуда 75 м. Пробуренной в своде скважиной установлено отсутствие эоцена и несогласное залегание майкопа на фундаменте, сложенном метаморфизованными углистыми сланцами, условно относимыми к карбону.

К западу от Электроразведочной структуры нами условно выделены три небольших поднятия: Рыбное, Тонкое и Открытое. Поднятия Рыбное и Тонкое выделены в эоценовых отложениях в непосредственной близости к югу от Обручевской структуры, между изогипсами —700÷—800 м. Размеры этих поднятий по изогипсе —750 м соответственно составляют 8×2 км и 11 и 2 км с амплитудами менее 50 м. Поднятие Открытое установлено электроразведочными работами в 4 км южнее поднятия Тонкого в виде антиклинального перегиба с предполагаемыми размерами 10×7 км.

К востоку от Электроразведочной структуры в эоценовых отложениях выявлена целая серия мелких локальных поднятий: Короткое, Безымянные поднятия 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 и Центральные 2, 3, которые образуют своеобразную зону мелких локальных поднятий на широком и пологом южном крыле Азовского вала, на долготе косы Бердянской. В эоцене эти поднятия оконтуриваются одной из изогипс от —800 до —1050 м по горизонту II, за исключением антиклинали Безымянная-2, которая оконтуривается двумя изогипсами —950 и —900 м. Эта же структура наиболее значительна и по размерам: 10×2 км с амплитудой около 75 м. Размеры остальных структур измеряются в пределах от 2,5×1,5 до 8×1,5 км с амплитудами менее 50 м. Структуры Короткая, Безымянные 2, 3, 5, 6 расположены в зоне отсутствия нижнемеловых и палеоценовых отложений, и в связи с этим наличие этих поднятий возможно лишь в эоценовых и майкопских отложениях.

К востоку от рассмотренных поднятий, на южном крыле Азовского вала, выделяются три более крупные, близко расположенные одна от другой структуры: Глубокая, Безымянная-1 и Сигнальная. Данные структуры находятся в пределах общего, слегка наклоненного на юг поднятия, оконтуренного изогипсами —1000—1050 м. Первые два поднятия, Глубокое и Безымянное-1, оконтуриваются по горизонту II изогипсой —1000 м, амплитуды их менее 50 м. Сигнальное поднятие оконтуривается изогипсами —1000÷—950 м и является среди остальных наиболее приподнятым с амплитудой около 75 м. Поднятие Глубокое имеет почти широтное простирание, размеры его 10×3 км, Безымянное-1 является куполовидным поднятием с размерами 6×3 км. Сигнальное поднятие имеет юго-восточное простирание с размерами 11,5×3 км. Первые два поднятия расположены в зоне отсутствия меловых и палеоценовых отложений. Сигнальное поднятие выделяется и по меловым отложениям примерно той же конфигурации, но выражено более резко — с амплитудой 150—175 м.

Поднятия Северо-Сигнальное и Круглое находятся в 15—17 км восточнее, почти в осевой части вала, где отсутствуют меловые и палеоценовые отложения. Северо-Сигнальное поднятие выделено условно по горизонту II на структурном носу юго-восточного простирания изогипсой —875 м с амплитудой не более 25 м, размеры его примерно 7×3 км. Поднятие Круглое куполовидной формы, оконтуривается в эоцене изогипсой —950 м, размером 5×3 км, с амплитудой менее 50 м.

Локальные поднятия Северо-Железинское и Железинское, выявленные на восточном окончании Азовского вала, представляют собой небольшие купола размером по 3 км в поперечнике. Расположенные почти рядом, они образуют общее более крупное поднятие, вытянутое в субмеридиональном направлении. Оба поднятия четко выражены в нижнемеловых отложениях. Северный купол оконтуривается изогипсой — 2200 м, южный — изогипсой — 2400 м. В эоцене (по горизонту II) эти поднятия соответственно оконтуриваются изогипсами — 1200 и — 1300 м. Амплитуды поднятий около 150 м по нижнему мелу и порядка 100 м по эоцену.

В пределах Южно-Азовской ступени сейсморазведкой выявлены лишь единичные поднятия: Центральное-1 и Ачуевское. По данным электроразведочных и гравиметрических работ, в западной части ступени условно выделены (Ус и др., 1975) положительные структуры Далекая, Аномальная и Дельфинная.

Поднятие Центральное-1 оконтурено изогипсой — 1300 м по II горизонту, его размеры 7,5×1,5 км, амплитуда менее 50 м. Поднятие тяготеет к расположенной севернее зоне мелких структур на Азовском валу. Характер проявления поднятия в выше- и нижележащих отложениях неизвестен.

Ачуевское поднятие предположительно выделено на юго-востоке ступени, примерно в 10 км севернее г. Ачуева, у восточного побережья акватории. Куполовидное поднятие условно оконтуривается изогипсой — 3250 м по эоценовому горизонту. Размеры его около 3,5 км в поперечнике, амплитуда менее 50 м. Характер структуры в других комплексах отложений не изучен.

Поднятие Далекое фиксируется по данным электроразведочных работ как антиклинальный перегиб в 15 км южнее структуры Электроразведочной. Наличие восточного окончания структуры неизвестно. Размеры выявленной части структуры 12×8 км.

