

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1975

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1975

СОДЕРЖАНИЕ

М. З. Глуховский. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита	3
В. С. Войтович. Надвиги и блоковые структуры северо-восточной Карелии	20
Л. Ф. Наркелюн, Ю. П. Безродных, А. И. Трубачев. Тектоническое положение медистых песчаников и сланцев	37
А. Е. Шлезингер. О причинах разного понимания природы орогенных структур	47
В. И. Браташ. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса	55
Ю. Н. Разницын. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан)	68
В. С. Рождественский. Сдвиги северо-восточного Сахалина	85
А. А. Никонов. Кайнозойские тектонические движения по системе разломов Сан-Андреас в Калифорнии	98
Е. В. Мовшович, А. Е. Милявский. Проблемы происхождения Северодонецкого агломерата	114

Рецензии

К. В. Боголепов. О новых работах по тектонике тихоокеанского сегмента Земли	125
--	-----

Хроника

Заседание рабочей группы проекта «Офиолиты континентов и сопоставимые породы океанического дна, их сравнительное изучение и корреляция» Международной программы геологической корреляции (Москва, 18—22 ноября 1974 г.)	132
---	-----

GEOTECTONICS

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1975

CONTENTS

M. Z. Glukhovskiy. Some aspects of Early Precambrian tectonics and magmatism on the example of the Aldan shield	3
V. S. Voitovich. Overthrusts and block structures in North-Eastern Karelia	20
L. F. Narkeliun, Yu. P. Bezrodnikh, A. I. Trubachev. The tectonic position of cupreous sandstones and copper slates	37
A. E. Shlezinger. On the reasons of a different interpretation of the nature of orogenic structures	47
V. I. Bratash. The Kerman—Kashmer depression in Iran and the conjugation problem of Pre—Jurassic structures on the Turanian plate and in the Mediterranean belt	55
Yu. N. Raznitsin. Comparative tectonics of ultrabasic belts on Schmidt Peninsula (Sakhalin), Papua (New Guinea) and Sabakh (Kalimantan)	68
V. S. Rozhdestvensky. Thrust faults in North — Eastern Sakhalin	85
A. A. Nikonov. Cenozoic tectonic movements along the San Andreas fault system in California	98
E. V. Movshovich, A. E. Miliavsky. The problem of the origin of the North Donetzk agglomerate	114

Reviews

K. V. Bogolepov. New papers on the tectonics of the Pacific segment of the Earth	125
---	-----

Chronicle

Meeting of the Working Group of the project «Ophiolites of the continents and comparable rocks of the oceanic floor, their respective study and correlation» of the International Geological Correlation Program (Moscow, 18—22nd November 1974)	132
--	-----

*Светлой памяти Юрия Михайловича Шейнманна
посвящает автор эту статью*

УДК 551.24.055 (551.53 + 551.54)

М. З. ГЛУХОВСКИЙ

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТониКИ И МАГМАТИЗМА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Применение концепции «тектоники плит» к решению основных проблем строения и развития земной коры в раннем докембрии позволило установить взаимосвязь процессов в главных тектонических зонах растяжения и сжатия, увязать данные поверхностной и глубинной геологии, объяснить особенности размещения различных магматических и метаморфических формаций.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Рассматриваемый регион охватывает Алданский щит в его современных границах, а также смежную с ним с юга область — Джугджуро-Становую орогенно-магматическую систему (Глуховский и др., 1972). Наиболее существенный вклад в изучение геологии этого региона в разные годы внесли Д. С. Коржинский, Н. В. Фролова, Е. В. Павловский, Ю. К. Дзевановский, Е. М. Лазько, Н. Г. Судовиков, Л. И. Салоп, А. А. Маракушев, В. И. Кицул, А. М. Лейтес, Е. П. Миронюк, Г. Ю. Лагздина, А. Н. Неелов, И. М. Фрумкин, Ю. П. Рассказов и многие другие исследователи.

Вместе с тем в трактовке тектоники и магматизма раннего докембрия этой территории до сих пор существует много спорных вопросов и противоречий.

Некоторые из главных проблем тектоники и магматизма рассматриваемого региона сводятся к следующему.

1. В пределах Алданского щита выделяется ряд областей с неоднородным метаморфизмом (Кицул, 1971). В центральной и восточной частях щита выделяются области гранулитовой фации умеренных и повышенных давлений; в южной части или внешней зоне Алданского щита (по Маракушеву, 1965) — область высоких давлений. Исключительные условия метаморфизма этой области (давление 10—12 кбар, температура более 900°С), установленные на основании парагенетического анализа алюмосиликатных пород, позволили А. А. Маракушеву выделить особую, сутамскую, фацию глубинности. Указанная область протягивается широкой полосой от р. Калар на западе до Охотского побережья на востоке (рис. 1).

Неоднородный характер метаморфизма Алданского щита объясняется многими исследователями различным эрозионным срезом тектонических блоков. Так, например, южный край щита рассматривается как наиболее эродированный блок кристаллического фундамента (Кицул, 1971). Возможность такой глубокой (более 40 км) эрозии маловероятна. Ю. М. Шейнманн по этому поводу писал: «Предположение об очень глубоком срезе, основанное на степени метаморфизма пород, приходит в противоречие с тем, что нигде в пределах этих полей или рядом с ними не удается найти мощные накопления продуктов сноса, неизбежные в случае глубокой денудации. Приходится предполагать, что глубина вскрытия не превышает здесь первых километров. Соответственно тем-

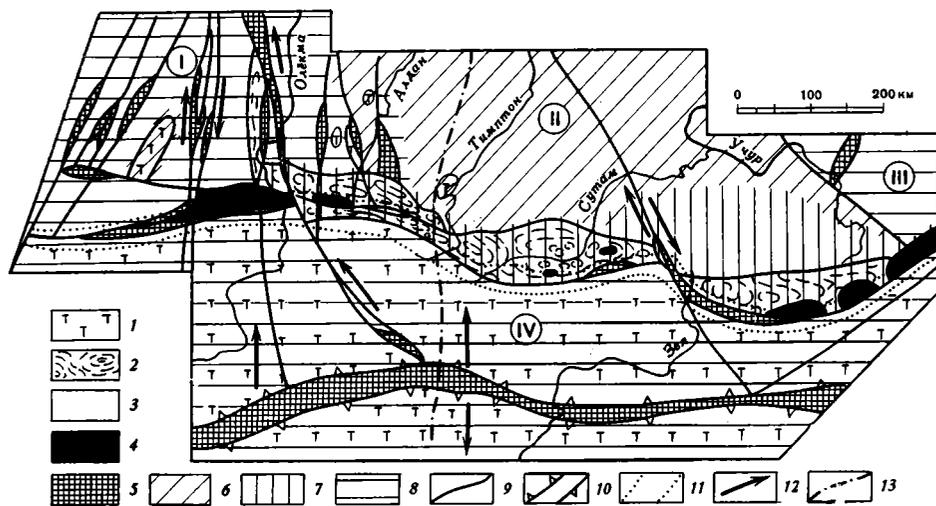


Рис. 1. Палеотектоническая схема Алданского щита для раннего докембрия. 1—2 — Катархейский базальтовый фундамент: 1 — область преимущественного развития базальтовых покровов; 2 — пояс кольцевых вулканических гор и его внутренняя структура; 3 — область развития архейских терригенно-вулканогенных образований чарской, иенгрской и тимптоно-желтулинской серий; 4 — массивы анортозитов; 5 — позднеархейский — раннепротерозойский троговый комплекс (в современных границах трогов); 6—8 — области метаморфизма: 6 — гранулитовой фации умеренных и повышенных давлений; 7 — гранулитовой фации высоких давлений; 8 — регрессивной амфиболитовой фации и плагногранитизации; 9 — крупнейшие разломы; 10 — главная зона растяжения (Тукурингрский трог); 11 — границы пра-Станового офиолитового пояса; 12 — предполагаемое направление движения плит в момент растяжения; 13 — линия геофизического профиля (рис. 2). Наименования зон: I — Чарско-Олекминская, II — Центральная часть Алданского щита, III — Батомгская, IV — Джугджуро-Становая

пературный градиент в эти эпохи должен был бы быть значительно больше современного» (Шейнманн, 1970, стр. 9).

Таким образом, возникает проблема природы колоссальных давлений и температур, особенно в южной части щита, способствовавших возникновению минеральных ассоциаций сутамской фации глубинности.

2. В тесной связи с первой проблемой находится и проблема анортозитов. Как известно, в широкой субширотной полосе, ограниченной с юга Становым глубинным разломом, располагаются два крупнейших массива анортозитов — Каларский и Джугджурский. Явления анортозитизации основных (богатых СаО) пород гранулитового комплекса наблюдаются практически на всем протяжении зоны Станового разлома.

Тектонические аспекты проблемы анортозитов были освещены Е. В. Павловским (1967), который обращает особое внимание на локальность процесса, создавшего плагиоклазитовую магму.

Петрология Каларского массива была детально изучена Г. Н. Баженовой (1967), а в последнее время — Г. Н. Баженовой и Б. Г. Лутцем. Учитывая сугубо водородный состав газовой-жидких включений в анортозитах, эти исследователи пришли к выводу о значительной роли ювенильных подкоровых растворов восстановительного водородного состава, которые, проникая по тектоническим ослабленным зонам глубинных разломов, взаимодействовали с метаморфическими толщами, содержащими «законсервированный кислород». При этом растворы окислялись и становились мощными источниками тепла и воды, что снижало температуру плавления пород, устойчивых в относительно сухих условиях гранулитового метаморфизма. Рассчитано, что плавление происходило при давлении 10—15 кбар и температурах 950°. Анортозиты являются полигенетическими образованиями. На первых этапах их формирования

большую роль играли процессы замещения и перекристаллизации в твердом состоянии. Необходимо подчеркнуть также длительность процессов анортозитизации, начавшихся в архее и завершившихся, вероятно, в раннем протерозое. Возраст последних выплавов Каларского массива 1900 млн. лет, а Джугджурского — 2300 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Основные нерешенные проблемы генезиса анортозитов сводятся к выяснению природы термодинамических условий их формирования, роли исходных пород основного состава и причин локальности процессов, приведших к поясной дислокации массивов анортозитов и анортозитизации.

3. Ряд нерешенных проблем связан с древнейшими гранитоидами, исключительно широко развитыми в рассматриваемом регионе.

На Алданском щите выделяются следующие структурно-формационные зоны: Чарско-Олекминская на западе, Батомгская на востоке, Джугджуро-Становая на юге и зона Центральной части щита (см. рис. 1). Джугджуро-Становая зона на ранних этапах развития региона входила в состав кратона и была преобразована в самостоятельную структуру негеосинклинального ряда (орогенно-магматическую систему) лишь в мезозое (Глуховский и др., 1972).

К северу от Станового глубинного разлома развиты разновозрастные щелочные и субщелочные гранитоиды, не известные южнее в Джугджуро-Становой зоне. Это в первую очередь высокотемпературные (700—800°С) мангериты, сиениты и чарнокиты, ассоциирующие с анортозитами и сформированные, по мнению Г. Н. Баженовой, в процессе наложенной гранитизации, а также аляскитовые граниты, характеризующиеся преобладанием K_2O (4—6%) над Na_2O (2—3%). Среди этих гранитов выделяются две разновидности: белые, локализующиеся преимущественно в южной части щита, и красные, количество которых увеличивается в северном направлении. Эти граниты различаются главным образом по количеству кремнезема (в белых — 75,16%, в красных — 72,68%), суммы железа (1,03 и 2,23%), магния (0,18 и 0,66%), кальция (0,89 и 1,18%) — среднее из 5 проб каждой разновидности.

Аляскитовые граниты центральной части Алданского щита относятся к проявлению магматизма так называемой второй эпохи диастрофизма, наступившей после региональной плагиигранитизации и ультраметаморфизма гранулитовой фации (Дзевановский, Судовиков, 1960). Подъем фронта гранитизации второй эпохи предшествовал железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в условиях амфиболитовой фации с возрастом 2000—1900 млн. лет (Михайлов, Левченков, 1971). В южной части щита белые аляскиты изофациальны гранулитовой фации метаморфизма и характеризуются радиологическим возрастом от 2400 до 2910 млн. лет. Здесь неизвестны проявления Fe—Mg—Ca-метасоматоза.

Таким образом, устанавливается омоложение («скольжение») возраста аляскитовых гранитов с юга на север и одновременно изменение их химического состава, динамотермальных условий формирования и предшествующих процессов базификации.

В Батомгской и особенно в Чарско-Олекминской зонах широко развиты метасоматические щелочные и субщелочные гранитоиды (улканский комплекс — 1900 млн. лет, ничатский комплекс — 2130—1800 млн. лет). Редкометалльные щелочные гранитоиды ничатского комплекса Чарско-Олекминской зоны, изученные В. В. Архангельской (1972) и Л. Б. Белоножкой, обнаруживают пространственную связь с разломами и широкими зонами повышенной магматической проницаемости, согласными с позднеархейскими — раннепротерозойскими трогами (см. ниже). Эти гранитоиды многофазны и формировались в длительный промежуток времени (2130—1800 млн. лет) метасоматическим путем в условиях повышенной активности щелочей. В них K_2O (5,04%) преобладает над Na_2O (3,06%), что характерно и для аляскитов Алданского щита.

Как отмечалось выше, в Джугджуро-Становой зоне подобных гранитоидов нет, однако здесь, равно как в Чарско-Олекминской и Батомгской зонах, широко развиты так называемые «древнестановые» (или «куандинские» в Чарско-Олекминской зоне) плагиогранито-гнейсы и гнейсовидные граниты с возрастом от 2400 до 1900 млн. лет, т. е. радиологически почти одновозрастные аляскитам и щелочным гранитоидам северных частей Алданского щита. Для этих гранитоидов характерно меньшее содержание SiO_2 (70,3%), преобладание Na_2O (5,4%) над K_2O (2,7%) (Коржинский, 1972).

Решение тектонических аспектов проблемы древнейших гранитоидов сводится, таким образом, к выяснению причин пространственного размещения тех или иных разновидностей гранитоидов, а также длительности формирования и «скольжения» их возраста по латерали.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для решения поставленных проблем тектоники и магматизма раннего докембрия помимо фактического материала и некоторых представлений, рассмотренных выше, остановимся еще на ряде особенностей геологического строения региона, касающихся вещественного состава древнейших образований Алданского щита и Становой области, в том числе пород глубинных зон земной коры — их генезиса и условий метаморфизма; пространственного размещения позднеархейских — раннепротерозойских трогов и особенностей их тектонического развития; глубинного строения региона на основе данных геофизических исследований.

Многие исследователи, развивая идеи Н. В. Фроловой (1951) об особенностях процессов осадочной дифференциации в архее, пришли к выводу о существовании на Алданском щите древнейшего базитового основания. Впоследствии в качестве такового был выделен катархейский курультино-гонамский комплекс metabазальтов на юге щита и его возможные аналоги в западной и восточной частях — несмуринская толща и горбыляхская свита (Павловский, 1967, 1970; Глуховский, 1971).

Как установлено ранее Д. С. Коржинским и подтверждается систематическими исследованиями последних лет, в пределах Джугджуро-Становой зоны развиты главным образом регрессивно-метаморфизованные образования алданского архея, в частности курультино-гонамского комплекса. Отсюда вытекает очень важный вывод о том, что обширная территория Становика — Джугджура представляла собой в катархее область развития пород древнейшего базитового основания, впоследствии переработанного раннепротерозойской гранитизацией. Об этом свидетельствует факт преимущественного развития в пределах Становика среди регрессивно метаморфизованных образований, главным образом богатых CaO , пород основного состава (амфиболовые, биотит-амфиболовые и другие кристаллические сланцы).

Среди metabазальтов курультино-гонамского комплекса юга Алданского щита, в бассейне р. Сутам, обнаружены выходы лерцолитов, состоящих из оливина (до 40%), гиперстена (до 50%), авгита (до 10%) и шпинели (до 10%). Эти породы залегают в толще пироксеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев в виде бескорневых линзообразных тел. Они обладают массивным, реже полосчатым обликом, деформированы и гранитизированы совместно с вмещающими их сланцами. По химическому составу и парагенезису породообразующих минералов лерцолиты р. Сутам обнаруживают поразительное сходство с пироксеновым пиролитом (табл. 1). Условия залегания и вещественный состав указанных включений позволяет рассматривать их в качестве древнейших ксенолитов верхней мантии в metabазальтах. Лерцолиты, как ксенолиты верхней мантии, заключенные в базальтах либо в ким-

Химические составы пиролита, лерцолита и пироксеновых сланцев (метабазальтов) р. Сутам

Окисел	1	2	3	4
SiO ₂	43,06	45,16	42,31	47,48
TiO ₂	0,58	0,71	—	1,08
Al ₂ O ₃	3,99	3,54	2,82	15,53
Fe ₂ O ₃	1,66	0,46	5,72	2,41
FeO	6,66	8,04	7,30	10,65
MnO	0,13	0,14	0,13	0,37
MgO	39,32	37,49	35,90	9,71
CaO	2,65	3,08	1,84	9,35
Na ₂ O	0,61	0,57	0,15	1,73
K ₂ O	0,22	0,13	0,07	0,39
Плотность, г/см ³	3,31—3,37	3,33	3,13	2,98
V _p км/сек	8,30—8,53		7,02	Не опр.

Примечание. 1 — пиролит по А. Рингвуду и др. (1968); 2 — пиролит по А. Рингвуду (1972); 3 — лерцолит бассейна р. Сутам (21 пробы); 4 — кристаллические сланцы (метабазальты) р. Сутам (13 проб.)

берлитах, описаны многими исследователями (Грин, Рингвуд, 1968; Дмитриев и др., 1972; Куно, 1972).

В последние годы в верховьях р. Алгомы, вблизи зоны Станового глубинного разлома, А. А. Раузером и М. Д. Бобриной выявлены тела эклогитов. Они залегают среди лейкократовых мигматитов аляскитовых гранитов в виде эллипсовидных (до 3×1 км) в плане, трубчатых тел, ограниченных тектоническими контактами от вмещающих пород. Эклогиты — гиганто- и крупнозернистые породы с парагенетической ассоциацией клинопироксена, граната и изредка кварца; отмечается также основной плагиоклаз. Плотность их достигает 3,59 г/см³ при среднем значении 3,27 г/см³ (17 определений). По химическому составу они близки включениям эклогитов из базальтов и кимберлитов (табл. 2).

Условия образования эклогитов определялись по методу Л. Л. Перчука (1970) по изотерме распределения кальция между сосуществующими гранатом $\left(\frac{Ca}{Ca+Mg+Fe^{++}+Mn} = 0,19\right)$ и клинопироксеном $\left(\frac{Ca}{Ca+Na+K} = 0,97\right)$. Температура образования эклогитов р. Алгомы более 750°С (около 830°С), давление для бескварцевых разностей — 17 кбар, для кварцсодержащих — 22 кбар.

Таблица 2

Химические составы эклогитов, граната и клинопироксена из эклогитов р. Алгомы и эклогитов из базальтов и кимберлитов (по Барсукову и Дмитриеву, 1972)

Окисел	1	2	3	4	5	6	6
SiO ₂	45,28	38,22	636	49,02	816	44,8	46,0
TiO ₂	1,09	0,20	3	1,20	13	1,11	0,6
Al ₂ O ₃	12,07	22,20	436	6,96	137	13,9	12,6
Fe ₂ O ₃	2,62	6,55	82	3,07	38	3,3	4,4
FeO	11,30	16,50	230	7,47	104	7,0	8,1
MnO	0,25	0,52	7	0,11	1	0,20	0,20
MgO	12,16	9,58	238	12,15	301	15,4	14,1
CaO	13,75	6,20	111	18,66	333	10,9	9,4
Na ₂ O	0,87	0,09	4	1,05	34	1,5	1,4
K ₂ O	0,10	Не опр.	—	Не опр.	—	0,3	0,6

Примечание. 1 — эклогит р. Алгомы (3 пробы); 2 — гранат из эклогитов (2 пробы); 3 — то же, молекулярные количества; 4 — клинопироксен из эклогитов; 5 — то же, молекулярные количества; 6 — эклогиты из базальтов (Барсуков, Дмитриев, 1972); 7 — меланократовые эклогиты в кимберлитах (Барсуков, Дмитриев, 1972).