Поднятие Аномальное выделено нами условно в западной части Усть-Салгирского выступа, в 30 км восточнее Стрелкового газового месторождения по наличию положительной гравитационной аномалии. Простирается поднятия юго-западное, близкое к широтному, размеры 12×5 км.

Поднятие Дельфинное выделено предположительно на юго-западе Южно-Азовской ступени по наличию положительной гравитационной аномалии. Простирается предполагаемой структуры юго-западное, размеры 17×6 км.

В Индоло-Кубанском прогибе, в пределах моря, выявлено несколько структур в самых молодых миоценовых отложениях. Темрюкское и Северо-Керченское поднятия, расположенные на северном борту Индоло-Кубанского прогиба, выявлены по горизонту В (меотические отложения) в виде вытянутых субширотных положительных структур достаточно значительных размеров. Размеры первого поднятия по замкнутой изогипсе — 1750 м составляют 15×4 км, амплитуда около 75 м. Размеры второго по изогипсе — 1650 м составляют 16×6 км, амплитуда порядка 75 м. Характер проявления структур в подстилающих отложениях не установлен.

Положительные структурные осложнения — Керченское, Северо-Керченское, Северо-Казантипское и Мысовое, расположенные примерно в осевой части прогиба, выявлены в более молодых отложениях неогена, на что указывают небольшие глубины отражающих горизонтов (450—600 м). Структуры выявлены как антиклинальные перегибы, изучены слабо, периклиналильные окончания пока не установлены. Размеры выявленных осложнений по длинной оси 6—12 км, по малой — 1,5—5 км.

Поднятия Тиздар и Кучугурское выявлены в Керченско-Таманской зоне диапиризма по горизонту В в западной части Темрюкского залива

в непосредственной близости от Таманского полуострова. Отличительной особенностью данных структур являются большие амплитуды и проявления диапиризма. Поднятие Тиздар оконтурено изогипсами от —1500 до —800 м, размеры 12×3 км. В северо-восточной части структуры установлено наличие диапирового ядра. Кучугурское поднятие предполагается состоящим из двух сводов на одной ундулирующей оси. Восточный свод оконтурен изогипсами —300 и —200 м. Западный свод находится на суше у мыса Пекло. Общие размеры поднятия около 9×2,5 км. Поднятие осложнено меридиональным сбросом на восточном окончании, и субширотным — на северном крыле, амплитуды смещений до 300—400 м.

Изложенные представления о тектонике дна Азовского моря указывают на большое сходство его строения со смежными территориями Западного Предкавказья и Равнинного Крыма.

Выявленные в осадочных отложениях дна Азовского моря антиклинальные структуры определяют места возможного образования промышленных залежей углеводородов. Наибольший интерес представляют наиболее крупные и четко выраженные локальные поднятия в осадочных отложениях на Азовском валу. Определенный интерес представляют также и крупные поднятия в зоне Главного Азовского нарушения, локальные поднятия на Южно-Азовской ступени и в Индоло-Кубанском прогибе.

Литература

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. ч. 1, Тектоника и история развития Русской платформы. Госиздат, 1923.
- Балавадзе В. К., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А., Головинский В., Гончаров В. Н., Гуревич Б. Л., Корнеев В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П., Непорочнов П. П., Пустильников М. Р., Сологуб В. Б., Церетели Л. И., Чекунов А. В., Черняк Н. И., Чирвинская В. М., Шарданов А. Н. Тектоника области Черного и Азовского морей. — Геотектоника, 1968, № 4.
- Буриштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. Геотектоническое районирование фундамента Предкавказской части Скифской плиты. — Сов. геология, 1972, № 6.
- Дубинский А. Я. Основные типы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое. — Сов. геология, 1962, № 6.
- Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря. — В сб.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965.
- Мирчинк М. Ф., Летавин А. И., Маловицкий Я. П., Крылов Н. Н. Основные черты тектоники Предкавказья. В сб.: Молодые платформы. М., «Наука», 1965.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. — Сов. геология, 1965, сб. 48.
- Пустильников М. Р., Семенов А. В. Тектоника фундамента платформы в пределах Северного Кавказа. — Сов. геология, 1973, № 2.
- Ус Е. М., Бахтин М. И., Наугольный И. К., Шпаков Э. П. Геологическое строение и перспективы поисков газовых месторождений в акватории Азовского моря. — Геол. нефти и газа, 1975, № 2.
- Успенская Н. Ю. О поясе крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии. — Сов. геология, 1961, № 3.
- Шарданов А. Н. Тектоника Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа. Тр. КФ ВНИИнефть, 1966, вып. 17.

УДК 551.248.2 (282.262.6)

П. П. ИВАНЧУК

ТЕКТОНИКА ДЕЛЬТЫ РЕКИ НИГЕР (НИГЕРИЯ)

Рассмотрено строение района дельты р. Нигер, в пределах которого находится основной район нефтедобывающей промышленности Нигерии.