Химические составы основных и ультраосновных пород трогового комплекса и ксенолитов основных пород в мезозойских щелочных интрузивах Алданского щита

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,60	45,14	50,84	45,93	42,44	48,51
TiO ₂	0,75	2,18	2,06	2,36	0,06	1,03
Al ₂ O ₃	15,44	15,49	16,47	13,58	1,37	15,09
Fe ₂ O ₃	4,42	2,62	3,75	4,09	4,32	4,39
FeO	7,46	10,49	8,73	9,43	6,03	8,27
MnO	0,19	0,08	0,16	0,20	—	0,20
MgO	7,52	7,44	4,16	6,71	38,34	7,40
CaO	11,43	8,93	7,70	10,56	0,03	9,90
Na ₂ O	2,37	2,79	3,70	1,91	0,25	3,22
K ₂ O	0,30	0,56	1,02	0,51	0,03	1,12
Плотность, г/см ³	—	—	—	—	2,95—3,05	—

Примечание. 1 — метаэффузивы Олондинского трога; 2 — метаэффузивы хребта Янкан (Судовиков и др., 1965); 3 — габбро Авгенкурского трога; 4 — габбро в зоне Станового разлома; 5 — дуниты Олондинского и Каларского трогов (2 пробы); 6 — плагиоклазовые амфиболиты (среднее из 5 проб; Угрюмов, 1970).

Предполагается, что эклогиты внедрились в более высокие части коры в виде холодных протрузий. Возможность такого внедрения трубчатых тел эклогитов подчеркивается Д. Х. Грином и А. Э. Рингвудом (1968). Помимо этого устанавливается пространственная связь эклогитов с метасоматическими габбро-анортозитами, массив которых расположен несколько западнее выходов эклогитов.

Таким образом, наличие эклогитов в зоне Станового разлома еще раз свидетельствует об исключительных термодинамических условиях метаморфизма, имевших место на юге Алданского щита в раннем докембрии.

О вещественном составе глубинных зон земной коры Алданского щита можно судить, исходя из анализа состава основных и ультраосновных пород позднеархейского — раннепротерозойского трогового комплекса, а также ксенолитов в мезозойских щелочных интрузивах.

В пределах рассматриваемой территории выявлено около 15 шовных структур — трогов. Эти пространственно разобщенные линейные структуры выполнены сложнислоцированными (сжатые синклинали или крутые моноклинали) и метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях отложениями вулканогенно-терригенной, кремнисто-железистой и терригенно-карбонатной формаций. Каждый трог характеризуется индивидуальными особенностями строения и состава выполняющих отложений, относимых как к позднему архею, так и к раннему протерозою. Это троговый комплекс (Федоровский, Лейтес, 1969) или сальбанская и борсалинская серии (Миронюк, 1971) западной части Алданского щита, унгринский комплекс его центральной части (Кицул, 1971), янканская серия тукурингрского комплекса в зоне Южно-Тукурингрского разлома и чульманская серия в зоне Станового разлома (Судовиков и др., 1965). Общим для трогового комплекса помимо прогрессивного среднетемпературного метаморфизма и дислоцированности является преобладание в его составе базальтоидных вулканогенных образований, основной и ультраосновной интрузивной магматизм (табл. 3). Это позволяет относить троговый комплекс к древнейшей офиолитовой формации (по Наливкиной, 1972) с устойчивой верхней возрастной границей метаморфизма 1800—2000 млн. лет.

Троги приурочены к ортогональной системе нарушений: субмеридиональной в западной части Алданского щита и субширотной в зоне Станового и Южно-Тукурингрского разломов (см. рис. 1). Анализ вещественного состава трогового комплекса и особенностей магматизма

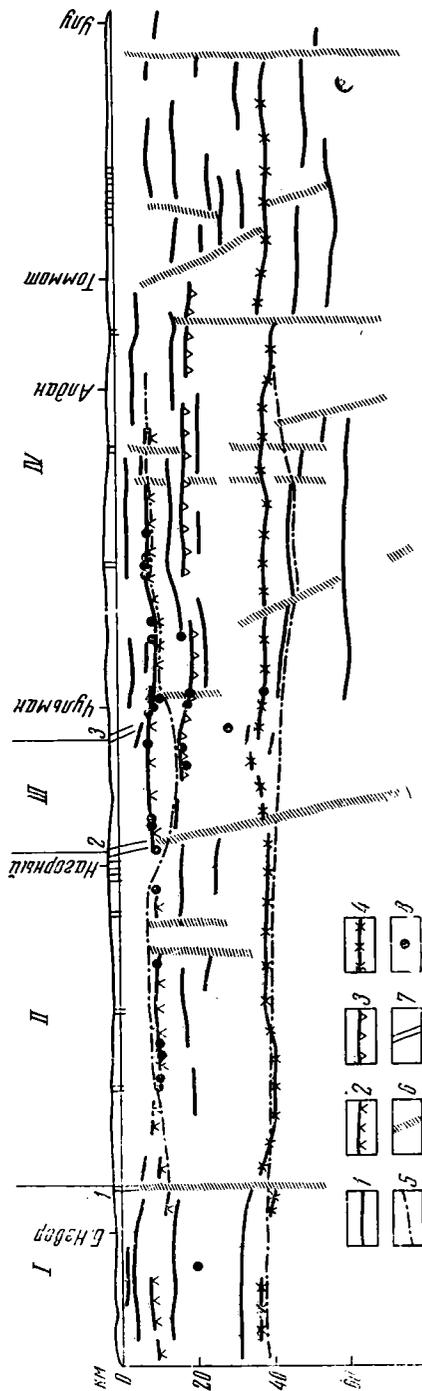


Рис. 2. Глубинный разрез по линии Джалинда — Невер — Алдан — Улу (по данным Н. К. Булина и др., 1972; Э. Н. Лишневого и др., 1968).
 1 — сейсмические границы интенсивных обменов; 2 — горизонт «Г» в «гранитном» слое по Н. К. Булину и др.; 3 — поверхность Конрада (В) по Н. К. Булину и др.; 4 — поверхность Мохоровичича (М) по Н. К. Булину и др.; 5 — границы раздела земной коры по Э. Н. Лишневскому; 6 — глубинные зоны разломов; 7 — зоны разломов на поверхности; 8 — эпицентры землетрясений, спроектированные на линию профиля из полосы шириной 100 км. Цифры под разрезом: I — Монголо-Охотская складчатая область, II — Джуджуро-Становая область, III — южная (внешняя часть) Алданского щита, IV — Алданский щит, 1 — Южно-Турингрский разлом, 1 — Становой разлом, 3 — Южно-Чульманский разлом

свидетельствует о приуроченности трогов к глубоким расколам коры, способствовавшим внедрению базальтоидных магм, и о большой роли горизонтальных движений в период их длительного развития: растяжение или продольные сдвиги (по схеме Муратова, 1971) и сжатие в заключительный этап.

Из всей гаммы пород трогового комплекса особый интерес представляют альпинотипные протрузии дунитов, которые тесно ассоциируют с интрузиями габброидов. Дуниты шовных структур (табл. 3) можно рас-

смагивать как взломанное и перемещенное по зонам разломов остаточное вещество ранних стадий дифференциации мантии. Именно такой генезис предполагает П. Дж. Уилли (1972) для альпинотипных протрузий ультраосновных пород подвижных складчатых поясов.

Габброиды и основные вулканиты трогового комплекса, вероятнее всего, характеризуют состав глубинных базальтоидов — продуктов дифференциации верхней мантии, внедрившихся по зонам разломов в позднем архее — раннем протерозое. И действительно, основные и ультраосновные породы трогового комплекса обнаруживают петрохимическое сходство с плагноклазовыми и гранатовыми амфиболитами из ксенолитов мезозойских щелочных интрузивов Алданского щита (см. табл. 3), изученных и описанных Н. А. Угрюмовым (1970). Н. А. Угрюмов убедительно доказывает, что эти ксенолиты являются отторженцами «базальтового» слоя, который подстигает интенсивно гранитизированные и метаморфизованные иенгскую и тимптоно-желтулинскую серии архея.

Для решения поставленных проблем большое значение имеет расшифровка глубинного строения региона. Для этого мы приведем геофизический материал, полученный по профилю Джалинда — Невер — Алдан — Улу, пересекающему весь интересующий нас регион (Булин и др., 1972; Лишнеvский и др., 1968).

На прилагаемом глубинном разрезе (рис. 2) отражены лишь главные сейсмические и гравиметрические границы; второстепенные же горизонты (их более 15) и некоторые зоны разломов не показаны.

К северу от Монголо-Охотской складчатой системы, в пределах выхода на поверхность докембрийских образований, можно выделить три области, отличающиеся типом глубинного строения.

Первая область заключена между Южно-Тукурингским и Становым глубинными разломами. В ее пределах развиты регрессивно метаморфизованные и гранитизированные образования катархея, раннепротерозойские и мезозойские гранитоиды. Глубинное строение этой области характеризуется наличием двух главных сейсмических границ интенсивных обменов. Первая граница на глубине 10—8 км, по мнению Н. К. Булина, расценивается как граница «Г» внутри гранито-гнейсового слоя, а вторая граница (40 км) — как поверхность Мохо ($V_p = 8,0$ км/сек). Отмечается ряд промежуточных неустойчивых и прерывистых границ обменов. По данным гравиметрических исследований выделяется граница между слоями различной плотности, которая практически совпадает с сейсмической границей «Г» и расценивается Э. Н. Лишнеvским как граница Конрада.

Вторая область на профиле ограничена наклонными субпараллельными зонами Станового и Южно-Чульманского разломов. Геологически она совпадает с южной, внешней частью Алданского щита, выходом катархейских пород курультино-гонамского комплекса и полосой гранулитозого метаморфизма высоких давлений. В пределах этой области фиксируется резкое погружение границы Конрада до 15—18 км, выше которой, на уровне 8 км, располагается граница интенсивных обменов. Обе границы — нижняя, гравиметрическая, и верхняя, сейсмическая, — сходятся в зонах указанных выше разломов, вырисовывая в разрезе линзу максимальной мощностью 10 км. Во второй области отмечается несовпадение границы Мохо по данным сейсмических (40—35 км) и гравиметрических (43—45 км) исследований.

Третья область — область развития иенгской и тимптоно-желтулинской серий архея Алданского щита. Здесь выделяются около 9 субпараллельных уровней интенсивных обменов, из которых три главных: горизонт «Г» (9—11 км), поверхности Конрада (18—20 км) и Мохо (40—42 км по данным сейсмических исследований, до 45—47 км по данным гравиметрии). Из промежуточных границ обращает на себя вни-

мание верхняя (до 6 км) граница, а также относительно большое количество глубинных, главным образом вертикальных, зон разломов.

Следует подчеркнуть, что глубинная геофизика фиксирует границы резких неоднородностей коры, поскольку к ним приурочено большинство гипоцентров современных землетрясений.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ

Не все выводы, излагаемые ниже, являются в равной мере убедительно доказанными; некоторые из них предварительные, поскольку основаны иногда на ограниченном фактическом материале. И все же, как нам кажется, предлагаемая интерпретация данных по тектонике и магматизму рассматриваемого региона может оказаться полезной для дальнейших геотектонических исследований как на Алданском щите, так и в других районах развития раннего докембрия.

Итак, на основе вышеизложенного предлагается следующая интерпретация материала.

1. Как показано выше, к древнейшему базитовому фундаменту отнесен курультино-гонамский комплекс катархея (4,5 млрд. лет) и его аналоги. Специфический химический состав этих образований, отвечающий толеитовым базальтам, ярко выраженное господство отрицательных кольцевых структур привело к мысли об отнесении нижней части курультино-гонамского комплекса к лунной стадии развития Земли (Глуховский, Павловский, 1973). Эта гипотеза гармонирует с известными предположениями М. В. Муратова (1971), также выделяющего лунную эру раннего существования земной коры, которая отличалась грандиозным развитием вулканических явлений.

Можно думать, что на ранних стадиях развития Земли в результате мощного и повсеместного притока энергии происходило фракционирование верхней мантии по принципу зонной плавки (Виноградов, 1962) на базальт и остаточное вещество — дунит или гарцбургит. Подобный механизм дифференциации считается реальным (Шейнманн, 1968, 1972; Дмитриев и др., 1972; Рингвуд и др., 1968). Сравнительный анализ химических составов лерцолита и пироксеновых сланцев (метабазальтов) показал ту же тенденцию изменения в содержании некоторых элементов, которая характерна для варианта перехода пиrolитовой модели верхней мантии в кору океанического типа (Шейнманн, 1972), т. е. в метабазалятах возрастает содержание Са, Ti, Al, Na, резко падает количество магния (см. табл. 1).

Мысль о том, что природные лерцолиты, дуниты и метабазаальты характеризуют единый ряд дифференциации, подтверждается комплементарностью их составов, что видно на диаграмме (рис. 3) с координатами $S-A$ (по В. Л. Барсукову и Л. В. Дмитриеву, 1972), где $S = SiO_2 - (MgO + Fe_2O_3 + FeO + MnO + TiO_2)$; $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$. С помощью такой диаграммы была доказана комплементарность океанических гипербазитов и базальтов (Дмитриев и др., 1972).

Обращает на себя внимание тот факт, что метабазаальты занимают промежуточное положение между базальтами и эклогитами, представляя собой переходный тип пород в метаморфическом ряду базальты — эклогиты.

Анализ парагенетических ассоциаций породообразующих минералов и физических свойств природного лерцолита, а также состава метабазаальтов, близкого океаническому толеиту, показывает, что глубина магмоотделения находилась, вероятно, на уровне 15—35 км (Грин и Рингвуд, 1972; Рингвуд, 1972).

Таким образом, предполагается, что первичная кора океанического типа (или базальтовый фундамент) отличалась относительно малой мощностью. Предполагается также, что горизонтальные геофизические

границы разделов, фиксирующие неоднородности строения коры, маркируют собой уровни магмоотделения в различные эпохи тектогенеза. Так, первая граница раздела — сквозная для всех областей региона (от 8—11 до 15—18 км) — соответствует уровню фракционирования базальтоидов в катархее; вторая граница (18—20 км), зафиксированная главным образом в третьей области (Алданский щит), соответствует уровню магмоотделения в архее, и третья граница (Мохо), так же как

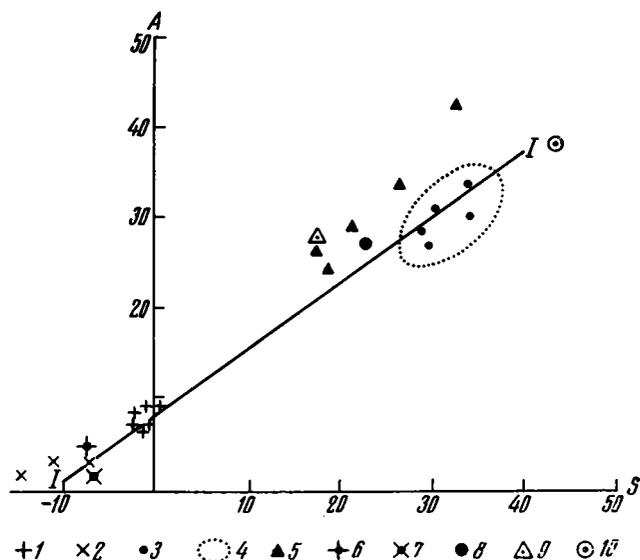


Рис. 3. Диаграмма S—A составов «пиролитов», лерцолитов, ультрабазитов, базальтов, metabазальтов, эклогитов и анортозитов. 1—5 — точки по данным В. Л. Барсукова и Л. В. Дмитриева (1972): 1 — пиролиты, лерцолиты; 2 — дуниты, гарцбургиты; 3 — базальты; 4 — поле базальтов; 5 — эклогиты. 6—10 — точки по данным табл. 1—4: 6 — лерцолиты; 7 — дуниты; 8 — metabазальты; 9 — эклогиты; 10 — анортозиты. Линия 1—1 — комплементарность в ряду пород срединных океанических хребтов: лерцолит-базальт-гарцбургит (по В. Л. Барсукову и Л. В. Дмитриеву, 1972)

первая, сквозная, соответствует уровню магмоотделения в раннем протерозое. К этим уровням могут быть приурочены глубинные слои или линзообразные залежи остаточного вещества — дунита. Такие линзы фиксируются на первом и последнем уровнях, где они ограничены двумя сходящимися поверхностями разделов, установленными по данным гравиметрических и сейсмических исследований (рис. 4).

2. Исходя из изложенного выше, можно думать, что современное заполнение «базальтового» слоя, состоящего из плагиоклазовых и гранатовых амфиболитов, создано в результате суммарного эффекта (архей — ранний протерозой) дифференциации верхней мантии, а его наращивание происходило сверху вниз, по мере перемещения глубины магмоотделения. Именно с этим явлением можно связать затухание основного вулканизма и магматизма и понижение степени регионального метаморфизма во времени. Широкие площади терригенно-вулканогенных образований и гранулитовый метаморфизм в архее; офиолитовый магматизм в узких шовных структурах и среднетемпературный метаморфизм в раннем протерозое.

3. Многие факты, приведенные выше, в том числе и небольшая глубина первого уровня магмоотделения, свидетельствуют о незначитель-

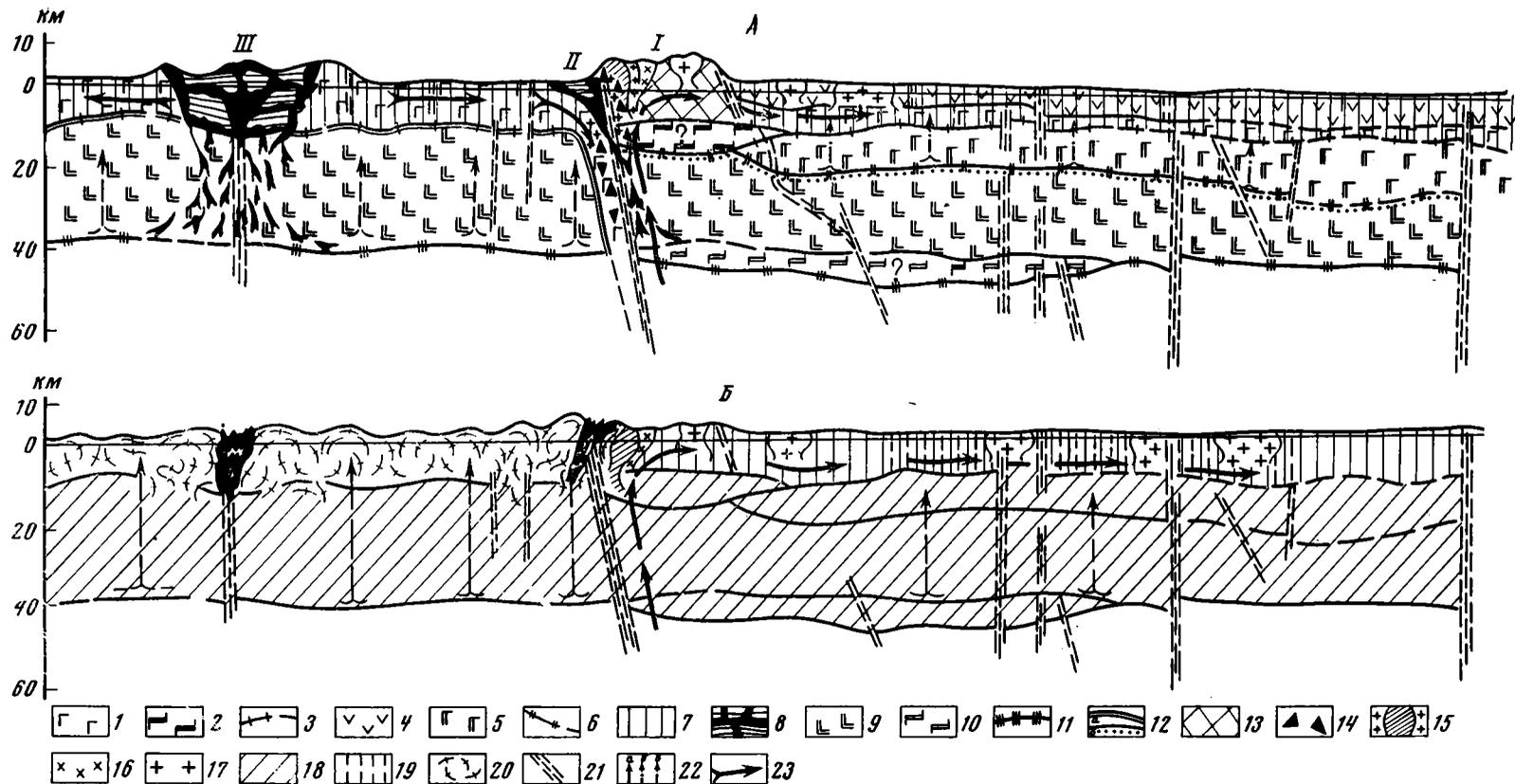


Рис. 4. Схемы развития тектоно-магматических процессов раннего докембрия Алданского щита. А — для катархея, архея и раннего протерозоя, Б — для конца раннего протерозоя.

Катархейский этап: 1 — базитовый фундамент; 2 — линза остаточного дунита; 3 — подошва базитового фундамента — первый уровень магноотделения. Архейский этап: 4 — терригенно-вулканогенный комплекс архея; 5 — «базальтовый» слой; 6 — подошва «базальтового» слоя — второй уровень магноотделения; 7 — метаморфический слой гранулитовой фации метаморфизма умеренных и повышенных давлений. Позднеархейский — раннепротерозойский этап: 8 — раббронды и терригенно-вулканогенные образования трогов и пра-Станового офиолитового пояса; 9 — «базальтовый» слой; 10 — линза остаточного дунита; 11 — подошва «базальтового» слоя — третий уровень магноотделения; 12 — а — верхняя граница астеносферы коры океанического типа и б — граница Мохо коры материкового типа в период растяжения и сжатия; 13 — область высоких давлений и температура в зоне сжатия; 14 — эклогиты; 15 — анорто-

зиты и анортотизированные породы; 16 — сиениты, мангериты, чарнокиты; 17 — аляскиты и щелочные гранитоиды; 18 — «базальтовый» слой суммарный; 19 — зоны регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации; 20 — слой гранито-гнейсов в областях плагιοгранитизации. Прочие обозначения: 21 — глубинные тектонические зоны; 22 — направление движения трансмагматических потоков: а — глубинных — богатых калием. Богатых натрием за счет дифференциации глубинных базальтоидов; б — архейских и в — раннепротерозойских этапов; 23 — направление движения плиты от зоны растяжения. Цифры над разрезом: I — пояс вулканических гор над зоной предполагаемого тектонофера, II — желоб пра-Станового офиолитового пояса над зоной растяжения Тукурингрского трога

ном (первые километры) постаршейском эрозионном срезе региона. Вместе с тем во внешней части Алданского щита обнажаются породы, испытавшие колоссальные термодинамические нагрузки, соответствующие глубинам 40—60 км и более. Подобный феномен можно объяснить лишь сжатием широкого и протяженного участка древней структуры, соответствующей области метаморфизма высоких давлений (см. рис. 1).

В результате сжатия и уплотнения базальтоидных пород происходит их частичное фракционное плавление с выпадением плотного остатка в виде эклогита и более легкоплавкого дифференциата — породы известково-щелочного ряда (Рингвуд, Грин, 1968; Грин, Рингвуд, 1968). Анализ пространственного размещения эклогитоподобных пород и эклогитов, а также анортозитов привел к мысли о тесной генетической связи между ними. Анортозиты, относящиеся к классу пород известково-щелочного ряда, приуроченные к области высоких давлений, возникли, вероятнее всего, в результате фракционного плавления при переходе metabазальтов в эклогиты. Это подтверждается элементарным пересчетом химических составов анортозитов и эклогитов из расчета 20% выплавки при эклогитизации базальтов (Лутц, 1970). В результате мы должны получить состав, близкий к исходным metabазальтам, что и иллюстрирует табл. 4. Кроме того, отмечается

Таблица 4

Химические составы анортозитов, эклогитов, расчетного и природного metabазальтов.

Окисел	1	2	3	4	Окисел	1	2	3	4
SiO ₂	53,39	45,28	46,90	47,48	MgO	3,65	12,16	9,24	9,71
TiO ₂	0,20	1,09	0,91	1,08	CaO	9,88	13,75	12,98	9,35
Al ₂ O ₃	23,50	12,07	14,36	15,53	Na ₂ O	4,45	0,87	1,59	1,73
Fe ₂ O ₃	3,42	2,62	2,78	2,41	K ₂ O	0,42	0,10	0,16	0,39
FeO	2,49	11,30	9,54	10,65	Средняя плотность, г/см ³	2,73	3,27	—	2,98
MnO	0,08	0,25	0,20	0,37					

Примечание. 1 — анортозиты Каларского массива (среднее из 6 проб); 2 — эклогиты р. Алгомы (3 пробы); 3 — расчетный состав metabазальтов (20% состава анортозита и 80% состава эклогита); 4 — metabазальты р. Сутам (13 проб).

комплементарность среднего состава анортозитов, эклогитов и metabазальтов, т. е. всех пород предполагаемого ряда дифференциации (см. рис. 3).

Таким образом, условия высоких давлений и температур во внешней зоне Алданского щита были созданы в результате интенсивнейшего сжатия, приведшего к соответствующему метаморфизму пород, эклогитизации, метасоматической анортозитизации и перестройке первичных кольцевых структур катархей в эллипсоидные с субширотной осью, перпендикулярной направлению максимального напряжения. Фронтальная зона стресса фиксируется в настоящее время на поверхности широкой (до 20 км) полосой тектонических сланцев (диафориты зоны Станового разлома). Геофизически эта зона выражена наклонной сейсмической границей раздела (см. рис. 2), а также гравитационной ступенью и линейными магнитными аномалиями.

4. Зона тектонического сжатия компенсировала растяжение на противоположном фланге крупной региональной структуры. Предполагается, что главная ось растяжения располагалась на месте современного Тукурингрского трога (Южно-Тукурингрский разлом). В системе разломов, перпендикулярных или диагональных к главной оси растяжения, происходили сдвиги, в результате чего была образована, в частности, субмеридиональная система трогов западной части Алданско-

го щита. Особое положение занимают субширотные шовные структуры, приуроченные к Становому глубинному разлому, т. е. к фронтальной зоне сжатия. К таковым относятся Каларская, Чульманская, Алгоминская структуры. По всей вероятности, они являются реликтами более протяженной шовной структуры — клинообразного желоба, выполненного позднеархейскими — раннепротерозойскими терригенно-вулканическими образованиями и габброидами глубоких горизонтов (пра-Становой офиолитовый пояс). Цепочка последних прослеживается на всем протяжении Станового шва в пределах предполагаемых границ офиолитового пояса (см. рис. 1).

Рассмотрим эволюцию тектоники и магматизма раннего докембрия в свете поставленных выше проблем.

В катархее (или в лунную стадию) была создана первичная, относительно тонкая кора океанического типа, характеризующаяся на поверхности ландшафтом, подобным лунному; наравне с поясами вулканических гор, гребней или кряжей существовали плато, впадины и т. д. Предполагается, что пояса вулканических гор располагались вдоль южной, внешней части и на западе Алданского щита, там, где картируются кольцевые структуры (Глуховский, Павловский, 1973). Наличие наклонных глубинных тектонических зон, ограничивающих южный пояс, может свидетельствовать о существовании древнейшего тектонофера (по Ю. М. Шейнманну), по которому происходил подъем «легкого дифференциата», зародившегося на границе ядра и нижней мантии (Шейнманн, 1968, 1970). Прогибание геофизических границ этой области может быть связано как с изостазией под поясом вулканических гор, так и с формированием линзы остаточного вещества (дунита). Пояса вулканических гор, трассирующие древнейшие тектоноферы, расчленили Алданский щит на зоны, характеризующиеся впоследствии своим стилем тектонического развития (Чарско-Олекминскую, Джугджуро-Становую Центральную части Алданского щита и т. д.).

Второй, архейский, этап развития связан с дифференциацией вещества Земли на более глубоком уровне, соответствующем современному положению сейсмической границы Конрада. В неориентированных бассейнах седиментации этого этапа (нуклеарная стадия) на базитовом фундаменте происходило накопление хомогенных кварцитов и высокоглиноземистых пород, залегающих в основании иенгрской серии, терригенно-вулканических и частью карбонатных отложений иенгрской, чарской и тимптоно-желтулинской серий. Эти процессы седиментации и площадного базальтоидного вулканизма начались примерно 3600—3700 млн. лет тому назад (радиологический возраст мраморов иенгрской серии 3150 ± 400 млн. лет — Михайлов, Левченков, 1971) и охватывали значительные пространства к северу от южного пояса вулканических гор. Подтверждением этой гипотезы служит наличие четкой сейсмической границы на уровне 18—20 км (уровень магноотделения) в указанной области, а также одной из границ обмена на глубине 5—6 км, маркирующей, по мнению В. В. Еловских (1966), поверхность базитового фундамента.

В области, расположенной к югу от пояса вулканических гор (Становой хребет), осадконакопление и вулканизм имели место в ограниченных масштабах, что подтверждается отсутствием четких геофизических границ (уровней магноотделения) на глубине 20—25 км.

Высокое положение астеносферы в катархее и архее способствовало интенсивному прогреву верхней оболочки и ее региональному метаморфизму в условиях гранулитовой фации. При этом в области широкого проявления вулканизма и седиментации происходила также высокотемпературная плагиогранитизация архейских толщ в результате продолжающегося формирования и дифференциации архейского «базальтового» слоя (первая эпоха диастрофизма, по Ю. К. Дзевановскому и

Н. Г. Судовикову). В итоге были образованы крупные гранит-гнейсовые кольцевые и куполовидные структуры (Судовиков и др., 1962).

Таким образом, к концу архея были сформированы две области с различным строением литосферы: область океанического типа к югу от пояса вулканических гор, представляющая собой 10—15-километровую плиту метабазальтов со средней плотностью пород после регионального метаморфизма $2,9—3,05 \text{ г/см}^3$, и область материкового типа с мощностью коры более 25 км, состоящая из метаморфизованных базальтового и менее плотного осадочно-вулканогенного слоев (средняя плотность $2,8 \text{ г/см}^3$ — Еловских, 1966).

Не исключено, что еще в архее в области коры океанического типа начался процесс растяжения от главной оси (Южно-Турурингрский разлом), связанный с подъемом легкого дифференциата из более глубоких горизонтов Земли. При этом главная зона сжатия, компенсирующая растяжение, располагалась на границе двух плит — океанического и материкового типов. Горизонтальное перемещение литосферной плиты океанического типа проходило по астеносферному слою, верхняя граница которого соответствовала современному уровню геофизической границы «Г». В материковой области поверхность Мохо располагалась на современном уровне границы Конрада.

В процессе предполагаемого сдавливания двух плит и погружения литосферы по наклонной зоне реализовались условия колоссальных давлений (от 10—12 до 17—22 кбар) и высоких температур, способствовавших, как было указано выше, метаморфизму сугамской фации, перестройке первичных кольцевых структур, эклогитизации метабазальтов и формированию метасоматических анортозитов в относительно протяженном и широком поясе, субпараллельном главной оси растяжения.

Погружение литосферы по наклонной зоне вызвало встречные потоки ювенильных растворов как восстановительного водородного состава (способствовавших выплавлению анортозитовой магмы), так и обогащенных калием и сопутствующих ему элементов. Эти потоки, поднимаясь, могли распространяться по латерали в сторону материка. По-видимому, с наличием таких трансмагматических потоков связано образование высокотемпературных мангеритов и чарнокитов в непосредственной близости от анортозитов, а также белых аляскитов изофациальных гранулитовой фации. По мере движения трансмагматических растворов по латерали, в глубь Алданского щита, происходило их обогащение железом, магнием и кальцием за счет боковых пород, падение температуры растворов. Этим можно также объяснить омоложение возраста аляскитов в этом же направлении и приуроченность проявлений Fe—Mg—Ca-метасоматоза амфиболитовой фации к центральному и северным частям Алданского щита.

В позднем архее — раннем протерозое в связи с новым повсеместным притоком глубинного тепла начался процесс выплавления базальтоидных магм из вещества верхней мантии на уровне, соответствующем современному положению границы Мохо. Выход базальтоидных магм на поверхность осуществлялся теперь только по узким линейным зонам растяжения, сдвигов и желобу — вдоль фронтальной зоны сжатия. С дифференциацией глубинных базальтоидов этого этапа связаны площадные потоки трансмагматических растворов, обогащенных натрием. Особенно широко плагиогранитизация этого этапа проявилась в районах развития позднеархейских — раннепротерозойских трогов и желоба, в межтроговых пространствах. Большая по сравнению с архейской глубина магмоотделения предопределила среднетемпературные условия метаморфизма (прогрессивного в трогах и регрессивного на площадях развития гранулитовых комплексов).

В раннем протерозое по глубинной зоне Станового разлома продолжали поступать ювенильные растворы, обогащенные калием. С этими

порциями растворов, распространявшихся по латерали к северу от зоны сжатия и характеризовавшихся высокой активностью щелочей, связано формирование многофазного комплекса раннепротерозойских редкометальных гранитоидов Чарско-Олекминской и Батомгской зон. Ведущую роль в их пространственном размещении сыграли зоны повышенной магматической проницаемости, субпараллельные направлению трогов.

Предполагается, что движение рассматриваемых литосферных плит (растяжение и сжатие) завершалось в условиях мелководного бассейна. Палеотектоническая реконструкция позволяет наметить границы этого бассейна, охватывающего всю зону Становика — Джугджура, западную и восточную части Алданского щита, где к концу раннего протерозоя, по-видимому, господствовал протоплатформенный режим (Глуховский и др., 1972). В заключительные этапы этого режима в результате гранитизации и связанной с ней гравитационной дифференциации в межтроговых пространствах, в основании и по периферии протоплатформенного прогиба возникли крупные положительные структуры гранито-гнейсовых куполов, валов и т. д. Произошло деформирование протоплатформенного чехла, постепенное сдавливание трогов, в результате чего была сформирована их современная структура чешуйчатых моноклиналей и сжатых синклиналей.

В результате архейской — раннепротерозойской гранитизации произошла полная переработка пород верхних частей литосферы и превращение древнейшей коры океанического и материкового типа в современную континентальную кору с гранито-гнейсовым и «базальтовым» слоями. Необходимо подчеркнуть чрезвычайную длительность и многостадийность процесса растяжения и компенсационного сжатия (архей — нижний протерозой) и связанного с ним магматизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из изложенного выше, для решения перечисленных проблем тектоники и магматизма раннего докембрия мы обратились к концепции «тектоники плит», выдвинутой рядом зарубежных исследователей. Идеи «тектоники плит» были подвергнуты тщательному анализу и критике со стороны ведущих советских тектонистов (В. В. Белоусов, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровский, П. Н. Кропоткин, Ю. М. Шейнманн, В. Е. Хаин, Л. П. Зоненшайн и др.). По мнению В. Е. Хаина (1972), часть положений «тектоники плит» не вызывает существенных возражений и по степени своей аргументированности может считаться достаточно доказанной. Эти положения следующие: 1) о разделении тектоносферы на два слоя: относительно жесткую литосферу и подстилающую высокопластичную астеносферу; 2) об относительных перемещениях (раздвиги, надвиги, сдвиги) плит литосферы одна относительно другой; 3) о подъеме разогретого материала в ослабленных осевых зонах, дающего на поверхности базальтовые излияния, а в нижних частях — внедрение габбро и гипербазитов; 4) о существовании и сопряженности зон растяжения и сжатия (расширение компенсируется сжатием).

Применение концепций «тектоники плит» к решению основных проблем строения и развития земной коры в раннем докембрии позволило установить взаимосвязь процессов в главных тектонически активных зонах растяжения и сжатия, увязать данные поверхностной и глубинной геологии, объяснить особенности размещения различных типов магматических и метасоматических комплексов во времени и пространстве и т. д.

Заманчивым представляется сравнение зоны растяжения Тукурингского трога со структурой срединно-океанических хребтов, а перпендикулярной к зоне растяжения системы сдвигов, контролирующей разме-

щение трогов,— с трансформными разломами. Пра-Становой офиолитовый пояс обнаруживает сходство с офиолитовыми клиньями и желобами кордильерского типа ортотектонического орогена по Дьюи и др., (Зоненшайн, 1972), располагающимися над зоной Беньофа. Известково-щелочной магматизм окраин континентов и островных дуг в раннем докембрии, в силу специфики его развития, в зонах сжатия и метаморфизма высоких давлений представлен анортозитами. Специфичным для раннего докембрия является также формирование тонкой первичной (катархейской) океанической коры не в узких зонах растяжения, а по всей поверхности, в виде сплошного базальтоидного покрова, среди которого могли выступать пояса «вулканических гор» (лунная стадия); создание первичных «материков» за счет дезинтеграции базальтового ложа и накопления осадочно-вулканогенных толщ в неориентированных бассейнах седиментации (нуклеарная стадия); высокотемпературный метаморфизм в катархее и архее, связанный с высоким положением астеносферы; миграция границ магноотделения сверху вниз и соответствующее наращивание «базальтового» слоя земной коры.

Автор глубоко признателен Е. В. Павловскому, Ю. М. Шейнманну, Л. П. Зоненшайну, А. Л. Ставцеву и В. Б. Агентову за ценные советы и рекомендации, учтенные при подготовке статьи к печати.

Литература

- Архангельская В. В. Щелочной магматизм и тектоника северной части Байкальской горной области.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Баженова Г. Н. Петрология Каларского массива анортозитов. Автореф. канд. дис. Политехнический ин-т, Иркутск, 1967.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли, как возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12.
- Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эглиц Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным.— Сов. геология, 1972, № 10.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
- Глуховский М. З. О нуклеарной и протогеосинклинальной стадиях развития архея юго-западной части Алданского щита.— В кн. «Вопросы региональной геологии». «Недра», 1971.
- Глуховский М. З., Ставцев А. Л., Коген В. С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних этапов развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн. «Петрология верхней мантии». «Мир», 1968.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн. «Петрология верхней мантии». «Мир», 1968.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн. «Земная кора и верхняя мантия». «Мир», 1972.
- Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
- Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии.— Геохимия, 1972, № 10.
- Еловских В. В. Закономерности формирования и развития земной коры Якутии.— В кн. «Материалы по геологии и полезн. ископ. Якутской АССР», вып. XV. Якутское книжн. изд-во, 1966.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. «Недра», 1972.
- Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита.— В кн: «Метаморфические пояса СССР». «Наука», 1971.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн. «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». «Наука», 1972.
- Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии.— В кн. «Земная кора и верхняя мантия». «Мир», 1972.
- Лишневский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Г. А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным.— Сов. геология, 1968, № 7.

- Лутц Б. Г. Минеральные превращения в нижних частях земной коры и верхней мантии.— В кн. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». «Наука», 1970.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. «Наука», 1965.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. «Недра», 1971.
- Михайлов Д. А., Левченко О. А. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe—Mg—Ca-метасоматоза в докембрии Алдана.— В кн. «Метаморфические пояса СССР». «Наука», 1971.
- Муратов М. В. Ранние эры в истории Земли.— Природа, 1971, № 1.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5.
- Наливкина Э. Б. Офиолитовые формации докембрия и базальтовый слой континентов.— В кн. «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». «Наука», 1972.
- Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. «Наука», 1970.
- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии.— В кн. «Петрология верхней мантии». «Мир», 1968.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн. «Петрология верхней мантии». «Мир», 1968.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн. «Земная кора и верхняя мантия». «Мир», 1972.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неглов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. «Наука», 1965.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. «Недра», 1966.
- Угерюмов А. Н. О составе глубинных зон земной коры Алданского щита.— В кн. «Тектоника Сибири». Т. III. «Тектоника Сибирской платформы». «Наука», 1969.
- Уилли П. Дж. Ультрасосновые пояса.— В кн. «Земная кора и верхняя мантия». «Мир», 1972.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутск. ун-та. Сер. геол., 1951, вып. 2.
- Хаин В. Е. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Различия материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли.— Геотектоника, 1972, № 6.

Всесоюзное научно-производственное объединение
«Аэрогеология»

Статья поступила
28 марта 1973 г.

УДК 551.243.4(470.22)

В. С. ВОЙТОВИЧ

**НАДВИГИ И БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ
КАРЕЛИИ**

Описаны надвиги, которые часто ограничивают блоки, тектонические клинья и чешуи среднепротерозойских отложений среди более древних образований. Такого рода дислокации, к которым приурочены тела магматических пород, — меланж, гидротермальные образования и оруденения часто характерны для глубинных зон сочленения мегаблоков Балтийского щита, что важно учитывать при изучении их структуры, стратиграфии, магматизма и металлогении.

Структурные особенности отдельных частей Балтийского щита определяются широким развитием надвигов и других дислокаций, свидетельствующих о значительной роли тангенциальных тектонических движений при их формировании (Вяюрюнен, 1959; Новикова, 1972; Петров, 1970, и др.).