Осадочный бассейн дельты р. Нигер состоит из двух неравных частей, разделенных блоками фундамента. Деформации осадочных толщ этого района, а также примыкающего к нему участка континентального склона связаны с явлениями гидравлической тектоники. Эти явления возникали при условии тектонических движений, вызывавших разжижение осадков, сильно насыщенных водой. Тектонические движения фундамента трансформировались в перемещения жидкости вверх в виде своеобразного гидравлического передатчика. Взаимодействие восходящих гидравлических сил и нисходящих — гравитационных отражено в пространственном расположении локальных структурных форм.

Характер домелового геологического развития территории Нигерии определялся ее длительным положением внутри африканского континента. На рубеже раннего и позднего мела по мере формирования Гвинейского залива океан наступал на континент и поглощал блоки, отчленившиеся от его края. Этот процесс вызывал активное прибрежное осадконакопление. Формированию Гвинейского залива способствовало развитие диагональной области активации (Хаин, 1971), расположенной между Сахарской плитой и Восточно-Африканским щитом, где возникли система Западно-Африканского рифта и зона вулканической линии Камерун.

Тектоника осадочного бассейна дельты р. Нигер контролировалась преимущественно блоковыми движениями фундамента, сложенного докембрийскими породами. Вместе с тем тектоника меловых и кайнозойских отложений дельты имеет определенную специфику, обусловленную мощным накоплением осадков при одновременном захоронении огромных объемов воды. Движения фундамента в этих конкретных природных условиях вызвали мощное вертикальное перемещение жидких масс дельтовых осадков и образование локальных структур и разрывных нарушений в верхних перекрывающих слоях.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАССЕЙНА ДЕЛЬТЫ р. НИГЕР

Представления о строении бассейна дельты р. Нигер, в пределах которого находится основной район нефтедобывающей промышленности Нигерии, основаны на результатах геологического картирования, бурения и геофизических исследований. Предполагается, что мезозойские и кайнозойские отложения, слагающие бассейн, покоятся на докембрийских образованиях, обнажающихся по его краям и, по всей вероятности, составляющих его фундамент.

В центральной части бассейна (район между городами Бенин, Варри и Онитша) фундамент, по оценкам геофизиков, залегает на глубинах около 12 км. Толщи перекрывающих осадков (6—8 км) представлены кайнозойскими отложениями. Судя по гравиметрическим данным, наи-

более погруженная часть (ванна) бассейна имеет форму неправильного четырехугольника длиной 250 км и шириной примерно 120 км (рис. 1).

Угловатые формы наиболее опущенной части прогиба по фундаменту обусловлены развитием на северо-западе диагональной зоны разломов северо-восточного простирания, называемой шарнирной линией Бенин, и на востоке и северо-востоке — также диагональной зоны разломов северо-западного простирания, именуемой шарнирной линией Калабар. Предполагается, что именно по этим зонам разломов блоки фун-

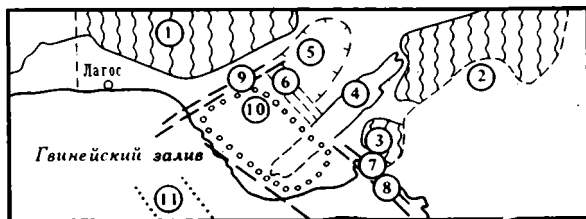


Рис. 1. Схема строения бассейна дельты р. Нигер
1 — Дагомейско-Нигерийский массив, 2 — Камерунский массив, 3 — массив Обан, 4 — антиклинорий Абакалики и его погребенное продолжение, 5 — бассейн Анамбра, 6 — погребенный склон Онитша, 7 — склон Калабар, 8 — шарнирная линия Калабар, 9 — шарнирная линия Бенин, 10 — ванна (наиболее погруженная часть бассейна дельты р. Нигер), 11 — зона восходящего движения альбских осадков

дамента опущены на большую глубину к центру бассейна. На юго-западе и юго-востоке прямоугольную форму опущенной части определяют относительно приподнятые блоки фундамента, размытая поверхность которого находится примерно на глубине 7700—7800 м.

Погруженные юго-восточный склон Дагомейско-Нигерийского массива и юго-западный склон массива Обан являются одновременно северо-западным и северо-восточным крыльями прогиба дельты р. Нигер. На юге прогиб открывается в сторону Гвинейского залива, причем толща заполняющих его отложений прослежена региональными морскими сейсмическими исследованиями далеко на юг и расположена на континентальном склоне.

Прогиб (бассейн) дельты р. Нигер делится относительно приподнятыми блоками фундамента на две неравные части: северную — погруженную ванну, находящуюся примерно под собственно дельтой р. Нигер, и большую часть бассейна, выраженную моноκлиналью, уходящей в Гвинейский залив с уклоном на юг и юго-запад (рис. 2). Северный и северо-восточный борта бассейна имеют сложное строение. Здесь выделяются: 1) северный прибортовой участок бассейна дельты р. Нигер, одновременно являющийся зоной погружения бассейна Анамбра; 2) юго-западная периклиналь антиклинория Абакалики и 3) склон Калабар. Все три перечисленные структурные зоны прослеживаются и в пределах погруженной части бассейна.

Северный прибортовой участок имеет двухъярусное строение. На складчатых и разбитых на блоки породах фундамента покоятся верхнемеловые слои (возможно, и более древние континентальные отложения), которые воздымаются от центра прогиба на северо-запад по склону Дагомейско-Нигерийского массива и на юго-восток, слагая северо-западное крыло антиклинория Абакалики.