Автором в северо-восточной Карелии изучены надвиги, которые местами ограничивают блоки, тектонические клинья, чешуи и покровы. Такого рода дислокации, по-видимому, могут быть выявлены во многих районах Карелии и Кольского полуострова, что важно учитывать при геологических и металлогенических исследованиях и поисках полезных ископаемых.

Надвиги и сопряженные с ними структуры исследовались в районе озер Шомбозеро — Гайколя — Саповара, гряды Железные ворота — поселков Машозеро — Лехта и озера Куолаярви; местами они подтверждены данными бурения Северной и Карельской комплексной геолого-разведочной экспедиций.

В пределы рассматриваемой территории (рис. 1) прослеживаются крупнейшие тектонические единицы (мегаблоки) Балтийского щита: карелиды, беломориды и свекофениды. В строении карелид выделяются гранито-гнейсовый комплекс архея, местами архея — низов протерозоя и протерозойские супракрустальные образования в составе лопского и сумского отделов нижнего протерозоя, нижнего — среднего протерозоя¹, сариолийского и ятулийского отделов среднего протерозоя; особенности их состава, метаморфизма и характера дислоцированности рассмотрены в ряде работ (Кратц, 1963; Новикова, 1972; Проблемы геологии..., 1972; Харитонов, 1966, и др.).

Надвиги и блоковые структуры района озер Шомбозеро-Гайколя — Саповара разбурены по нескольким профилям (рис. 1, 2). Здесь просле-

¹ К нерасчлененным ниже-среднепротерозойским сумий-сариолийским отложениям в последнее время рядом исследователей (Проблемы геологии..., 1972 и др.) отнесена, в частности, гайкольская свита, выделенная Т. И. Амоновой в 1968 г. в районе озер Гайколя — Пайве, где она вскрыта по буровому профилю. Основание свиты не разбурено, в ее составе преобладают слабометаморфизованные, частью флишиодные, тонкопереслаивающиеся метапесчаники, туфопесчаники, туфы, сланцы и туфосланцы, в том числе обогащенные хлоритом и углеродистым веществом. Аналогичные туфогенно-осадочные отложения развиты и на других участках, в частности в обнажениях у сел. Бороваракка вдоль автотрассы, где среди них присутствуют прослои зеленокаменных вулканитов и обычные для сариолия валунно-галечные полимиктовые конгломераты.

живаются многочисленные разрывные нарушения северо-западного направления, наиболее крупные из которых (*Шонгский, Гайкольский и Кепареченский разломы*) характеризуются глубоким заложением. К ним приурочены гипербазиты и базиты. Вдоль Шонгского разлома установлена зона градиентов гравитационного поля на переходе от положительных к отрицательным аномалиям.

Над Гайкольским разломом наблюдаются резкие положительные аномалии магнитного поля (до 20 мэ) и силы тяжести в редукции Буге, которые скорее всего соответствуют телам гипербазитов. Вдоль перечисленных и ряда других разрывных нарушений часто развиты интрузивные и гидротермальные образования, над которыми устанавливаются аномалии электропроводимости и вертикальной составляющей магнитного поля.

Разрывные нарушения характеризуются наклонами сместителей к юго-западу, иногда пологими, близкими к горизонтальным. Так, в зоне Кепареченского разлома тремя скважинами (рис. 2, скв. 7, 8, 15) разбурены пологие надвиги, ограничивающие узкий блок ятулия среди нижнепротерозойской — лопской парандовской серии. Последняя представлена темно-серыми до черных и зеленовато-серыми тонкослоистыми амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и слюдисто-хлоритовыми сланцами; в составе ятулия развиты слабометаморфизованные светло-серые кварцито-песчаники, реже филлитовидные сланцы и карбонатные породы. Вдоль плоскостей надвигов вскрыты пологие силлы габбро-диабазов мощностью в единицы и десятки метров. Надвиг, по которому нижнепротерозойские сланцы надвинуты на ятулий, пересечен двумя скважинами и залегает почти горизонтально. К нему приурочены красно-бурые тектонические брекчии мощностью до 13 м, состоящие из притертых, часто линзовидных включений нижнепротерозойских сланцев и неправильной формы обломков кварцито-песчаников ятулия. Размеры обломков изменяются в широких пределах; в брекчии наблюдаются оторженцы этих же пород мощностью до 0,7—0,8 м. Кварцито-песчаники обломков брекчии раздроблены мелкими трещинками и содержат давленные зерна кварца с волнистым угасанием. Заполняющая масса брекчии глиноподобная, «мыльная» на ощупь, со значительным количеством ожелезненного серпентинита и карбоната.

Между Гайкольским и Кепареченским разломами над плоскостью пологого надвига разбурено беспорядочное чередование глыб и блоков размером от 0,5—2 до 20—30 м по оси скважины (рис. 2, скв. 6); в их пределах наблюдаются характерные для гайкольской свиты темно-серые и зелено-серые тонкополосчатые сланцы, туфосланцы и туфопесчаники, ятулийские светло-серые кварцито-песчаники, черные биотитовые сланцы, возможно, парандовской серии и пироксениты. Протерозойские отложения в разных блоках и глыбах характеризуются различными направлениями и углами наклона слоев. Плоскости тектонических контактов прослеживаются в разных направлениях и выражены зонами дробления и тонкорассланцованных милонитов, часто существенно серпентинитовых по составу, иногда с кварцевыми и кварц-эпидотовыми жилами. В целом наблюдается пестрая глыбово-блоковая тектоническая смесь типа полимиктового меланжа в понимании А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, А. С. Перфильева и др. (Пейве и др., 1971).

Вдоль Гайкольского разлома прослеживаются мощные зоны рассланцевания и тела гипербазитов и габброидов с медно-никелевым оруденением. Местами наблюдаются фрагменты дифференцированных интрузий, по-видимому, испытавших дробление и смещения и как бы «впаянных» в более поздние габброиды (рис. 2, I_{1, 2}). Эти данные и тектоническая смесь, вскрытая бурением, могут свидетельствовать о значительном распространении в рассматриваемом районе дислокаций типа меланжа.

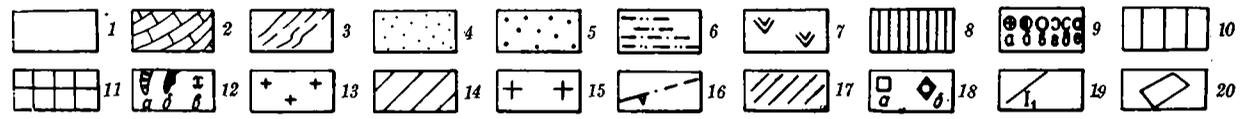
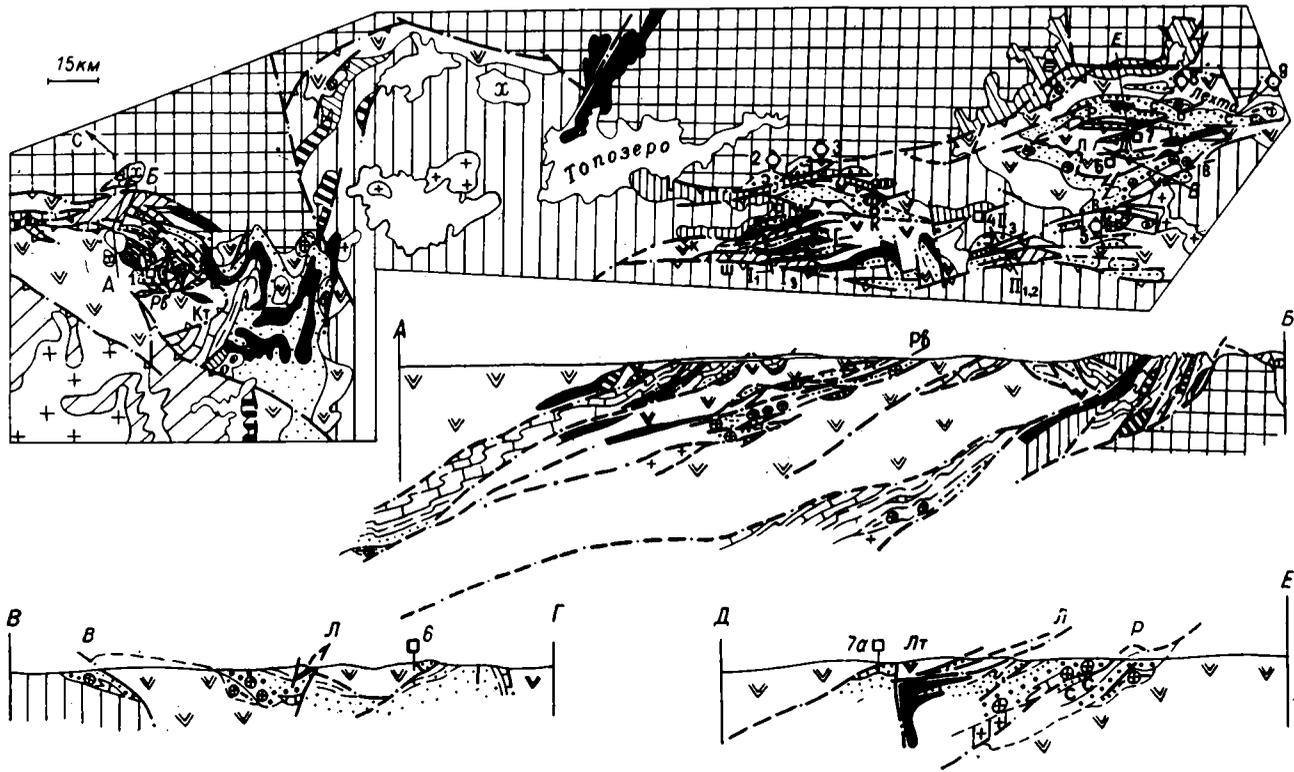


Рис. 1. Схема геологического строения и надвигов северо-восточной Карелии

1 — Четвертичные отложения, в том числе озер.
Карелиды и беломориды. 2—9 — протерозойские супракрустальные образования карелид: 2—6 — слабометаморфизованные осадочные и туфогенно-осадочные отложения: 2—5 — ятулий, терригенные и терригенно-карбонатные отложения (2 — карбонатные породы, 3 — сланцы, частью обогащенные углеродистым веществом, 4 — кварцито-песчаники и кварциты, 5 — гравелиты и гравийные песчаники); 6 — сариолий и сумий — сариолий, туфогенно-осадочные, частью флишоидные и молассоидные отложения (туфосланцы, туфопесчаники и конгломераты, местами обогащенные углеродом и хлоритом); 7 — зеленокаменные вулканы преимущественно сумия, частью более молодые (метаспорфириты; метамандельштейны, лавобрекчии, туфы, туффиты, зеленые сланцы, местами с кислыми эффузивами); 8 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения лопия (амфибол-слюдистые, высокоглиноземистые сланцы, кварциты, гнейсы); 9 — протерозойские конгломераты: полимиктовые преимущественно аркозовые (а) и с преобладанием обломков вулканитов (б), кварцевые (в), кварцевые сульфидосодержащие (г), магнетит-гематитовые (д) и обогащенные сульфидами и минералами окислов железа (е); 10—11 гранито-гнейсовый комплекс архея, местами архея — раннего протерозоя карелид (10) и беломорид (11); 12 — интрузии ультраосновного (а), основного (б) и щелочно-ультраосновного (в) состава; 13 — поздние нижнепротерозойские гранитоиды, прорывающие вулканиты сумия.
Свекофениды. 14 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения нижнего протерозоя; 15 — свекофенские гранитоиды.
 16 — разломы, треугольниками обозначены наклоны сместителей; 17 — зоны мелких блоков и меланжа; 18 — проявления полезных ископаемых: а — в жилах и жильно-штокверковых зонах, б — в кварцито-конгломератах, преимущественно осадочно-метаморфогенные; 19 — разбуренные профили; 20 — врезки изученных участков (1 — район озера Хоснярви — Роваярви, 3 — южного побережья оз. Шомбозеро, 5 — гряды Железные ворота). Буквами на схеме и разрезах обозначены разломы: Рв — Роваярвинский, Ш — Шонгский, Г — Гайкольский, К — Кепареченский, В — Ватулминский, Л — Лехтинский; Лт — Летегубский, Р — Риговаракский; цифрами — проявления полезных ископаемых: 1 — Куоляярвинские, 2 — Шуоярви, 3 — на юго-западном берегу оз. Шомбозеро, 4 — Ширкоярви, 5 — у гряды Железные ворота — оз. Нигалма, 6 — Вильямлаби, 7 — Шуезерское, 7А — Верхнее Шуезерское, 8 — Риговаракское, 9 — у сел. Бороваракка.

Зона Шонгского разлома наиболее детально разбурена близ оз. Саповара, где устанавливаются узкие блоки и клинья терригенных и терригенно-карбонатных отложений ятулия, зажатых по надвигам и взбросам, иногда близким к межпластовым (рис. 2, II_{1, 2, 3}). Вдоль некоторых разрывных нарушений на значительную глубину сформировались линейные коры выветривания, выраженные дезинтегрированными рыхлыми породами по брекчиям и милонитам, обохренными гидроокислами железа. В разных блоках наблюдаются фрагменты разреза ятулийских отложений: местами по разломам перекрыта нижняя часть ятулия с преобладанием плохо сортированных грубозернистых до гравийных кварцито-песчаников с прослоями кварцевых конгломератов, в других блоках наблюдаются вышележащие ятулийские отложения, преимущественно кварцито-песчаники, кварциты, сланцы, карбонатные породы. Некоторые блоки имеют характер маломощных полого лежащих пластин. Развитые в одной из них (рис. 2, скв. 20 и 20а) карбонатсодержащие песчаники и филлитовидные сланцы с пропластками карбонатных пород почти нацело брекчированы, частью гематитизированы и обохрены гидроокислами железа, местами они дезинтегрированы и превращены в рыхлую песчано-глинистую массу или разбиты на мелкие беспорядочно расположенные блоки; к плоскостям надвигов, зажимающих пластину, иногда приурочены пологие почти горизонтальные кварцевые жилы мощностью до 2 м.

На юго-западном берегу оз. Шомбозеро прослежены узкие чешуи ятулийских кварцито-песчаников среди архейских и нижнепротерозойских образований (рис. 3). В одном из блоков наблюдается близкая к изоклиальной синклиналь, оба крыла которой и ограничивающие ее плоскости надвигов полого, под углами около 15—30°, наклонены к юго-западу. У северо-восточного ограничения блока оконтурен тектонический отторженец ятулийских песчаников и конгломератов, перекрывающий нижнепротерозойские амфиболиты в виде покровного «лоскута».

Рис. 2. Надвиги и блоковые структуры по разбуренным профилям (расположение профилей см. на рис. 1). I_1 — Буровой профиль у озер Гайколя — Пайве; I_2 — его детализация по скважинам 7, 8, 15 и зона пологого надвига в скважине 7; I_3 — профиль через Гайкольский массив гипербазитов; II_1 — схематизированный профиль у оз. Саповара — р. Шоба по данным бурения ряда скважин; II_2 — детали пересечения полого залегающей тектонической пластины ятулийских терригенно-карбонатных отложений по скважинам 20 и 20а, II_3 — профиль в 7 км к востоку от р. Шоба (с использованием данных бурения Северной и Карельской комплексной геологоразведочной экспедиции).

1 — Четвертичные отложения; 2—7 — ятулий; 2 — карбонатные породы, 3 — сланцы, частью алевролитистые, 4 — переслаивающиеся сланцы и песчаники, 5 — кварцито-песчаники, 6 — гравелиты и отдельные гравийные обломки, 7 — конгломераты; а — кварцевые, б — кварцевые сульфидсодержащие, в — полимиктовые; 8 — коры выветривания в основании ятулия на подстилающих образованиях; 9 — гайкольская свита предположительно сумия — сариоли: сланцы, песчаники, туффиты, частью с хлоритом и углеродистым веществом; 10; 11 — зеленокаменные вулканы преимущественно сумия: 10 — с преобладанием метапорфиритов, метадиабазов, метамандельштейнов, 11 — зеленые сланцы; 12—15 — лопий, парандовская серия: 12 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения с преобладанием амфиболовых, амфибол-слюдистых сланцев, амфиболитов и слюдистых сланцев; 13 — базальные кварциты, частью гранитосодержащие; 14 — хлоритовые и биотит-хлоритовые сланцы, 15 — амфиболовые сланцы; 16 — архей, гранит-гнейсовый комплекс, в том числе с преобладанием гранитондов (а); 17 — габбро-диабазы (а) и гипербазиты (б), в том числе перидотиты, нориты и небстериты Гайкольского массива (в); 18 — разрывные нарушения, прослеженные и предполагаемые (частью пунктиром) и приуроченные к ним: а — зоны дробления, б — брекчи, в — милониты; 19 — кварцевые жилы (а), гематитизация (б) и хлоритизация (в); 20 — стратиграфические и интрузивные контакты: а — прослеженные, б — предполагаемые, 21 — скважины; 22 — образцы и пробы (а) и проявления благородных металлов в жилах и гидротермально-измененных породах (б).

Буквами обозначены разломы: Ш — Шонгский, Г — Гайкольский, К — Кепареченский

В общем в пределах рассматриваемой территории устанавливаются наклоны преимущественно к юго-западу слоев протерозойских отложений, осевых плоскостей складок разных порядков и сместителей продольных нарушений, что свидетельствует о тангенциальных смещениях в северо-восточном направлении.

Надвиги района гряды Железные ворота — поселков Машозеро — Лехта наиболее детально изучены у гряды Железные ворота, восточнее которой у оз. Ватулма-Машозеро протягивается Ватулминский взбросо-надвиг, а близ пос. Лехта и озер Риговаракское, Шагозеро, Кевязозеро — Лехтинские и Риговаракский разломы местами с пологими залегающими сместителями.

Надвиг у гряды Железные ворота подтвержден бурением (рис. 4); зеленокаменные вулканы сумия (метапорфириты и метамандельштейны) надвинуты на ятулийские отложения, представленные гравийными кварцито-песчаниками с прослоями кварцевых конгломератов. На местности надвиг прослеживается перегибами поверхности склонов или протягивается в основании обрывистых уступов, имея иногда несколько извилистые в плане очертания. Разлом по характеру залегания близок к межпластовому, но местами срезает слои ятулийских отложений, в том числе кварцевых конгломератов. Иногда у земной поверхности плоскость надвига задрана и характеризуется почти вертикальным залеганием. В зоне разлома наблюдаются сопряженные с ним малоамплитудные сдвиги северо-восточного направления, по которым четко выражены незначительные, в несколько метров, смещения слоев кварцевых конгломератов. Надвиг разорван крутопадающим субмеридиональным взбросом. Местами плоскость надвига осложнена складчатыми изгибами. На отдельных участках в поднадвиговом блоке разбурены небольшие чешуи ятулийских кварцито-песчаников и конгломератов, зажатые среди нижнепротерозойских слюдисто-хлоритовых сланцев и амфиболитов лопия (рис. 4, скв. 322). В надвинутом блоке на зеленокаменных вулканиках сумия сохранились останцы ятулийских гравийных кварцито-песчаников. Вследствие этого некоторыми скважинами дважды пересечены ана-

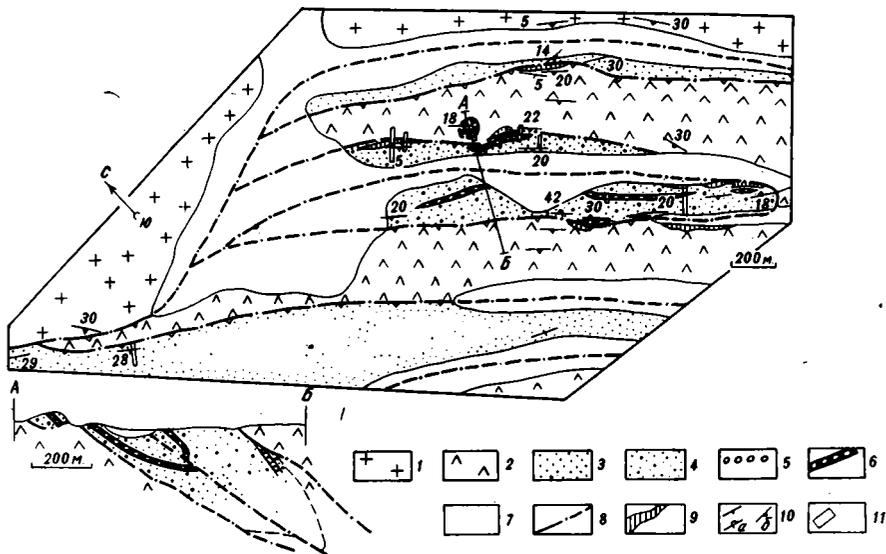


Рис. 3. Надвиги и тектонические чешуи на участке южного побережья оз. Шомб-озеро.

1 — архей: гнейсограниты, 2 — нижний протерозой, лопий, парандовская серия: амфиболовые, амфибол-биотитовые сланцы и амфиболиты, 3—5 — средний протерозой, ятулий: 3 — кварцито-песчаники, 4 — гравелиты и гравийные песчаники, 5, 6 — конгломераты кварцевые (5) и сульфидсодержащие кварцевые (6); 7 — четвертичные отложения; 8 — разрывные нарушения, прослеженные и предполагаемые под четвертичными отложениями (пунктиром); 9 — кварц-карбонатные жилы; 10 — элементы залегания: а — слоев (нормального и опрокинутого залегания), б — сланцеватости; 11 — каналы

логичные по составу отложения ятулия — в висячем блоке и под плоскостью надвига (рис. 4, скв. 307, 311).

Местами к зонам надвигов приурочены сульфидно-кварцевые и кварц-карбонатные жилы и жильно-штокверковые зоны иногда с медью и благородными металлами.

Надвигание вулканитов сумия на ятулий местами устанавливается по крупному *Ватуллинскому взбросо-надвику* (рис. 1), охарактеризованному в ряде работ (Харитонов, 1966). Наклон плоскости разлома изменяется от 45—50° до почти вертикального. Против острова близ юго-восточного окончания оз. Ватулма кварцито-песчаники ятулия тектонически перекрыты метапорфиритами и зелеными сланцами тунгудско-надвоицкой серии, причем плоскость сместителя характеризуется близким к межпластовому залеганием аналогично надвику у гряды Железные ворота.

Лехтинские разломы разделяют зеленокаменные вулканиты и ятулийские терригенные отложения. На Шуезерском месторождении (рис. 1) бурением вскрыт пологий почти согласный надвиг вулканитов на терригенные отложения ятулия. Вдоль надвига наблюдаются мало-мощные, до 0,2—0,3 м, дайки плагиогранитов, жилы кварца, карбонатов и хлорита иногда с золото-медным оруденением. Вулканиты, представленные метапорфиритами и метадиабазами, в зоне разлома рассланцованы. Терригенные отложения (кварцито-песчаники и филлитовидные сланцы) под плоскостью надвига местами смяты в узкие, до 0,5—3 м, складки, запрокинутые к востоку. Иногда вследствие интенсивной хлоритизации в зоне разлома создается ложное впечатление о постепенных переходах от терригенных к вулканогенным породам.

К узлу пересечения надвига с крутым Летегубским взбросо-сдвигом приурочено Шуезерское существенно медное месторождение (рис. 5):

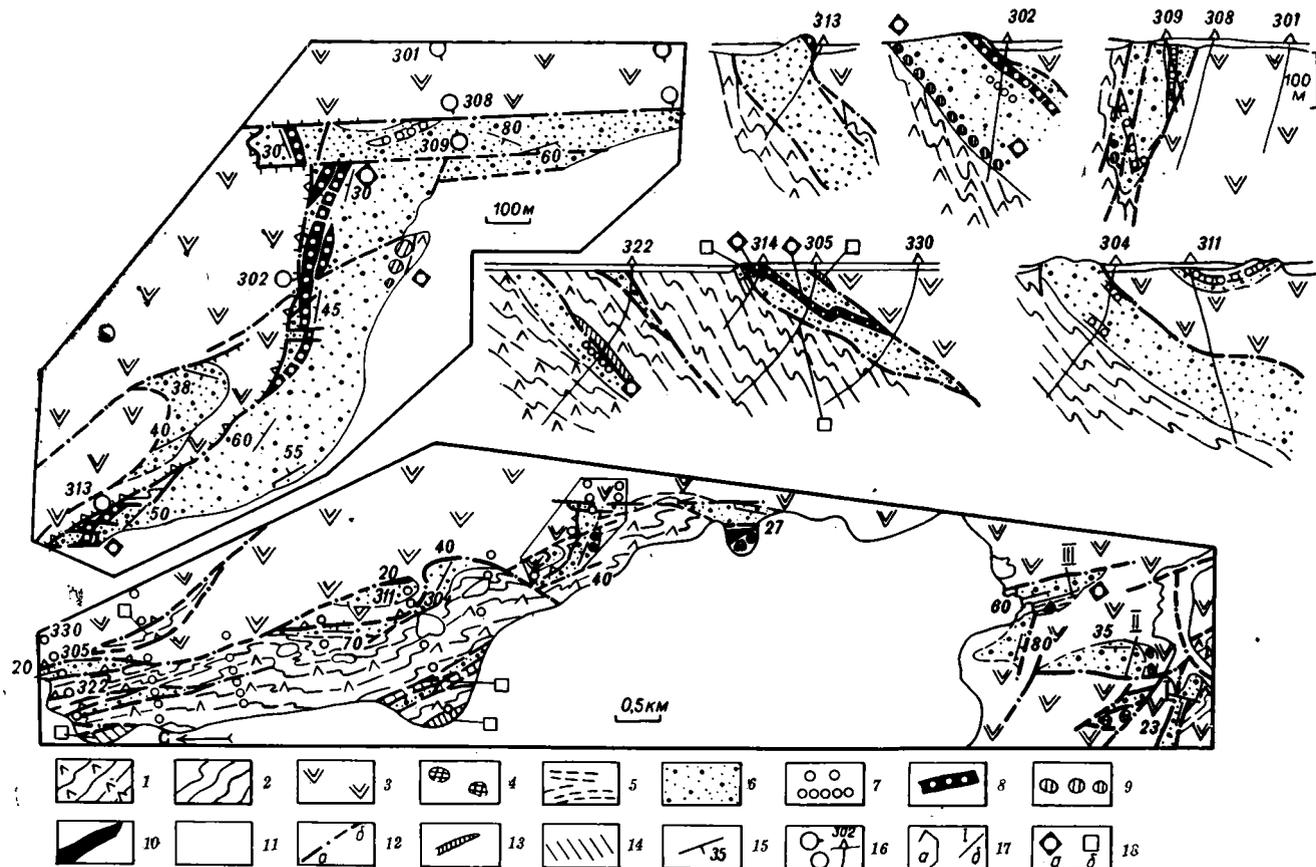
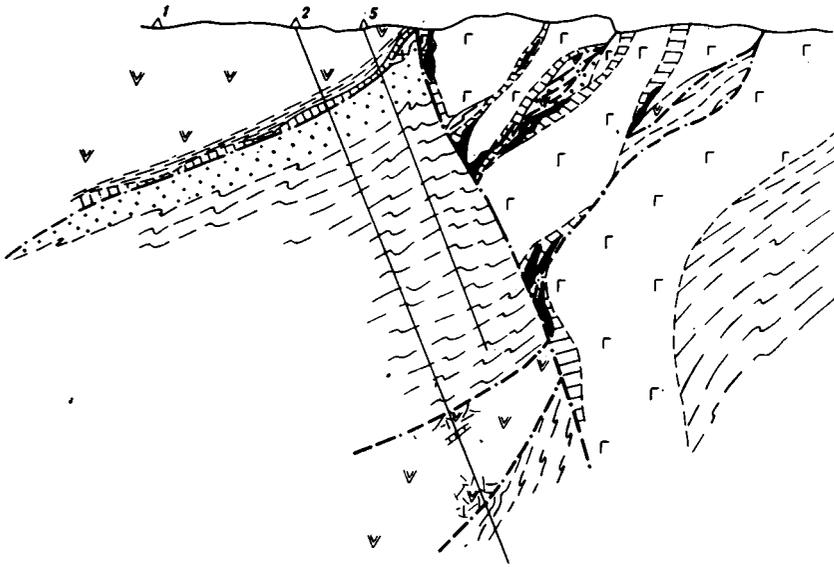
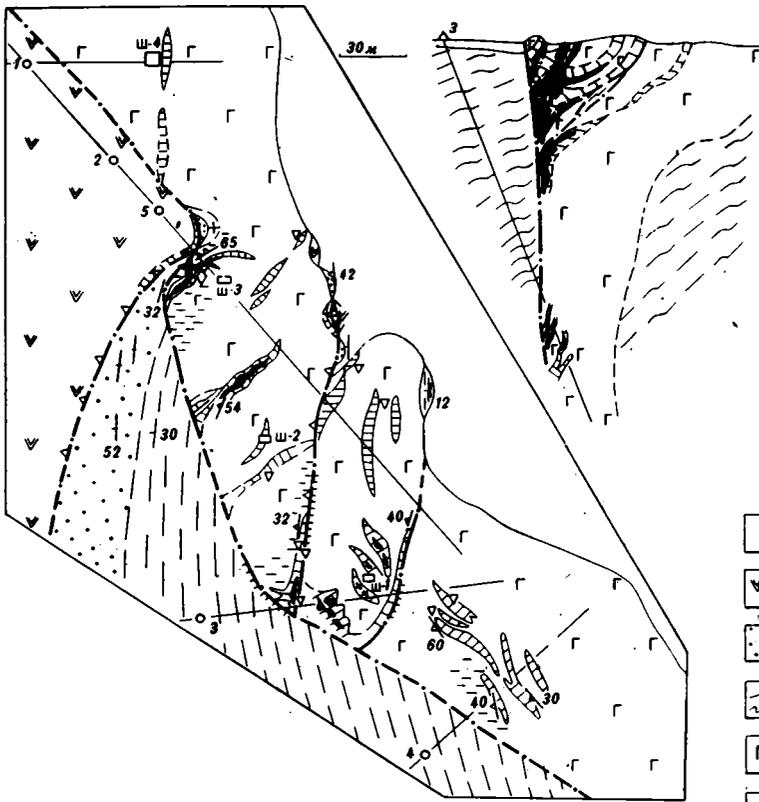


Рис. 4. Надвиги и блоковые структуры в районе гряды Железные ворота (с использованием материалов В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца, Э. П. Степнова, Б. Н. Шустова, данных бурения Северной экспедиции и наблюдений автора).

1—3 — нижний протерозой: 1, 2 — лопий, парандовская серия: 1 — преимущественно амфиболовые и хлоритовые сланцы и амфиболиты, 2 — преимущественно кварц-мусковит-серпичитовые сланцы и кварциты, 3 — сумий, зеленокаменные вулканы (метаспириты, метаманделштейны, метадиабазы, туфы, зеленые сланцы); 4—9 — средний протерозой: 4, 5 — сарилий: 4 — преимущественно полимиктовые конгломераты, 5 — песчаники и сланцы, в том числе графитистые; 6—9 — ятулий: 6 — гравийные кварцито-песчаники и гравелиты, 7—9 — конгломераты: 7 — кварцевые, 8 — кварцевые сульфидсодержащие, 9 — полимиктовые валунно-галечные; 10 — габбро-диабазы; 11 — четвертичные отложения, в том числе озер; 12 — разрывные нарушения, прослеженные (а) и предполагаемые (б), бергштрихами обозначены уступы, треугольниками — наклонные сместители; 13 — кварц-карбонатные жилы; 14 — зоны мелких блоков пород нижнего и среднего протерозоя; 15 — элементы залегания слоев; 16 — скважины; 17 — а — врезка, б — детальные разрезы с обозначением их номеров (объяснения см. в тексте); 18 — проявления полезных ископаемых: а — стратиформные кварцито-конгломераты, преимущественно осадочно-метаморфогенные, б — в жилах и жильно-штокверковых зонах



- 1 [Empty rectangle]
- 2 [Two inverted triangles]
- 3 [Dotted pattern]
- 4 [Hatched pattern]
- 5 [Rectangular marker]
- 6 [Plus sign]
- 7 [Dam symbol]
- 8 [Symbol with '11' and '12']
- 9 [Symbol with '12' and '15']
- 10 [Symbol with inverted triangle and diamond]
- 11 [Symbol with '11' and '12']
- 12 [Symbol with '12' and '15']

Рис. 5. Схема геологического строения Шуезерского месторождения в узле пересечения надвига и взбросо-сдвига.

1 — четвертичные отложения; 2 — метадиабазы и метапорфириты; 3, 4 — ятулийские терригенные отложения: 3 — кварцито-песчаники, 4 — филлитовидные, частью алевроитистые сланцы; 5 — габбро-диабазы, большей частью гидротермально-измененные с широким развитием окварцевания, карбонатизации, хлоритизации и эпидотизации; 6 — плагиограниты; 7 — кварцевые и кварц-карбонатные жилы (а), участки богатого сульфидного оруденения (б) и зоны мелких кварц-карбонатных жил и штокверков (в); 8 — разрывные нарушения, прослеженные и предполагаемые (а), треугольниками обозначены наклады сместителей, приазломная трещиноватость и дробление (б) и милонитовые сланцы (в); 9 — элементы залегания: а — слоев (наклонные и вертикальные), в — сланцеватости; 10 — рудные минералы, сопутствующие медному оруденению: а — золото, б — галенит, в — молибденит; 11 — шахты и их номера; 12 — скважины и их номера; на схеме (а) и на разрезах (б)

Вдоль взбросо-сдвига прослеживается крутопадающее тело неравномерно окварцованных, карбонатизированных, хлоритизированных и эпидотизированных габбро-диабазов, которое с удалением от разлома выполаживается. Близкие к межпластовым надвиги, переходящие во взбросо-надвиги, разделяют рудные блоки, различающиеся преобладающим направлением рудных жил и их оруденением. Наблюдаются пологие и крутопадающие жилы, причем последние иногда оборваны плоскостями надвигов. Наиболее богатые части рудных жил местами локализованы непосредственно у взбросо-сдвига, надвигов и на их пересечениях (Войтович, Хенкина, 1971).

На отдельных участках в зоне Лехтинских разломов наблюдаются узкие тектонические блоки, пластины и клинья вулканитов и терригенных отложений. Терригенные отложения местами нарушены пологими, иногда близкими к межпластовым, мало-амплитудными разрывными нарушениями, часто срезающими поверхности напластования и местами заполненными кварц-карбонатными жилами (рис. 6).

В 10—20 км к югу от Шуезерского месторождения, близ оз. Шагозеро, блок вулканитов между Лехтинскими разломами сужен, раздавлен и превращен в зону смятия со сжатыми складками шириной до 0,1—0,5 км, оборванными по продольным разрывным нарушениям, что хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Плоскости разломов и сланцеватости круто, под углами 70—75°, наклонены к юго-западу.

Наклоны Лехтинских разломов изменяются с переходом надвигов в крутые взбросы и местами, по-видимому, в подвиги. При этом на контактах с вулканитами наблюдаются различные части ятулийской терригенной толщи: чаще всего развитые в ее верхах сланцы, кварциты и кварцито-песчаники, но на некоторых участках (у оз. Степанова, хутора Борисваракка и др.) — грубозернистые кварцито-песчаники, с гравием и галькой, характерные для нижних и средних частей толщи.

Среди вулканитов местами установлены ятулийские терригенные отложения с преобладанием сланцев и кварцито-песчаников. Они большей частью ограничены надвигами и взбросами, сопровождающимися мощными, в десятки метров, зонами брекчирования и рассланцевания

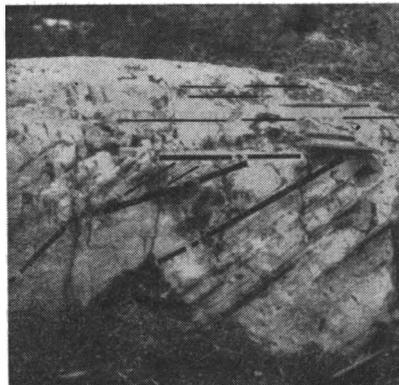


Рис. 6. Малоамплитудные, частью близкие к межпластовым разрывные нарушения, срезающие поверхности напластования в тонкослоистых кварцитах и сланцах под надвигом в 10 км к югу от Шуезерского месторождения

с гидротермально измененными породами и жилами (рис. 1, разрезы по линиям ВГ и ДЕ).

На рудопоявлении Вильям-ламби в узком блоке кварцито-песчаники налегают на метапорфириты по пологому разлому, почти согласному со слоистостью, вдоль которого породы интенсивно хлоритизированы и с которым связано большинство сульфидно-кварц-карбонатных жил оруденелой штокверковой зоны (см. рис. 1, разрез по линии ВГ).

Риговаракский разлом в большей своей части простирается почти согласно с ятулийскими терригенными отложениями, развитыми в его крыльях, и местами осложнен совместно с ними складчатыми изгибами (рис. 1, разрез по линии ДЕ). Наклон плоскости разлома изменяется от 5—10 до 20—40°. Вдоль нее местами, особенно на левом берегу залива Летегуба оз. Шуезеро, наблюдаются сближенные, близкие к межпластовым разрывы и трещины с тектоническими брекчиями, обохренными гидроокислами железа и окислами марганца. На отдельных участках, например в 2,5—3 км к северо-востоку от оконечности оз. Риговаракское, слои ятулийских отложений в зоне разлома вместе с плоскостным сместителем задраны, характеризуются почти вертикальным залеганием, интенсивно рассланцованы и раздроблены.

Восточнее Риговаракского разлома ятулийские отложения большей частью сильно рассланцованы, причем в них часто наблюдаются пологие, близкие к послойным, плоскости рассланцевания и пересекающий их кливаж с крутыми, до 70—85° наклонами плоскостей к западу. Вдоль разлома местами наблюдаются узкие, до нескольких метров, сжатые изоклинальные, нередко почти лежащие складки с осевыми плоскостями, запрокинутыми к востоку.

Восточнее Риговаракского разлома ятулийские отложения представлены преимущественно прибрежными и дельтовыми, прибрежно-бассейновыми часто плохо сортированными гравийными кварцито-песчаниками, кварцевыми и магнетит-гематитовыми кварцевыми конгломератами, кверху сменяющимися кварцито-песчаниками и кварцитами с пропластками сланцев; общая мощность 350—400 м. Западнее разлома наблюдается мощная, до 800—1000 м толща преимущественно бассейновых кварцито-песчаников, в нижней части грубозернистых, гравийных, выше — преимущественно мелкозернистых с кварцитами и сланцами; в основании развиты характерные базальные прибрежно-пролювиальные валунно-галечные полимиктовые конгломераты с линзами рифовых карбонатных пород. Аналогичные базальные грубообломочные отложения в соседних районах налегают непосредственно на доятулийские образования (см. рис. 1, разрез по линии ВГ), и можно предполагать, что они надвинуты по Риговаракскому разлому на ятулий.

Этому предположению не противоречат литологические и минералогические особенности конгломератов. На разных участках они налегают по разлому на различные части ятулия, местами непосредственно на входящие в его состав магнетит-гематитовые конгломераты и песчаники. При этом не устанавливается признаков перемывания перекрытых отложений в процессе накопления валунно-галечных конгломератов. В них наблюдаются гальки кварцито-песчаников, аналогичных тем, которые образуют прослой среди конгломератов. В то же время магнетит-гематитовые терригенные породы, развитые только в поднадвиговом блоке, в обломках отсутствуют.

Состав валунно-галечных конгломератов испытывает резкие изменения вне связи с перекрытыми по разлому ятулийскими отложениями, хотя для такого рода грубообломочных пород характерны преимущественно обломки подстилающих образований. Так, местами (у оз. Риговаракское) в конгломератах преобладают гальки и крупные, до 0,5 м валуны гранитов, на других участках (у залива Летегуба оз. Шуезеро) — глыбы филлитовидных сланцев, испытавшие незначительный пе-

ренос. Вместе с тем дютаулийские породы такого состава здесь не наблюдаются. Возможно, они перекрыты по разлому. Состав тяжелой фракции отложений, разделенных разломом, различен, причем в валунно-галечных конгломератах присутствуют крупные окатанные зерна пирита, которые не могли накапливаться за счет перебивания более мелких его зерен, характерных для кварцито-песчаников и конгломератов, развитых восточнее Риговаракского разлома (Войтович и др., 1974).

При современной изученности геологическое значение и амплитуды Лехтинских и Риговаракского разломов не ясны. На рассматриваемой территории и в прилежащих районах устанавливаются преимущественно субмеридиональные — северо-западные простирания осей складчатых структур, продольных разрывных нарушений и зон смятия и рассланцевания, что свидетельствует об общем тангенциальном сжатии и движениях масс (см. также Новикова, 1972). На этом фоне положо залегающие стратиграфические контакты часто тектонически сорваны, местами, возможно, со значительными перемещениями сорванных отложений.