В предпозднемеловое время фундамент полого погружался на юго-восток. На нем накапливались отложения мела, моноκлинально залегавшие с уклоном на юго-восток и юг. В связи с формированием антикли-

нория Абакалики моноклиналъ была преобразована в мульдъ. Последнее свидетельствует о том, что фундамент этого участка длительное время находился в относительно стабильном состоянии. Только с оформлением ванны бассейна дельты р. Нигер фундамент его южной части был вовлечен в прогибание.

Юго-западная периклиналъ антиклинория Абакалики. В отличие от бассейна Анамбра, этот район в среднеюрское время имел, по-видимому,

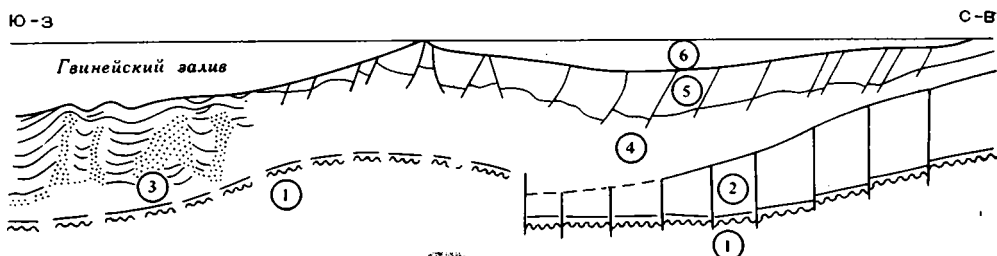


Рис. 2. Схематический профиль через дельту р. Нигер, по материалам П. Мерки (Merki, 1972), Ж. Маскле и др. (Mascle et al., 1973)

1 — фундамент, 2 — верхнемеловые отложения, 3 — альбские отложения, 4 — формация Аката, 5 — формация Агбада, 6 — формация Бенин

тенденцию к опусканию. Здесь произошло образование грабена, заполнение его осадками и последующее их воздымание и складчатые деформации. Прогибание ванны бассейна дельты р. Нигер обусловило опускание юго-западной части антиклинория Абакалики. Затем этот участок был перекрыт более молодыми осадками верхнего кайнозоя.

Юго-западная периклиналъ антиклинория Абакалики четко прослеживается по геологической карте и по гравитационной карте в редукции Буге. Анализ последней дает основание предполагать, что продолжение антиклинория Абакалики играет важную роль в строении погруженной части бассейна дельты р. Нигер. На погребенном продолжении антиклинория можно ожидать складчатые формы, приподнятые по отношению к погруженной части бассейна. Геологические границы на участке юго-западной периклинали, выгибаясь в сторону дельты, отмечают это погружение.

Склон Калабар имеет свои особенности. Фундаментом этой структурной единицы являются породы, обнажающиеся на склоне массива Обан. Фундамент, по данным бурения, имеет ступенчатое, блоковое строение; в нем выделяются (с севера на юг): грабен Иканг северо-западного простирания, горст Итук (по его юго-западному склону проходит зона разломов — шарнирная линия Калабар) и приподнятый блок фундамента — горст Екет.

Таким образом, северный и северо-восточный борта бассейна определяются достаточно четко. Совсем иная картина наблюдается в строении южной и юго-западной частей бассейна дельты р. Нигер, которые длительное время являлись окраинами этого бассейна и как бы раскрывались в океан.

Ряд особенностей строения бассейна дельты р. Нигер позволяет предполагать, что формирование этой дельты отличалось от формирования других дельтовых образований (например, дельты р. Нил или р. Конго). Можно предположить, что осадки древней дельты р. Нигер будут отлагаться на краю африканского континента с наклоном в сторону Гвинейского залива и будут представлены моноклинально залегающими слоями морских и дельтовых отложений.

Между тем природные условия сложились так, что в районе дельты р. Нигер благодаря неравномерным блоковым движениям фундамента возникла замкнутая впадина. Блоки, воздымавшиеся временами на юге

и юго-западе, возможно, ограничивали снос в океан обломочного материала из внутриконтинентальных областей, приносимого потоками (тогда еще не было реки Нигер). Упомянутая впадина (ванна) была доступна и водам океана. В ней накапливался осадочный материал, снесенный как с центральных областей континента, так и с окружающих выступов обнаженного фундамента. Таким образом, впадина выполняла по всем признакам функцию отстойника.

Наглядным примером противоположного развития может служить Палеоконго. Морскими геофизическими исследованиями (Shegard, Emeгу, 1973) обнаружено подводное продолжение р. Конго, прослеживаемое почти на 100 км от устья в виде каньона, обозначающего ложе прежнего русла и уходящее далеко на запад по склону африканского континента. В прошлом этот участок был включен тектоническими движениями в опускание.

Формирование ванны бассейна дельты р. Нигер предопределило условия осадконакопления в данном месте, связанные с развитием юго-западного окончания грабена Абакалики (юго-западное звено Западно-Африканского рифта, нарушившего целостность края Африканского континента).