До того как был установлен Риговаракский разлом ятулийские отложения разных блоков В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца (1965) рассматривали в качестве разновозрастных серий: сегозерской и онежской, отделенных разрывом и грубообломочными валунно-галечными конгломератами. В. А. Соколов (1970) отнес рассматриваемые отложения соответственно к нижнему и среднему ятулию, выше которых развиты среднеятулийские зеленокаменные вулканиты, перекрытые верхнеятулийскими отложениями у оз. Вильям-ламби в центральной части Лехтинской мульды; при этом считалось, что среди ятулийских вулканитов выступает блок вулканогенных пород сумия.

Однако терригенные отложения, разделенные Риговаракским разломом, по составу и мощности характерны для нижнего ятулия многих районов Карелии, испытывающего фациальные изменения; если их рассматривать как разновозрастные, то общий разрез с положением полимиктовых валунно-галечных конгломератов над кварцевыми окажется своеобразным, нигде больше не наблюдающимся на прилежащих территориях. Рядом исследователей отмечено, что вулканиты, ограниченные Лехтинскими разломами, скорее всего следует относить к сумию (Кратц, 1963). В пользу этого могут свидетельствовать присутствующие среди них лавобрекчии, характерные для сумия, а также кварцевые порфиры близ оз. Кевятозеро и западнее Шуезерского месторождения.

Таким образом, можно предполагать, что на ряде участков на ятулий надвинуты более древние вулканиты, а по Риговаракскому разлому тектонически сближены и частью перекрыты ятулийские отложения, представленные разными фациями. Не исключено также, что разрывные нарушения формировались за счет срывов стратиграфических контактов. Зоны разломов должны привлечь внимание при дальнейших исследованиях стратиграфии, магматизма и металлогении района, тем более, что к ним приурочены тела габбро-диабазов, плагиогранитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов, ореолы асбестизации, хлоритизации, эпидотизации, иногда также окварцевания, карбонатизации и сульфидизации, причем гидротермально-измененные породы и жилы содержат проявления благородных металлов.

Надвиги района оз. Куолаярви (рис. 1, разрез по линии АБ) определяют его важнейшие структурные особенности. Здесь крупный блок зеленокаменных вулканитов надвинут на терригенно-карбонатные отложения. Среди вулканитов прослеживаются полосы терригенных и терригенно-карбонатных отложений, большей частью ограниченных полными разрывными нарушениями. Так, *Роваярвинский разлом* ограничивает узкую полосу аркозо-конгломератовой толщи среди вулканитов (рис. 1, 7). В составе толщи развиты аркозовые кварцито-песчаники с

прослоями сланцев и валунно-галечных конгломератов, состоящих почти исключительно из галек и валунов, до 0,2—0,5 м и более, разнозернистых гранитов, местами присутствуют также обломки кварца, аркозов и сланцев, основных и кислых вулканитов. Основание охарактеризованных отложений по крайней мере на большей части площади тектонически сорвано; они зажаты между пологими почти согласными разломами, характеризуются моноклинальными падениями слоев под углами от 3—10 до 20—40° и обычно интенсивно рассланцованы. При этом гальки и валуны часто раздавлены и развальцованы с отношениями короткой и длинной осей эллипсоида деформации до 1:3—1:5. Сланцеватость, как правило, близка к послойной, она как бы «обтекает» раздавленные обломки, причем наблюдаются мелкие плейчатые складки течения, запрокинутые к востоку.

В районе оз. Роваярви в зоне Роваярвинского разлома прослеживаются многочисленные пологие разрывные нарушения, ограничивающие выходы аркозо-конгломератовой толщи среди вулканитов. Местами плоскости разломов, по-видимому, осложнены пологими складчатыми изгибами. К разломам приурочены тела габбро-диабазов, базит-гипербазитов и кварцевые жилы; вдоль них часто наблюдается пиритизация вулканогенных и терригенных пород. Местами, в частности на восточном берегу оз. Роваярви, аркозы и конгломераты разбиты на мелкие, до 5—20 м, глыбы и блоки, вероятно, испытавшие смещения и повороты, за счет чего направления и углы наклона слоев в них резко различаются. Иногда среди аркозов и конгломератов зажаты тектонические отторженцы, пластины и клинья метапорфиритов мощностью в единицы — десятки метров, например к западу от оз. Роваярви (что с преувеличением масштаба изображено на рис. 7). Среди вулканитов спорадически, без какой-либо закономерности, наблюдаются небольшие тектонические клинья и пластины аркозов и конгломератов мощностью от нескольких до 15—30 м, ограничивающие их разломы, часто пологие, и в условиях горного рельефа характеризуются извилистыми в плане очертаниями, опоясывая склоны.

К юго-юго-востоку от оз. Роваярви установлена зона мелких блоков, быть может, частью с меланжем. Здесь наблюдается чередование узких, шириной в десятки — первые сотни метров, блоков метамандельштейнов и метапорфиритов, аркозов и базит-гипербазитов. Среди последних встречены жильные кварц-талк-карбонатные породы с вкрапленностью сульфидов. Слои вулканитов и аркозов, плоскости разломов и сланцеватости единообразно наклонены к западу под углами от 5—20 до 30—50°.

Таким образом, аркозо-конгломератовая толща растащена на тектонические блоки, пластины и клинья, зажатые среди вулканитов, что указывает на значительные тангенциальные смещения, вероятно, не менее 7—10 км у оз. Роваярви. В конгломератах преобладают гальки и крупные валуны гранитов, испытавшие незначительный перенос; вместе с тем граниты, которые служили источником обломков, не наблюдаются и, возможно, тектонически перекрыты, что также может указывать на большие горизонтальные перемещения по Роваярвинскому и сопряженным разломам.

У оз. Хосиярви прослеживаются надвиги и взбросы, ограничивающие полосу терригенно-карбонатных отложений среди вулканитов; к зонам разломов приурочены габбро-диабазы и гипербазиты. В узких блоках между взбросами и надвигами терригенно-карбонатные отложения зачастую интенсивно рассланцованы и смяты в характерные для зон смятия сжатые, близкие к изоклинальным, складки, запрокинутые к востоку. Так, в центральной части блока терригенно-карбонатных пород прослеживается зона смятия (см. рис. 7), в пределах которой осевые плоскости и крылья складок наклонены к западу под углами около 45—50° и распространены многочисленные продольные, часто несколько изги-

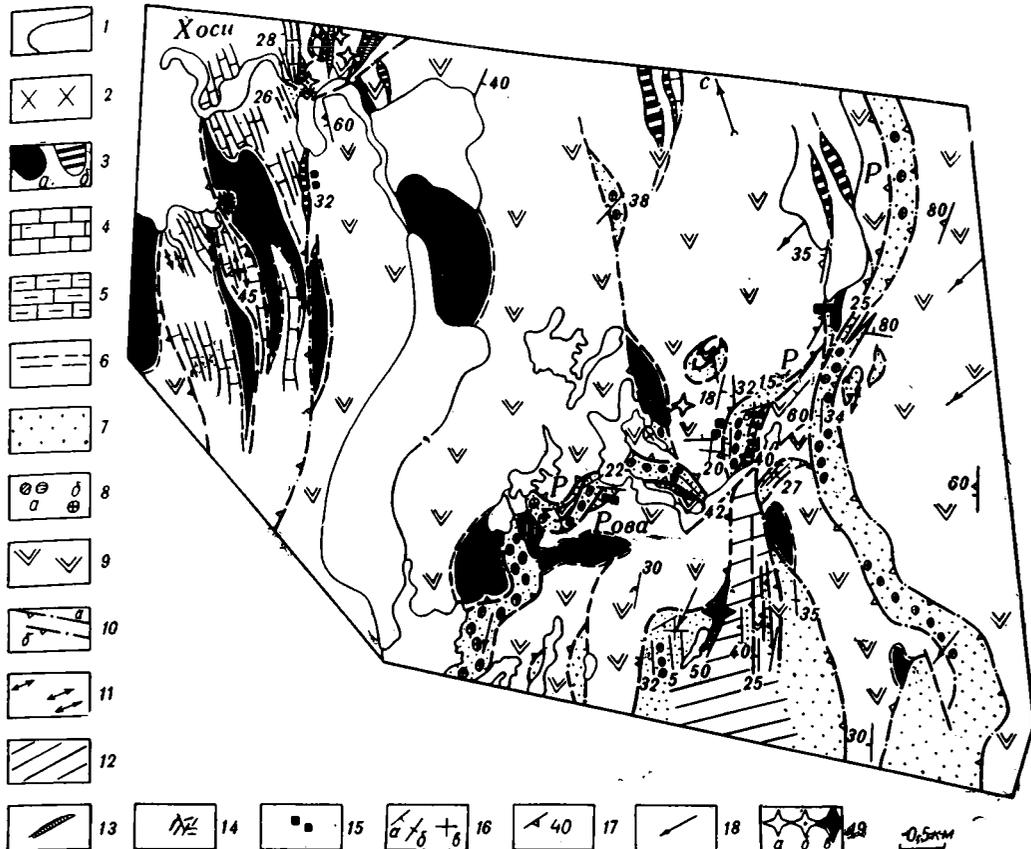


Рис. 7. Надвиги в районе озер Хосиярви и Роваярви (с использованием геологических съемок СЗТГУ и наблюдений автора).

1 — четвертичные отложения, в том числе озер; 2—3 интрузивные образования: 2 — гранит-аплиты, 3 — габбро-диабазы (а) и базит-гипербазиты (б); 4—8 — метаморфизованные осадочные отложения: 4 — карбонатные породы и карбонатсодержащие сланцы, 5 — карбонатные породы с прослоями яшмовидных сланцев и афанитов, 6 — графитистые сланцы, 7 — аркозовые кварцито-песчаники и сланцы, 8 — конгломераты преимущественно валуново-галечные с обломками вулканитов (а) и гранитов (б); 9 — зеленокаменные вулканиты; 10 — разрывные нарушения главные (а) и второстепенные (б), пунктиром предполагаемые, треугольниками обозначены наклоны сместителей; 11 — мелкие складки приразломных зон смятия; 12 — зоны мелких блоков, частью, возможно, меланжа; 13 — жилы; 14 — штокверковые зоны; 15 — зоны сульфидной вкрапленности; 16 — элементы залегания слоев наклонные (а), вертикальные (б) и горизонтальные (в); 17 — сланцеватость; 18 — линейность; 19 — проявления полезных ископаемых в существенно кварцевых жилах (а), жильно-штокверковых зонах (б) и в кварц-талк-карбонатных породах с сульфидами (в). P — Роваярвинский надвиг (шарьяж)

бающиеся микронадвиги. К северо-востоку отсюда обнажено тектоническое налегание терригенно-карбонатных отложений (преимущественно тонкослоистых известково-алевритистых сланцев) на брекчированные метамандельштейны. Сланцы характеризуются пологими, около 30—32°, падениями слоев к западу; между ними и вулканитами залегает пластина рассланцованных и интенсивно хлоритизированных базит-гипербазитов мощностью около 3—5 м. В зоне разлома в вулканитах местами наблюдается вкрапленность сульфидов.

По широко распространенным представлениям, терригенные и терригенно-карбонатные отложения, прослеживающиеся среди вулканитов, стратиграфически чередуются с ними в составе вулканогенно-осадочной серии, сходной с печенгской (Гилярова, 1968). Однако другими иссле-

дователями эти отложения большей частью отнесены к среднепротерозойским, сариолийским и ятулийским, в то время как зеленокаменные вулканиды — к нижнепротерозойской тунгудско-надвоицкой серии сумия. Это нашло отражение на среднемасштабных государственных геологических картах, составленных Г. В. Макаровой. По аналогии с разбуренными структурами районов северо-восточной Карелии можно предполагать, что на рассматриваемой территории терригенные и терригенно-карбонатные отложения сариолия и ятулия часто перекрыты по надвигам зеленокаменными вулканидами, образуют среди них тектонические блоки, клинья, чешуи и пластины, местами, быть может, наложенные синклинали, оборванные по разломам. Эти отложения в значительной части аналогичны комплексам пород, развитых под блоком вулканидов.

Наклоны преимущественно к западу слоев протерозойских отложений, осевых плоскостей складок разных порядков, плоскостей сланцеватости, продольных разрывных нарушений и развитых вдоль них тел гипербазитов и габбро-диабазов свидетельствуют о тангенциальных движениях масс к востоку и общем надвигании карелид на беломориды, что соответствует представлениям некоторых финских геологов (Вяюрюнен, 1959, и др.).

Граница этих крупнейших тектонических единиц Балтийского щита выражена глубинным швом, прослеживаемым в рельефе узкими котловинами (рис. 1, разрез по линии АБ). В зоне разлома протерозойские терригенно-карбонатные отложения карелид большей частью перемяты и раздроблены; на ряде участков, особенно близ оз. Пюхьяярви, они разбиты на мозаичные в плане блоки и тектонические клинья шириной в десятки и сотни метров, резко различающиеся простираниями и углами наклона слоев. Наблюдаются близкие к изоклинальным лежащие и опрокинутые складки разных порядков. Местами среди слабометаморфизованных терригенно-карбонатных отложений выступают зажатые по разломам зеленокаменные вулканиды и амфибол-биотитовые, амфиболовые сланцы и амфиболиты, по-видимому, нижнего протерозоя. Вдоль разрывных нарушений развиты габбро-диабазы, гипербазиты, кварцевые и кварц-карбонатные жилы и гидротермально-измененные породы. На участках, наиболее раздробленных разрывами и трещинами, образовался характерный микрорельеф из разноориентированных сближенных рытвин и увалов высотой в единицы и десятки метров.

Таким образом, в рассмотренных районах северо-восточной Карелии устанавливаются крупные пологие глубинные надвиги, вероятно, частью переходящие в шарьяжи с амплитудами перемещений до 12—20 км и более (особенно в районе оз. Куоляярви, см. рис. 1). К зонам разломов приурочены гипербазиты, габбро-диабазы, иногда интрузии среднего и кислого состава и гидротермальные образования, в том числе и наиболее поздние, иногда крутые, почти вертикальные сульфидно-кварцевые жилы.

* * *

Изучение охарактеризованных дислокаций позволяет дать объяснение некоторым спорным вопросам геологии и металлогении докембрия. Так, слабометаморфизованные кварцито-песчаники с сульфидсодержащими конгломератами, развитые в ряде районов северо-восточной Карелии и местами (см. рис. 1, 2, 3, 4) перекрытые по надвигам более древними образованиями, неправильно объединялись с ними в единые вулканогенно-осадочные серии и рассматривались как невыдержанные горизонты и линзы среди вулканидов (Негруца и Негруца, 1965, и др.). Однако, по данным других исследователей (Робонен и др., 1970; Соко-

дов, 1970; Проблемы геологии..., 1972; см. также Гилярова, 1966¹) и нашим работам, эти отложения типично ятулийские. Они резко отличаются от глубоко метаморфизованных, иногда гранатсодержащих кварцитов, присутствующих среди нижнепротерозойских образований, например, в основании парандовской серии у оз. Гайколя (см. рис. 2, скв. 10). Последние включают пропластки амфиболовых и слюдястых сланцев, изредка линзы кварцевых гравелитов и конгломератов, провансы раннепротерозойскими гранитоидами с преобладанием гнейсогранитов и частично гранитизированы; они являются составной частью нижнепротерозойской протогеосинклинальной вулканогенно-осадочной формации и скорее всего могут быть отнесены к второстепенным ее членам.

Ятулийские кварцито-песчаники с сульфидсодержащими конгломератами наблюдаются в узких блоках или образуют наложенные синклинали, оборванные по разломам. У гряды Железные ворота — оз. Нигалма они по детально изученным разрезам (рис. 4, I, II, III) с размывом налегают на амфибол-хлоритовые сланцы и амфиболиты лопия, метапорфириты и метамандельштейны сумия, туфопесчаники и графитистые сланцы сариолия. В основании ятулия наблюдаются косослоистые грубые кварцито-песчаники и гравелиты, местами темно-серые и зеленовато-серые, обогащенные углеродистым веществом и хлоритом за счет перемиывания непосредственно подстилающих их пород; в скважине 302 и у Василий-ручья гряды Железных ворот развиты базальные валунно-галечные конгломераты с обломками различных нижнепротерозойских пород. У пос. Пяявара (см. рис. 1 и 2, разрез II₂) ятулийские отложения с мощными корами выветривания в основании налегают на гнейсограниты. Следовательно, на перечисленных участках ятулий с глубоким размывом перекрывает различные более древние образования и характеризуется сходным составом, причем сульфидсодержащие кварцевые конгломераты развиты преимущественно в 120—200 м выше по разрезу от основания. Вследствие срезания по разломам в отдельных блоках наблюдаются фрагменты этих отложений. Они местами прорываются постятулийскими малыми интрузиями преимущественно основного состава и входят в состав типичной для ятулия протоплатформенной терригенной формации с широким развитием мономиктовых кварцевых конгломератов и кор выветривания в основании.

В общем на рассматриваемой территории северо-восточной Карелии кварцевые и металлоносные кварцевые конгломераты — сульфидсодержащие, магнетит-гематитовые, обогащенные минералами окислов железа и пиритом и содержащие различные полезные ископаемые, в основном приурочены к ятулию (см. рис. 1).

По данным ряда исследований (Петров, 1970; Новикова, 1972; Войтович, 1973, и др.) надвиги и сопряженные с ними дислокации характерны для крупных, шириной в десятки километров, глубинных зон сочленения карелид и беломорид, выделенных по геологическим и геофизическим данным (Шуркин, 1968; Цирульников, Сокол, 1968, и др.) и протягивающихся на тысячи километров.

¹ М. А. Гиляровой (1966) в Парандовско-Надвоицком районе восточной Карелии выявлены узкие тектонические клинья ятулийских кварцито-песчаников, зажатые среди более древних образований. При этом установлен ряд критериев, позволяющих на этой территории отличать ятулийские кварцито-песчаники от доятулийских кварцитов, присутствующих в виде маломощных прослоев и линз среди нижнепротерозойских отложений. Так, для кварцито-песчаников ятулия характерно: 1) наличие хорошо выраженной реликтовой обломочной структуры, 2) косая слоистость и знаки ряби, 3) присутствие кварцевых конгломератов, местами в значительном количестве, 4) часто значительные мощности (в сотни метров), 5) присутствие полевого шпата и серицита, причем полевые шпаты наблюдаются в виде обломочных зерен. Перечисленные признаки характерны и для ятулийских кварцито-песчаников и сульфидсодержащих конгломератов районов северо-восточной Карелии.

Здесь в течение сумия, местами возможно сумия — сариолия формировались зеленокаменные вулканические пояса, сложенные мощной, до нескольких километров, толщей метапорфиритов, метамандельштейнов и метадиабазов, их туфов и туфобрекчий, местами с кислыми вулканиками и туфогенно-осадочными, иногда флишоидными и молассоидными отложениями. Затем, так же как и в остальной части карелид Карелии, в субплатформенных условиях накапливались терригенно-карбонатные отложения среднего протерозоя, иногда с горизонтами до нескольких сотен метров ятулийских вулканитов, представленных метапорфиритами и метадиабазами и отличающихся по составу и мощности от вулканитов сумия. Мощные вулканогенные толщи сумия местами надвинуты на субплатформенные отложения среднего протерозоя.

Хотя амплитуды отдельных разломов могут быть небольшими (рис. 2, 4), устанавливаются общие тангенциальные движения масс, возможно, на фоне значительных горизонтальных смещений мегаблоков фундамента Восточно-Европейской платформы. Вероятно, при этом происходили срывы и скольжения вдоль поверхностей Мохоровичича и Конрада, что способствовало проникновению вещества мантии и глубоких частей земной коры, интрузий и гидротермальных образований в зоны разломов.

Крупные глубинные надвиги, проникающие сквозь земную кору, с учетом исследований последних лет (Смирнов, 1974, и др.) могут быть важнейшими рудоконтролирующими структурами.

ЛИТЕРАТУРА

- Войтович В. С., Хенкина С. Б. Структурные особенности и золотоносность Воицкого и Шуезерского месторождений Восточной Карелии.—Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
- Войтович В. С. Надвиги Печенгского рудного района.—Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
- Войтович В. С., Егорова И. К., Коновалова М. С., Стороженко И. К. Протерозойские магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты северо-восточной Карелии и их металлогения.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Гилярова М. А. Филлитовидные и кварцитовые породы Парандовско-Надвоицкого района КССР.—В кн. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск, «Карелия», 1966.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структура района Куоляярви — Панаярви.—В кн. «Вопросы региональной геологии». Изд-во Ленингр. ун-та, 1968.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью.—Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1972.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцов С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.—В кн. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971.
- Петров А. И. Древние разломы восточной части Балтийского щита. Докл. АН СССР, 1970, 191, № 2.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алтая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973.
- Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1972.
- Робонен В. И., Коросов В. И., Елисеев М. А. О стратиграфическом положении кварцитов Пелозера (Восточная Карелия).—Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 6.
- Смирнов В. И. Зоны Беньюфа и магматогенные рудообразования.—Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
- Соколов В. А. Ятулий Карелии и смежных районов (геология, литология, палеогеография). Автореф. докт. дис., М., Геол. ин-т АН СССР, 1970.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966.
- Цирульникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным.—В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», Л., «Наука», 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.

УДК 551.24 + 553.434

Л. Ф. НАРКЕЛЮН, Ю. П. БЕЗРОДНЫХ, А. И. ТРУБАЧЕВ**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ
И СЛАНЦЕВ**

Наиболее характерными структурами, вмещающими медное оруденение типа медистых песчаников, являются: внутриплатформенные структуры (протоплатформенные прогибы, грабены, авлакогены); миогеосинклинали и краевые прогибы; краевые части платформ; внутренние впадины складчатых областей. Наибольшее распространение меденосные отложения имеют в областях дорифейской, байкальской, каледонской и герцинской складчатости. Постгерцинские структуры (мезозойды, альпиды, неотектонические структуры) характеризуются более слабой меденосностью. В результате анализа материала по размещению медистых песчаников и сланцев в геотектонических структурах земного шара выделены 12 крупных металлогенических меденосных провинций.

Выявление связей полезных ископаемых с определенными тектоническими структурами, как известно, имеет большое значение для прогнозов и поисков месторождений, особенно тех, которые тесно связаны с осадочными формациями и являются их составными частями. К ним, в частности, относятся медистые песчаники и сланцы, входящие в состав пестроцветных молассовых и терригенно-карбонатных формаций. На приуроченность меденосных отложений к складчатым зонам и прилегающим к ним частям платформы указывал Д. Г. Сапожников (1948). Несколько позже Н. С. Шатский (1955) отнес эти отложения к аллохтонным платформенным формациям, молассам краевых прогибов и внутренних впадин. Н. М. Страхов (1962) показал, что меденосные формации выполняют межгорные впадины, предгорные прогибы или приурочены к краевым частям платформ. Специфические особенности геотектонического положения медистых песчаников в древних осадочных толщах на примере Кодаро-Удоканской зоны рассмотрел в своей работе А. М. Лейтес (1965). Н. П. Херасков (1967) отмечал, что меденосные песчаники встречаются главным образом во впадинах разных типов, и подчеркивал, что связи между типами тектонических структур и меденосными отложениями выяснены еще недостаточно.

Проведенное в недавнее время советскими геологами тектоническое изучение Евразии (Тектоника Евразии, 1966) и тектонические карты, составленные и опубликованные под руководством и редакцией А. Л. Яншина и М. В. Муратова (Физико-географический атлас Мира, 1964; Тектоническая карта Евразии, 1966), дали нам возможность рассмотреть эпохи формирования медистых отложений, выявить их положение в геосинклинальных, орогенных и платформенных группах формаций и в основных структурах земной коры.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕДЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ размещения медистых песчаников и сланцев показал, что они приурочены к орогенным и платформенным областям и накапливались в пределах межгорных наложенных орогенных впадин складчатых областей, в краевых прогибах, авлакогенах и в краевых частях платформ,

Геотектонические структуры земной коры, включающие медистые песчаники и сланцы

Возраст эпох складчатостей	Внутриплатформенные структуры		Многосинклинали	Краевые прогибы	Краевые части платформы	Внутренние впадины складчатых областей
	протоплатформенные прогибы	грабены, авлакогены				
Дорифейские эпохи	Кодаро-Удоканский прогиб (Удоканское месторождение меди)	Грабены Токко-Олекминского района (Олекмо-Витимская горная страна); Катангский авлакоген (Медный пояс Замбии-Катанги)	—	—	—	—
Байкальская	—	—	Байкало-Патомская (акитканская серия) и Саяно-Енисейская (карагасская серия) многоосинклинали; прогиб Юньнань-Гуйчжоуской антеклизы (Южный Китай); Западно-Аравийский прогиб: медные месторождения Израиля и Иордании	Ангаро-Ленский (ушаковская и мотская свиты) и Присяяно-Енисейский (мотская и островная свиты; оселковская и тасеевская серии) краевые прогибы	Иркутский амфитеатр; междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски; Нюйско-Олекминский район (средний и верхний кембрий, ордовик)	Орогенные впадины Байкальской складчатой области
Каледонская	—	—	—	—	—	Средне-верхнепалеозойские впадины и прогибы каледонид: Тенизская, Джекказганская (Джекказганское месторождение меди), Минусинская и Ньюбрун-свикская (Канада) впадины; Северный Тянь-Шань
Герцинская	—	—	—	Преаппалачский краевой прогиб (Пенсильвания, США)	Западное Приуралье; Донбасс; Предсудетская моноклинал и Северо-Судетская мульда (Польша); Саксо-Тюрингенская зона (Манфельд, Зангерхаузен, ГДР) и др.	—

вендских и нижнекембрийских отложениях краевых прогибов байкалид южного обрамления Сибирской платформы. К осадочным формациям Преаппалачского краевого прогиба герцинид приурочены меденосные отложения Пенсильвании. Наиболее молодые медистые песчаники распространены в альпийском краевом прогибе Эбро (Испания).

Особого внимания заслуживает меденосность осадочных толщ различных древних внутриплатформенных прогибов. К нижнепротерозойским отложениям Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба приурочено Удоканское и другие более мелкие месторождения и рудопроявления меди. В пределах грабенообразных прогибов фундамента древних платформ в структурах, которые Н. С. Шатский назвал **авлакогенами**, известны крупные концентрации меди. В протерозойских отложениях Катангского авлакогена Африканской платформы, протягивающегося в виде дуги от Южной Родезии через Заир до Конго (Браззавиль), залегают уникальные медные месторождения Медного пояса Замбии — Катанги. В последние годы выявлены меденосные отложения в нижнепротерозойских отложениях Олекминского авлакогена Алданского щита.

Медистые песчаники и сланцы, приуроченные к **краевым частям платформ**, имеют значительное площадное распространение. В Центральной Европе в верхнепермских карбонатно-терригенных отложениях известны крупные концентрации меди. Это медистые сланцы ГДР (Мансфельд, Зангерхаузен и др.), крупнейшие в Европе месторождения Польши (Нижняя Силезия) и другие более мелкие проявления меди, приуроченные к выступам герцинских складчатых структур. В осадочном чехле Русской платформы вдоль всего западного склона Урала протягиваются пермские меденосные отложения. В Донецком бассейне известны медистые песчаники нижнепермского возраста. В краевых частях юга Сибирской платформы распространены верхнекембрийские и ордовикские пестроцветные меденосные формации. В синийских отложениях осадочного чехла Китайской платформы находятся небольшие месторождения меди, приуроченные к выступам складчатого основания платформы. В платформенных отложениях плато Колорадо выделяются пестроцветные формации, несущие ураново-ванадиево-медное оруденение.

Наибольшее распространение меденосные отложения имеют в геотектонических структурах областей дорифейской, байкальской, каледонской и герцинской складчатостей. Они включают также крупные медные месторождения рассматриваемого типа. Постгерцинские структуры характеризуются более слабой меденосностью (таблица).

МЕДЕНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПРОВИНЦИИ

К настоящему времени на земном шаре установлено около 230 районов распространения медного оруденения в осадочных толщах (см. вклейку), включающих более 50 промышленных месторождений, из которых восемь являются крупными или уникальными. Выявлено, что в осадочных толщах они занимают строго определенное стратиграфическое положение и отмечены в пределах почти всех крупных стратиграфических подразделений (Попов, 1956). Однако наиболее продуктивен по меди докембрийский стратиграфический уровень, включающий, помимо Удоканского месторождения в Восточной Сибири, месторождения Уайт-Пайн, Маунт-Айза (также значительное по запасам свинца и цинка), месторождения Медного пояса Замбии — Катанги и Китая. Кроме того, меденосность широко распространена и на других стратиграфических горизонтах, из которых можно указать на следующие: кембрийский (Сибирская платформа, месторождение Нахал-Тимна на Синайском полуострове), ордовикский (Сибирская платформа), девонский (Центральный Казахстан, Хакассия), каменноугольный (месторождение Джекказ-

ган, Тенизская впадина, Северная Киргизия), пермский (Западное Приуралье, Центральная Европа, месторождения меди Польши и ГДР), триасовый (Западная Европа), третичный (Западный Китай, Средняя Азия).

Таким образом, в размещении меденосных отложений и связанных с ними месторождений выявляется региональный стратиграфический контроль, в соответствии с которым выделяются эпохи рудообразования. Среди них наиболее продуктивной в отношении медистых песчаников и сланцев является докембрийская эпоха, которая отличается от других более молодых эпох также присутствием крупных месторождений (Быховер, 1963) различных полезных ископаемых (железо, марганец, хромиты, свинец, цинк, графит и др.). При этом районы распространения медистых песчаников и сланцев совпадают с площадями размещения аридных зон (Страхов, 1962) и жарких поясов (Орлова, 1963) земного шара, показанных на палеоклиматических картах для постпротерозойского времени. Положение этих зон и поясов контролируется геотектоническими условиями развития земной коры. Меденосные отложения получили также широкое развитие в девонскую, каменноугольную и пермскую эпохи, а на Сибирской платформе в кембрийское и ордовикское время, что соответствует более значительному распространению площадей с аридными условиями осадкообразования в то время.

Несмотря на широкое распространение медистых песчаников и сланцев на земном шаре, они образуют узко локализованные скопления в отдельных районах и областях — металлогенические меденосные провинции, положение которых в основном контролируется геотектоническими факторами. Имеющийся к настоящему времени материал по размещению медистых песчаников и сланцев дает основание выделить на земном шаре следующие основные металлогенические меденосные провинции.

Казахстанская меденосная провинция включает медистые песчаники, распространенные в Тенизской и Джезказган-Сарысульской впадинах, наложенных на каледонские складчатые системы. К последней приурочено крупнейшее Джезказганское месторождение меди. Медное оруденение наблюдается также в девонских, каменноугольных и пермских отложениях, но наибольшие концентрации меди проявляются в каменноугольных песчаниках. В Западном Казахстане медное оруденение отмечено в пермтриасовых отложениях (Мангышлак).

Среднеазиатская меденосная провинция объединяет медистые песчаники, приуроченные к межгорным впадинам складчатых областей, к краевым и внутриплатформенным прогибам. Они известны в докембрийских, девонских, каменноугольных, пермских, меловых и неогеновых отложениях. Но наиболее широко медистые песчаники распространены в каменноугольных, меловых и неогеновых отложениях. Неогеновые медистые песчаники отмечаются также в смежных районах Западного Китая. В пределах Среднеазиатской провинции выделяется Южно-Тяньшанский меловой меденосный пояс (Попов и др., 1964), имеющий протяжение до 2000 км и включающий несколько сот рудопроявлений меди.

Приуральская меденосная провинция протягивается в виде полосы вдоль всего западного склона Урала. Меденосные отложения залегают в осадочном чехле восточной окраины Русской платформы и во внутриплатформенных руслообразных депрессиях (Каргалинская группа рудопроявлений). Меденосны все ярусы верхнепермского отдела, но в разных районах Приуралья медное оруденение приурочено к строго определенным частям стратиграфического разреза (Малюга и др., 1966). В северных районах Приуралья и на Полярном Урале медь встречается, кроме того, в ордовикских, силурийских и девонских отложениях.

Днепровско-Донецкая меденосная провинция приурочена к нижнепермским отложениям осадочного чехла Русской платформы, покрывающим Днепровско-Донецкий авлакоген. В картамышской свите здесь

вендских и нижнекембрийских отложениях краевых прогибов байкалид южного обрамления Сибирской платформы. К осадочным формациям Преаппалачского краевого прогиба герцинид приурочены меденосные отложения Пенсильвании. Наиболее молодые медистые песчаники распространены в альпийском краевом прогибе Эбро (Испания).

Особого внимания заслуживает меденосность осадочных толщ различных древних внутриплатформенных прогибов. К нижнепротерозойским отложениям Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба приурочено Удоканское и другие более мелкие месторождения и рудопроявления меди. В пределах грабенообразных прогибов фундамента древних платформ в структурах, которые Н. С. Шатский назвал **авлакогенами**, известны крупные концентрации меди. В протерозойских отложениях Катангского авлакогена Африканской платформы, протягивающегося в виде дуги от Южной Родезии через Заир до Конго (Браззавиль), залегают уникальные медные месторождения Медного пояса Замбии — Катанги. В последние годы выявлены меденосные отложения в нижнепротерозойских отложениях Олекминского авлакогена Алданского щита.

Медистые песчаники и сланцы, приуроченные к **краевым частям платформ**, имеют значительное площадное распространение. В Центральной Европе в верхнепермских карбонатно-терригенных отложениях известны крупные концентрации меди. Это медистые сланцы ГДР (Мансфельд, Зангерхаузен и др.), крупнейшие в Европе месторождения Польши (Нижняя Силезия) и другие более мелкие проявления меди, приуроченные к выступам герцинских складчатых структур. В осадочном чехле Русской платформы вдоль всего западного склона Урала протягиваются пермские меденосные отложения. В Донецком бассейне известны медистые песчаники нижнепермского возраста. В краевых частях юга Сибирской платформы распространены верхнекембрийские и ордовикские пестроцветные меденосные формации. В синийских отложениях осадочного чехла Китайской платформы находятся небольшие месторождения меди, приуроченные к выступам складчатого основания платформы. В платформенных отложениях плато Колорадо выделяются пестроцветные формации, несущие ураново-ванадиево-медное оруденение.

Наибольшее распространение меденосные отложения имеют в геотектонических структурах областей дорифейской, байкальской, каледонской и герцинской складчатостей. Они включают также крупные медные месторождения рассматриваемого типа. Постгерцинские структуры характеризуются более слабой меденосностью (таблица).

МЕДЕНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПРОВИНЦИИ

К настоящему времени на земном шаре установлено около 230 районов распространения медного оруденения в осадочных толщах (см. вклейку), включающих более 50 промышленных месторождений, из которых восемь являются крупными или уникальными. Выявлено, что в осадочных толщах они занимают строго определенное стратиграфическое положение и отмечены в пределах почти всех крупных стратиграфических подразделений (Попов, 1956). Однако наиболее продуктивен по меди докембрийский стратиграфический уровень, включающий, помимо Удоканского месторождения в Восточной Сибири, месторождения Уайт-Пайн, Маунт-Айза (также значительное по запасам свинца и цинка), месторождения Медного пояса Замбии — Катанги и Китая. Кроме того, меденосность широко распространена и на других стратиграфических горизонтах, из которых можно указать на следующие: кембрийский (Сибирская платформа, месторождение Нахал-Тимна на Синайском полуострове), ордовикский (Сибирская платформа), девонский (Центральный Казахстан, Хакассия), каменноугольный (месторождение Джекказ-

ган, Тенизская впадина, Северная Киргизия), пермский (Западное Приуралье, Центральная Европа, месторождения меди Польши и ГДР), триасовый (Западная Европа), третичный (Западный Китай, Средняя Азия).

Таким образом, в размещении меденосных отложений и связанных с ними месторождений выявляется региональный стратиграфический контроль, в соответствии с которым выделяются эпохи рудообразования. Среди них наиболее продуктивной в отношении медистых песчаников и сланцев является докембрийская эпоха, которая отличается от других более молодых эпох также присутствием крупных месторождений (Быховер, 1963) различных полезных ископаемых (железо, марганец, хромиты, свинец, цинк, графит и др.). При этом районы распространения медистых песчаников и сланцев совпадают с площадями размещения аридных зон (Страхов, 1962) и жарких поясов (Орлова, 1963) земного шара, показанных на палеоклиматических картах для постпротерозойского времени. Положение этих зон и поясов контролируется геотектоническими условиями развития земной коры. Меденосные отложения получили также широкое развитие в девонскую, каменноугольную и пермскую эпохи, а на Сибирской платформе в кембрийское и ордовикское время, что соответствует более значительному распространению площадей с аридными условиями осадкообразования в то время.

Несмотря на широкое распространение медистых песчаников и сланцев на земном шаре, они образуют узко локализованные скопления в отдельных районах и областях — металлогенические меденосные провинции, положение которых в основном контролируется геотектоническими факторами. Имеющийся к настоящему времени материал по размещению медистых песчаников и сланцев дает основание выделить на земном шаре следующие основные металлогенические меденосные провинции.

Казахстанская меденосная провинция включает медистые песчаники, распространенные в Тенизской и Джезказган-Сарысуйской впадинах, наложенных на каледонские складчатые системы. К последней приурочено крупнейшее Джезказганское месторождение меди. Медное оруденение наблюдается также в девонских, каменноугольных и пермских отложениях, но наибольшие концентрации меди проявляются в каменноугольных песчаниках. В Западном Казахстане медное оруденение отмечено в пермских отложениях (Мангышлак).

Среднеазиатская меденосная провинция объединяет медистые песчаники, приуроченные к межгорным впадинам складчатых областей, к краевым и внутриплатформенным прогибам. Они известны в докембрийских, девонских, каменноугольных, пермских, меловых и неогеновых отложениях. Но наиболее широко медистые песчаники распространены в каменноугольных, меловых и неогеновых отложениях. Неогеновые медистые песчаники отмечаются также в смежных районах Западного Китая. В пределах Среднеазиатской провинции выделяется Южно-Тяньшанский меловой меденосный пояс (Попов и др., 1964), имеющий протяжение до 2000 км и включающий несколько сот рудопроявлений меди.

Приуральская меденосная провинция протягивается в виде полосы вдоль всего западного склона Урала. Меденосные отложения залегают в осадочном чехле восточной окраины Русской платформы и во внутриплатформенных руслообразных депрессиях (Каргалинская группа рудопроявлений). Меденосны все ярусы верхнепермского отдела, но в разных районах Приуралья медное оруденение приурочено к строго определенным частям стратиграфического разреза (Малюга и др., 1966). В северных районах Приуралья и на Полярном Урале медь встречается, кроме того, в ордовикских, силурийских и девонских отложениях.

Днепровско-Донецкая меденосная провинция приурочена к нижнепермским отложениям осадочного чехла Русской платформы, покрывающим Днепровско-Донецкий авлакоген. В картамышской свите здесь

выявлено девять рудоносных горизонтов, включающих более 30 медных рудопроявлений (Беспалов, 1968). Выделяются три типа рудоносных фаций: мелководно-морские осадки, континентальные отложения и углефицированные глинистые породы, относящиеся к фациям болот (Лурье, Краснопевцева, 1969). Медное оруденение отмечается также в девонских отложениях Южного Донбасса, а за пределами провинции — в Приднепровье.

Центральноевропейская меденосная провинция включает медное оруденение, приуроченное к трем стратиграфическим горизонтам: нижняя пермь (красный лежень), верхняя пермь (цехштейн) и нижний триас (пестрый песчаник). Меденосные отложения нижней перми залегают во внутренних впадинах орогенного структурного яруса, заполненных красноватными лагунно-континентальными молассами; верхнепермские и триасовые отложения располагаются в чехле западноевропейской платформы. Медистые отложения провинции подчиняются четкому геотектоническому контролю, проявляющемуся в приуроченности их к массивам и выступам герцинского фундамента платформы. Промышленные концентрации меди и крупные месторождения располагаются в цехштейне: в ГДР — месторождения Мансфельд, Зангерхаузен и др. (Eisenhut, Kautzsch, 1954, Kautzsch, 1958); в Польше — месторождения в Председетской моноклинали (Konstantynowicz и др., 1963), Гроздецкой и Злоторьской мульдах (Konstantynowicz, 1965; Наркелюн и др., 1970₁).

Южнокитайская меденосная провинция включает меденосные отложения докембрийского, триасового, мелового и третичного возраста, приуроченные к миогеосинклинальным и внутриплатформенным прогибам и чехлу Китайской платформы. Среди них самыми крупными и лучше изученными являются медные месторождения, залегающие в нижнесинийских известняках в пределах меридионально вытянутой докембрийской полосы, так называемой Кам-Юньнаньской оси. К этой зоне, протягивающейся на расстоянии около 700 км, приурочены месторождения Туньлань, Инмин, Лошу и др. (Шао-Кэ-Чжун, 1965), рудные тела которых четко стратифицированы и в основном имеют пластовую форму.