Бассейн дельты р. Нигер слагают отложения большого возрастного диапазона. Непосредственно на эродированной поверхности фундамента в северной погруженной части бассейна залегают древние отложения — результат длительного континентального развития (около 475 ± 10 млн. лет.). Эти отложения детально изучены на своде антиклинория Абакалики (Uzuakpwa, 1974). На них покоятся фаунистически охарактеризованные альбские глинистые осадки, что точно датирует верхнюю границу континентальных образований. Последние состоят из двух толщ: нижней, представленной преимущественно плохо отсортированными косослоистыми песчаниками, местами аркозовыми или кварцевыми, и верхней, сложенной пирокластическими породами (от основных до средних). Предполагается, что пирокластические осадки возникли в ходе среднеюрской вулканической деятельности, на плато Джос выраженной молодыми гранитами и другими проявлениями магматизма.

Верхнемеловые отложения северной части бассейна дельты р. Нигер представлены, судя по обнажениям и данным бурения в районах Абакалики и Анамбра, в основном терригенными разностями и сложены толщами глин и песчаников с подчиненными слоями известняков; имеются также две угленосные толщи. Мощность верхнемеловых отложений достигает 3000—3300 м (Merki, 1972). Эти отложения образуют нижний структурный этаж. П. Мерки указывает, что они разбиты крутыми разрывами на блоки. Разрывы затухают в вышележащих глинистых осадках формации Аката. Возможно, что по плоскостям разрывов происходили инъекции магмы и образовывались также проявления свинцово-цинкового оруденения. Эти явления можно наблюдать на южном погружении антиклинория Абакалики. Тектоника верхнемеловых и более древних отложений изучена слабо.

Эоцен-олигоценовая формация Аката состоит из морских глин, содержащих редкие прослои песков. Мощность ее — от 700 до 6000 м. Эта мощная толща характеризуется присутствием свободной воды и пористостью, превышающей пористость продуктивных нефтеносных песков залегающей выше формации Агбада. По ряду свойств эта толща занимает особое положение. Автор выделяет ее в качестве среднего структурного этажа.

Строение формации Аката не освещено результатами бурения из-за аномально-высокого пластового давления в ней, которое нередко приводит к авариям при вскрытии формации в процессе бурения. Сейсмические исследования, проводимые нефтяными компаниями и нацеленные на поиски локальных структур в вышележащей формации Агбада,

не ставили перед собой задачу расшифровки тектоники мощной глинистой толщи Аката.

В результате регионального морского сейсмопрофилирования в районе континентального склона (Mascle et al., 1973), в удалении более чем на 100 км к юго-западу от наземной дельты р. Нигер, обнаружено сложное строение глинистой толщи (рис. 3). Здесь выявлены зоны локального перемещения глинистого альбского материала вверх на 2—2,5 км с образованием в приповерхностных слоях разреза куполообразных структур, которые Ж. Маскле и его соавторы (Mascle et al., 1973) считают проявлением глиняного диапиризма. На дне моря эти купола

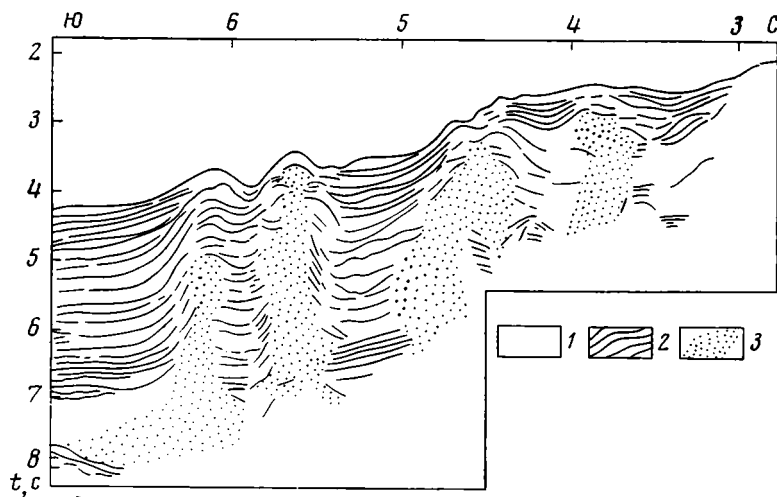


Рис. 3. Интерпретация морского сейсмического профиля (Mascle et al., 1973)

1 — воды Гвинейского залива, 2 — сейсмические отражающие границы, 3 — зоны вертикально перемещенных альбских осадков

выражены подводными холмами высотой до 300 м; на некоторых из них имеются провальные округлые впадины. Такие купола достигают 5 км в диаметре.

На глинах Аката залегает формация Агбада, представленная переслаивающимися речными песками, прибрежно-морскими глинами и песками. Количество глинистого материала увеличивается с глубиной. Эта формация относится к нижнему и среднему миоцену. Ее мощность изменяется от 300 до почти 5000 м.

Отложения формации Агбада подвергались, с одной стороны, воздействию воздымавшихся жидких глинистых масс, местами прорывавшихся внутрь этой формации в виде инъекционных проявлений гидровулканизма (Иванчук, 1964), а с другой — воздействию сил, связанных с проявлениями гравитации. Взаимодействие этих двух противоположно направленных сил обусловило формирование современной структуры бассейна, представляющего собой достаточно сложное тектоническое сооружение.

По данным сейсмических исследований и бурения (Merki, 1972), слои формации Агбада осложнены складками и протяженными линейно-вытянутыми разрывами. Складки, особенно их своды, осложнены разломами подчиненного значения. В пределах дельты р. Нигер региональные разрывы ветвятся, создавая сложное переплетение различных по значению нарушений. Такие системы нарушений характерны для осадочного бассейна дельты р. Нигер. В качестве типовых могут быть приведены

размеры структуры, к которой приурочено одно из крупных месторождений нефти: длина 9 км, ширина 4,5 км; амплитуда — более 70 м. Приразломные складки обнаруживают несоответствие структурных планов, в связи с чем они получили образное название перекатывающихся (roll-over) антиклиналей.

Верхняя часть разреза отложений представлена формацией Бенин (плейстоцен и моложе). Отложения этой формации (речные пески и гравий мощностью до 2300 м) лежат пологим плащом с небольшим прогибанием к центру современной дельты р. Нигер (см. рис. 2). Нижние слои формации Бенин покоятся на размытой поверхности отложений Агбада. Этот разрыв свидетельствует об относительно длительном действии процессов эрозии (олигоцен — миоцен) и о нивелировке сводовых частей локальных поднятий, сложенных слоями формации Агбада. В ряде мест, где в центральных частях сводов происходили процессы гравитационного проседания в связи с разгрузкой пластовых вод (сквозные проявления гидровулканизма), подошва формации Бенин опущена глубже, чем на крыльях сводов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ БАССЕЙНА ДЕЛЬТЫ р. НИГЕР

П. Мерки (Merki, 1972) считает, что отложения дельты р. Нигер осложнены конседиментационными разрывными нарушениями и складками, сформированными за счет гравитационной тектоники, т. е. в результате различных нагрузок вышележащих осадков, которые вызвали вертикальное и латеральное течения внутри огромной массы рыхлых морских глин, сильно насыщенных водой и обладающих, как было отмечено выше, аномально-высоким пластовым давлением. По его мнению, эти особенности отложений обусловили гравитационную неустойчивость массы глин.

Сопоставив простираания шарнирных линий Калабар и Бенин (8 и 9 на рис. 1) и протяженных разрывных нарушений, осложняющих слои формации Агбада, П. Мерки сделал заключение о несовпадении этих направлений, а также о том, что строение растущих сбросов (growth faults), как именуют эти протяженные разломы, не определяется тектоникой фундамента.

Между тем на таком своеобразном геологическом объекте, которым, несомненно, являлся бассейн дельты р. Нигер, где отложения 12-километровой мощности (в том числе и осадки самой дельты) длительное время обладали высокой водонасыщенностью, структурные особенности формации Аката и перекрывающей ее формации Агбада определяли, по всей вероятности, восходящие движения жидких масс.

В условиях высокой водонасыщенности глинистые отложения формации Аката обладали тиксотропными свойствами. Каждый импульс усиления тектонических движений, сопровождающийся повышенной сейсмичностью, вызывал дальнейшее разжижение осадков. Возникающие напряжения передавались вверх восходящим движением жидких масс. Блоковые движения фундамента вызывали ответную реакцию неустойчивой глинистой массы. Судя по пространственной ориентировке так называемых глиняных диапиров, перемещение жидкой глинистой массы было субвертикальным и направленным из более глубоких горизонтов в верхние, ближе к земной поверхности.

По мнению автора, эта жидкая масса осадков на этапах усиления тектонических блоковых движений фундамента играла роль своеобразного гидравлического передатчика. Жидкая масса являлась передатчиком вертикально направленных усилий, причем верхняя часть этой массы оказывала воздействие на вышележащие слои формации Агбада, создавая в них складки и так называемые растущие сбросы — протяженные разломы, осложняющие своды антиклиналей. Строение бассейна

дельты р. Нигер позволяет считать, что здесь имело место проявление гидравлической тектоники как в верхнемеловых, так и в вышележащих отложениях.

Локальные вертикальные перемещения вверх на 2,0—2,5 км альбской глинистой жидкой массы обоснованы отмеченными выше данными мор-

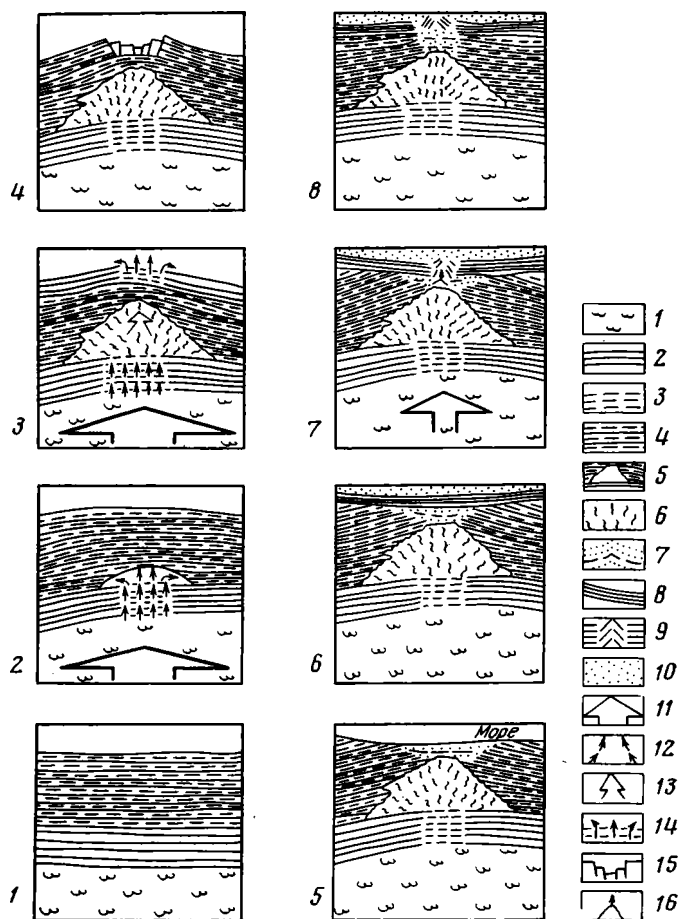


Рис. 4. Схемы, отражающие историю развития района новообразованной линзы внутри формации Агбада

1 — формация Аката, 2 — нижняя часть формации Агбада, 3 — проникаемая зона в нижней части формации Агбада, 4 — верхняя часть формации Агбада, 5 — линза, сложенная осадками, поступившими из формации Аката, 6 — заполнение линзы с фрагментами отторженных и перемещенных пластов, 7 — переотложение осадков Агбады, 8 — нижняя часть формации Бенин, 9 — проткнутые и взброшенные части пластов формации Бенин, 10 — верхняя часть формации Бенин, 11 — усиление тектонических движений, 12 — направление инъекции жидкой массы, 13 — направление перемещения внедряемой жидкой массы, 14 — проявления гидровулканизма, 15 — гравитационное обрушение, 16 — протыкание жидкой массой вышележащих осадков формации Бенин

ского сейсмопрофилирования (Mascle et al., 1973). Другим доказательством движения жидких масс является обнаружение морскими сейсмическими исследованиями на шельфе прибрежного района дельты р. Нигер выпуклой кверху линзы глинистой массы, подобной глинам Аката, внутри нормально слоистых отложений формации Агбада, мощность которых здесь составляет более 2000 м. Высота линзы — около 1000 м; ее

плоское основание имеет диаметр около 4000 м и покоится на пластах нижней части формации Агбада. Верхняя часть формации Агбада была приподнята при росте этой линзы.

Все известные геологические данные — расположение линзообразного тела в верхней части отложений формации Агбада, относительно крутые углы падения пластов этой толщи, примыкание их к склонам линзы, расположение локального линзовидного тела между нормальными слоистыми толщами осадков нижней части формации Агбада и положо залегающими пластами формации Бенин и т. д. дают определенные предпосылки для восстановления (хотя бы приближенно) условий, существовавших в геологическом прошлом.

За исходную позицию реконструкции истории развития района новообразованной линзы взято положение осадков Агбады в завершающей стадии седиментации (1 на рис. 4). Залегавшие горизонтально отложения формаций Аката и Агбада на завершающих стадиях седиментации были вовлечены в складчатые деформации, что связано, по-видимому, с усилением блоковых движений фундамента (2 на рис. 4).

Когда воздымание привело к перегибу складки, на участке максимального изгиба слоев нижней части отложений Агбады возникли разрывные нарушения, в полости которых тотчас была инъецирована жидкая глинистая масса, поступавшая из осадков Акаты (инъекционное проявление гидровулканизма). Образовалась локальная проницаемая зона. Ее появление следует, вероятно, связывать с формированием в этом районе южной периклинали структурного носа по условной кровле нижней части отложений Агбады. Более компетентные пласты низов формации Агбада, слагающие южную периклинал, могли быть осложнены разрывами. Возможно, что разрывы были зияющими и по ним не происходило значительного смещения. Вместе с тем разрывы были проницаемы для флюидизированной глинистой массы.

На ранней стадии инъекции (см. 2 на рис. 4) первые порции жидкой глинистой массы, поступающей из осадков Акаты, внедрились в участок между верхней и нижней частями отложений Агбады. По мере нагнетания глинистой массы происходило ее накопление внутри отложений формации Агбада. Это масса воздымала над собой пластичные отложения верхней части Агбады. Кроме того, она внедрялась у основания и в стороны, заходя в виде клина между двумя различными по составу частями формации Агбада (3 на рис. 4). Увеличивающееся жидкое тело отчленяло, по-видимому, пласты верхней части формации Агбада от их подошвы, раздвигало их, изменяло их гипсометрическое положение и вовлекало в движение. Таким образом жидкая масса смещала нормальные слоистые осадки и нарушала их первоначально спокойное залегание. Увеличение объема жидкой массы привело к формированию купола в верхней части формации Агбада. Купол поднимался над поверхностью дна в виде округлой возвышенности высотой в несколько сотен метров (3 и 4 на рис. 4).

По мере роста купола в его своде возникали растягивающие усилия, вызывающие появление серии разрывов, развивавшихся сверху вниз. Разрывы вскрывали верхние водоносные горизонты, и напорные воды прорывались по ним на поверхность (проявления гидровулканизма). Явления гидровулканизма, обусловленные удалением из верхней части отложений формации Агбада в своде формирующегося купола флюидизированной массы и определенного объема кластического материала, а также явления гравитационного оползания привели к обрушению отдельных блоков и глыб. Строение вершины купола изменилось, на своде появился прогнутый участок, выраженный в рельефе широкой впадиной (4 на рис. 4).

Эрозионная деятельность продолжалась до начала плейстоцена. Она привела к разрушению куполовидной возвышенности и образованию на

ее месте неглубокой впадины, заполненной переотложенными осадками верхов формации Агбада (5 на рис. 4). Возникла несколько прогнутая поверхность, ставшая ложем плейстоценового моря. На этом ложе накапливались слои формации Бенин (6 на рис. 4).

Неотектоническая активизация вновь вызвала восходящие движения жидкой массы, находящейся под подошвой слоев формации Бенин, и обусловила, таким образом, новые инъекционные проявления гидравлицизма (7 на рис. 4). Именно поэтому сейчас можно наблюдать протыкание нормальных слоистых осадков формации Бенин чужеродным материалом, а также их нарушенное залегание (8 на рис. 4).

Изложенное показывает, что рассмотренные выше специфические структурные формы прогиба дельты р. Нигер могут быть объяснены явлениями, связанными с инъекцией жидкой глинистой массы, поступавшей из глубин и представленной материалом отложений формации Аката. Жидкая глинистая масса внедрялась по проницаемой зоне, возникшей в нижней части отложений формации Агбада.

Переходя в заключение к структуре прогиба дельты р. Нигер в целом, можно сформулировать некоторые выводы.

1. В прогибе (бассейне) дельты р. Нигер складкообразование имело стадийный характер, и генезис локальных поднятий, наблюдаемых в разных структурных этажах, различен.

а. *Нижний этаж* — верхнемеловые отложения. В северной части бассейна на ранней стадии развития, возможно, существовали платформенные поднятия, позднее втянутые в погружение и трансформированные при последующих подвижках блоков фундамента.

На северо-востоке бассейна в районе погружения антиклинория Абакалики складки ранней стадии были осложнены блоковыми подвижками, происходившими по мере втягивания бассейна в погружение. В районе склона Калабар горсты и грабены, осложняющие структуру склона, были втянуты в общее погружение бассейна. В районе континентального склона складкообразование происходило локально за счет проявлений гидравлической тектоники.

б. *Средний этаж* — формации Аката и Агбада. Локальные структуры были сформулированы в ходе процессов гидравлической тектоники, а на последующих стадиях осложнены различными формами гравитационного проседания.

в. *Верхний этаж* — формация Бенин. С одной стороны, в низах могли формироваться конседиментационные поднятия, а с другой — локальные структуры за счет неотектонических движений.

2. Установлено, что структурообразующее значение для толщ формаций Аката и Агбада в осадочном бассейне дельты р. Нигер и для меловых осадков в районе континентального склона имели явления гидравлической тектоники. Эти явления возникали при усилении тектонических движений, вызывавших разжижение сильно водонасыщенных осадков, в которых движения блоков фундамента трансформировались в перемещение вверх жидкой глинистой массы, представлявшей собой своеобразный гидравлический передатчик.

3. Проявления гравитационной тектоники, по нашему мнению, являются вторичными, следовавшими за снятием восходящих тектонических движений. Оползневые явления, разномасштабные и разноамплитудные, осложняют ранее сформированные поднятия.

4. Взаимодействие гидравлических (восходящих) и гравитационных (нисходящих) сил на определенных этапах отражено в пространственном положении локальных структурных форм, наблюдаемых в настоящее время в виде того или иного наклона слоев, складок, разрывов, явлений перемещения осадков с нижних уровней на более высокие и т. д.

5. Дельта р. Нигер, имеющая сложное строение и пережившая свое-

образную геологическую историю, послужила объектом, положенным в обоснование впервые описанной модели, в которой основная структурообразующая роль отведена гидравлическим явлениям.

Литература

- Иванчук П. П.* Роль гидровулканизма в формировании газоконденсатных и газонефтяных месторождений. М., «Недра», 1974.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Masle J. R., Brian D., Bornhold V. R.* Diapiric structures of Niger Delta.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, No. 9.
- Merki P.* Structural geology of Cenozoic Niger Delta. African Geology. (T. F. J. Des-sauvage and A. J. Whiteman editors). Ibadan, 1972.
- Sherard F. P., Emery K. O.* Congo Submarine Canyon and Fan Valley. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, No. 9.
- Uzuakpunwa A. B.* The Abakaliki Pyroclastics — Eastern Nigeria: New age and tectonic implications.— Geol. Magazine, 1974, v. 3, No. 1.

ВНИИГаз
Москва

Статья поступила
31 мая 1976 г.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Проценко Е. А.*

Сдано в набор 6/I-1978 г. Т-00144. Подписано к печати 5/II-1978 г. Тираж 2030 экз.
Зак. 4008. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4,0. Уч.-изд. листов 12,2.

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

В 113

ПЕЩОЧНИЙ ПЕР 3-42

МАКАРИЧЕВУ Г И

70228

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1978, № 2