Южноафриканская меденосная провинция (Медный пояс Замбии — Катанги) приурочена к внутриплатформенному прогибу — Катангскому авлакогену, протягивающемуся от Южной Родезии, Замбии, Заира и до Конго (Браззавиль) на расстоянии более 2000 км. Медное оруденение, представленное крупнейшими и уникальными месторождениями, наблюдается в рудной серии системы Катанги, причем меденосные отложения Замбии залегают в основном в нижнероанской, а Катанги (Заир) — в верхнероанской свите. Кроме того, меденосность отмечается в сильно метаморфизованных подстилающих породах комплекса основания; в сланцах Луфубу и кварцитах Мува (Медный пояс..., 1961; Шмарьян, 1967).

Североафриканская меденосная провинция охватывает территорию Марокко и Алжира. Пластовые месторождения и рудопроявления меди в стратиграфическом разрезе занимают значительный интервал. Они известны в докембрийских, кембрийских, каменноугольных, пермских, триасовых, юрских и меловых отложениях (Шмарьян, 1967). Наиболее значительные проявления медистых песчаников и сланцев отмечаются в северо-западной части Алжира в районе Айн-Сефра (Konstantynowicz, 1968). Сингенетичное медное оруденение в этом районе известно на большой площади и является объектом геологоразведочных работ. Здесь выделено медное оруденение, связанное с песчаниками и сланцами апта и альба и приуроченное к карбонатным отложениям нижней и средней юры.

Западноаравийская меденосная провинция приурочена к краевому прогибу, расположенному на стыке Центральноаравийской складчатой области байкалид и осадочного чехла Аравийской платформы. Медное

оруденение, тесно связанное с марганценовыми отложениями, отмечается в песчано-глинистых породах кембрийского возраста (Стихотворцева, 1969). В этих отложениях известно довольно крупное месторождение Нахал-Тимна (Синайский полуостров) и целый ряд других более мелких месторождений в районе Вади-Араби (Иордания). К среднекембрийским отложениям провинции приурочено наиболее крупное и хорошо изученное марганцевое месторождение Тимна и аналогичные ему месторождения в Иордании (Вади-Дана, Витра и др.). К северо-западу от этой провинции уже в геосинклинальных зонах отмечается медное оруденение других генетических типов. В позднекембрийских породах известны медные и золото-медные месторождения порфирирового типа, а также медные месторождения колчеданного типа. К последним относятся месторождения меди в триасовых отложениях острова Кипр и месторождение Эргани-Маден (юго-восточная Турция), залегающее в меловых отложениях.

Тихоокеанская меденосная провинция соответствует внутренней медной зоне Тихоокеанского рудного пояса, выделенного С. С. Смирновым (1946). В эту провинцию включаются крупнейшие месторождения меднопорфирирового типа в США, Мексике, Чили, Перу и на Филиппинских островах (Бингхем, Кананья, Чукикамата, Браден, Потрериллос, Эль-Сальвадор, Куахоне, Токепале, Толедо и др.) и медноколчеданные месторождения Японии, которые рассматриваются (Смирнов и др., 1968) как продукты деятельности эвгеосинклинального субмаринного вулканизма. Здесь также распространены месторождения медистых песчаников, приуроченные к межгорным впадинам областей кайнозойского тектогенеза, залегающие в пермских (месторождения рудного пояса Негра-Уануша, Перу — Колотухина и др., 1968); палеогеновых (рудный район Альтиплано, Боливия) и неогеновых (месторождение Болео, Мексика — Wilson, Rocha, 1955; на о. Тайвань) отложениях. Наиболее широкое распространение медное оруденение имеет в рудном районе Альтиплано, протягивающемся на расстоянии более 700 км и включающем месторождения Коро-Коро (Entwistle, Gouin, 1955), Чакарилья, Вета-Верда и Писакери.

Медно-ванадиево-урановая провинция Колорадо расположена в юго-западной части США на территории штатов Юта, Колорадо, Аризона и Нью-Мексико и приурочена к одноименному плато, являющемуся устойчивой областью горной системы Скалистых гор. В геологическом строении плато Колорадо принимают участие значительно деформированные докембрийские породы, составляющие фундамент плато и палеозойско-мезозойские слоистые отложения, входящие в состав его осадочного чехла. Медные и ванадиево-урановые месторождения с примесью меди приурочены к осадочному чехлу плато и к внутренним руслообразным депрессиям. Эти месторождения залегают в сероцветных песчаниках и конгломератах, тесно связанных с красноцветными породами. Меденосные породы провинции располагаются в отложениях каменноугольного, пермского, триасового, юрского и мелового возраста (Fischer, Stewart, 1961). Оруденение размещается на 50 различных стратиграфических горизонтах, из которых около половины содержат промышленные концентрации урана, ванадия и меди.

Восточно-Сибирская меденосная провинция протягивается по южному обрамлению Сибирской платформы в виде полосы шириной от 50 до 300 км на расстояние около 4000 км. Меденосные отложения приурочены к структурам (миogeосинклиналям, перикратонным опусканиям платформы, краевым и внутриплатформенным прогибам) орогенного яруса и к краевым частям платформы. К нижнепротерозойским отложениям этой провинции приурочено известное Удоканское медное месторождение. Медное оруденение также известно в отложениях других районов Сибирской платформы (Наркелюн и др., 1968а, 1970б). По восточному ее обрамлению, в Сетте-Дабанском краевом антиклинории, сложенном

карбонатно-терригенными породами нижнего и среднего палеозоя, выделяется меденосная зона, протягивающаяся на расстояние около 1000 км. Б. А. Флеров и другие геологи (Флеров и др., 1962) меденосность Сетте-Дабана связывают с трещинными интрузиями диабазовых порфириров. Однако имеющегося материала для более определенного решения вопроса о генетической природе оруденения недостаточно. Сетте-Дабанская меденосная зона и проявления меди в осадочных породах более северных районов (Кренделев, Лучко, 1968; 1970; Наумов, Ушаков, 1968) свидетельствуют о широком распространении почти не изученных меденосных отложений по восточному обрамлению Сибирской платформы.

Можно также предполагать наличие меденосных пород и в осадочных толщах западного обрамления Сибирской платформы. В северной части этого района выделяются красноцветные и пестроцветные карбонатно-терригенные формации, которые по литолого-фациальной характеристике, условиям залегания и тектоническому положению аналогичны меденосным формациям, расположенным на более южных участках западного обрамления Сибирской платформы.

Таким образом, имеющийся фактический материал свидетельствует о весьма значительном распространении медистых песчаников и сланцев в пределах почти всей краевой части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, а длительно существовавшие благоприятные геотектонические, палеогеографические и климатические факторы обусловили накопление меденосных толщ широкого возрастного интервала — от нижнего протерозоя до девона включительно.

Медистые песчаники и сланцы приурочены обычно к молассовым и терригенно-карбонатным отложениям и относятся к группе пестроцветных формаций аридного и семиаридного типа. Вопрос об отнесении к пестроцветным формациям нижнепротерозойских меденосных метаморфизованных толщ еще не решен однозначно, однако многие признаки свидетельствуют о потере первичной красноцветной окраски рудовмещающими отложениями при процессах метаморфизма (Лейтес, 1965; Салоп, 1967; Богданов и др., 1966; Наркелюн и др., 1968б). По составу отложений в пределах формаций выделяются меденосные терригенные и карбонатно-терригенные породы, причем первые более характерны для орогенных структур, а вторые для платформенных. В ряде районов медистые песчаники распространены в пестроцветных вулканогенно-осадочных формациях.

Медное оруденение рассматриваемого типа занимает определенное положение в рядах формаций вышеуказанных тектонических структур, что обуславливает тесные парагенетические связи его с другими полезными ископаемыми. Так, на Сибирской платформе наблюдается закономерная смена в латеральном (от внешних к внутренним частям платформы) и вертикальном (снизу вверх) направлениях грубозернистых пород, обогащенных кластическим золотом, меденосными отложениями, которые далее замещаются терригенно-карбонатными пластами с флюоритово-свинцово-цинковой и барито-целестиновой минерализацией, переходящими в сульфатно-галогенные толщи со специфическим комплексом редких элементов.

Таким образом, в размещении оруденения медистых песчаников и сланцев повсеместно устанавливается четкий геотектонический контроль, который можно объяснить близостью и сопряженностью складчатых горных сооружений, являющихся участками мобилизации и выноса металлов при их разрушении, и областей накопления русловых, лагунно-дельтовых, заливно-лагунных и прибрежно-морских мелководных осадков, в которых создавалась благоприятная фациально-геохимическая обстановка для концентрации меди. Тесная связь областей сноса и накопления рудоносных пород также подтверждается близким сходством веществен-

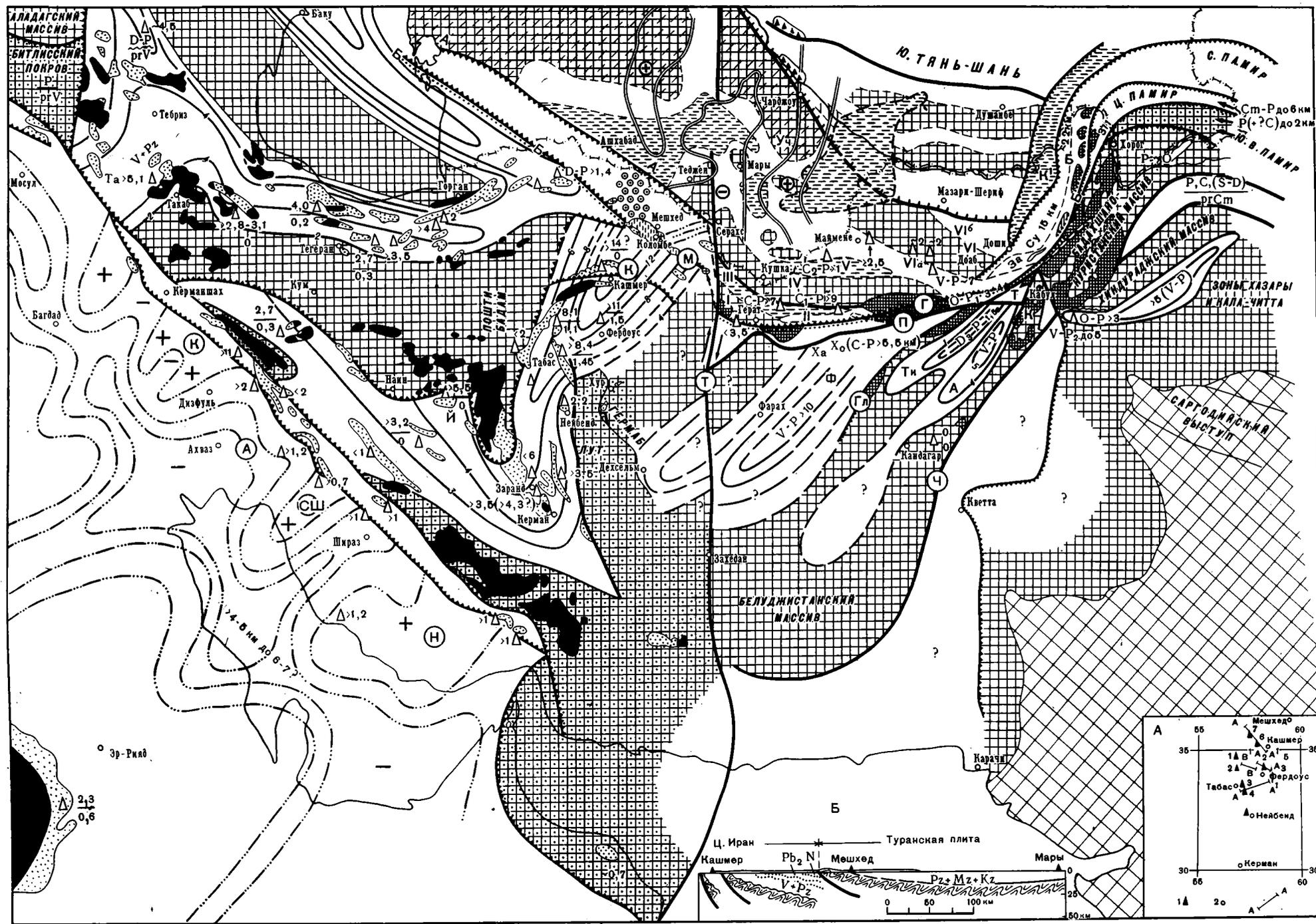


Рис. 1. Схематическая карта венд-палеозойских прогибов юга Средней Азии и Среднего Востока. Составил В. И. Браташ, 1973. Врезка А. Расположение опорных разрезов венда — палеозоя в районе Табаса, Фердоуса и Кашмера. 1 — опорные разрезы; 2 — геологические профили. Врезка Б — принципиальный тектонический разрез зоны сочленения Туранской плиты со складчатой областью Центрального Ирана по линии Кашмер — Мешхед — Мары.

Обобщение материалов произведено на основе «Схемы тектоники Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока» В. Е. Хаина, 1969; Схематической тектонической карты Ирана Дж. Штёклина и А. Рутнера, 1966. Тектонической схемы Афганистана масштаба 1:1 000 000, 1972 г. под редакцией В. М. Чмырева и С. Х. Мирзада, тектонических построений А. А. Борисова, В. М. Рыманова, Л. Б. Вонгаза по Бухаро-Гиссарской области; В. С. Князева, П. В. Флоренского, А. М. Чарыгина, 1972, Р. Г. Гарещкого, Л. Г. Кирухина, 1972, и др. — по Туранской плите.

1 — выходы на поверхность довендского основания; 2 — протерозойские, палеозойские и юрские метаморфические породы (а) и гранитоиды ранне-среднеюрского возраста (б) района Мешхеда; 3 — выходы на поверхность венд-палеозойских образований; 4 — зоны и области, в которых венд-палеозойские породы отсутствуют или характеризуются сокращенными разрезами и пониженными мощностями (а), предполагаемые палеозойские поднятия (б); 5 — чехол пермских отложений на довендском основании; 6 — выходы на поверхность нижнепротерозойской (а) и среднепротерозойской (б) консолидированного основания Афганистана; 7 — области, в которых палеозойские образования отсутствуют; 8 — пермо-триасовые прогибы; 9 — пункты замера мощностей: числитель — мощность венд-палеозойских образований, знаменатель — мощность триаса, км; 10 — изопахиты (условные) венд-палеозойских пород; 11 — предполагаемые первичные простирания палеозойских структур («+» — поднятия, «-» — прогибы); 12 — границы структурно-фациальных зон; 13 — поднятия (+) и прогибы (-) поверхности Мохоровичича в области Туранской плиты, по А. Е. Старобинцу, 1971;

14 — местоположение наисильнейших землетрясений в иранском секторе Альпийского пояса складчатости (по Б. А. Петрушевскому, 1970); 15 — Предполагаемая линия Копетдаг-Гиндукушского надвига. 16 — Рабатгашско-Чардзюуский разлом; 17 — взбросы, надвиги, покровы; 18 — Урало-Оманский линеймент со сдвиговыми деформациями; 19 — крупные разломы; 20 — числитель — стратиграфический объем венд-палеозойских пород, знаменатель — возраст подстилающих пород; 21 — общая мощность венд-палеозойских пород.

Буквами и цифрами на карте обозначены линейные парагеосинклинальные прогибы Центрального Ирана (Э — Эльбурский; Та — Такабский, И — Иездский; К-Кш — Керманско-Кашмерский многогеосинклинальный; тектонические зоны Южного Афганистана: Хафгала (Ха), Ходжа-Мурод (Хо), Туркман (Т), К — Кабульская, Ф — предполагаемый Фарахрудский многогеосинклинальный прогиб; А — Аргандабский прогиб; Ти — Тиринский прогиб, тектонические зоны Северного Афганистана — I — Гератско-Чахчаранская зона выступов нижнепротерозойского основания, позднегерцинские эвгеосинклинальные структуры: II — Западно-Сафедкохской зоны; Гиндукушко-Северо-Памирской системы (Су — Сурхобской зоны; Б — Бадахшанской зоны; За — Западно-Гиндукушской зоны); K' — Кулябская геантиклинальная зона и предпамирский позднегерцинский молассовый прогиб; Карохско-Бандитуркестанская система позднегерцинских молассовых прогибов: III — Карохский молассовый прогиб; IV — предполагаемая Чахчаранская геантиклинальная зона; V — Бандитуркестанский тафрогенный прогиб (предполагаемое юго-восточное окончание Центрально-Туркменского палеозойско-триасового прогиба); VI — Северо-Афганская геантиклинальная зона (VIa — юго-западное погружение, VIб — сводовая часть, VIб — северо-восточное погружение; Уч — Удаджинский выступ).

Разломы: А — Копетдаг-Большебалханский; Б — Копетдаг-Каспийский, М — Мешхедский, К — Кашмерский, Т — Тедженский, Г — Герирудский, П — Парапамизский, ЦБ — Центрально-Бадахшанский; Гл — Гильмендский, Ч — Чаманский

- Флеров Б. А., Булаевский Д. С., Дорофеев Д. А. Особенности геологического положения свинцово-цинкового оруденения в Южном Верхоянье.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В сб. «Совещание по осадочным породам», вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шмарьян И. А. О медных месторождениях Африки. М., Изд-во ОНТИ ВИЭМС, 1967.
- Шао-Кэ-Чжун. Геологическая характеристика и генезис медистых песчаников в Южном Китае.— РЖ геол., реф. № 11ж145, 1965, № 11.
- Eisenhut K. H., Kautzsch E. Handbuch für den Kupferschieferbergbau. Leipzig, 1954.
- Entwistle L. P., Gouin L. O. The chalcocite-ore deposits at Corocoro, Bolivia.— Econ. Geol., 1955, v. 50, No. 6.
- Fischer R. P., Stewart I. H. Copper, vanadium and uranium deposits in sandstone their distributions and geochemical cycles.— Econ. Geol., 1961, v. 56, No. 3.
- Kautzsch E. Die sedimentären Erzlagerstätten des Unteren Zechsteins.— Freiburger Forschungsh., Reihe C., 1958, H. 44.
- Konstantynowicz E. Mineralizacja utworów cechsztyну Niecki Północnosudeckiej (Dolny Slask). Warszawa, 1965.
- Konstantynowicz E., Tomaszewski I., Zimny W. Złoże rud strefy przedsudeckiej. «Slask», Katowice, 1963.
- Konstantynowicz E. Charakterystyka przejawów miedzinośnych w Bon-Kais oraz Ain Sefra (Algeria).— Rudy i metale nieżelazne. 1968, No. 6.
- Wilson I. P., Rocha V. S. Geology and mineral deposits of Baleo copper district Baja California, Mexico.— U. S. Surv. Profess. Paper Geol., 1966, No. 273.

Забайкальский комплексный
научно-исследовательский
институт, Чита

Статья поступила
20 апреля 1973 г.

УДК 551.242.31

А. Е. ШЛЕЗИНГЕР.

О ПРИЧИНАХ РАЗНОГО ПОНИМАНИЯ ПРИРОДЫ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР

Орогенные структуры разделяются на два типа: эпигеосинклинальные (протоорогенные) и активизации (дейтероорогенные). С историко-геологических позиций эпигеосинклинальные структуры являются составной частью геосинклинального класса. С другой стороны, сравнительно-тектонический анализ показывает большую близость эпигеосинклинальных структур к структурам активизации. Эпигеосинклинальный орогенез и орогенез активизации обусловлены разными тектоническими процессами и образованные ими структуры относятся к разным тектоническим классам.

Советская школа тектонистов не отождествляет орогенез со складчатостью. Под орогенезом понимается определенный этап развития земной коры, когда образуются свойственные ему структуры с характерным набором формаций. Это представление нашло отражение в исследованиях Н. С. Шатского (Тектоническая карта..., 1957) и особенно полно — Н. П. Хераскова (1967). В 30-х годах нашего столетия появились первые упоминания об орогенных структурах, не связанных с геосинклинальным этапом развития (Арган, 1935; Мирчинк, 1940). К настоящему времени проведены многочисленные исследования разных типов орогенных структур. К. В. Боголепов (1968) предложил разделение орогенеза на два типа: протоорогенез (эпигеосинклинальный орогенез по Н. П. Хераскову), т. е. орогенез, следующий непосредственно за собственно геосинклинальным этапом развития, и дейтероорогенез (орогенез, оторванный во времени от собственно геосинклинального этапа развития). Последний часто в геологической литературе фигурирует под названием «процессов активизации и ревивации», «глыбовых зон», «аркогенеза», «областей сводового поднятия», «эпиplatformенного орогенеза», «внегеосинклинального орогенеза», «активизированных областей», «эпигональных процессов», «возвратного (рекуррентного) орогенеза», «автономной активизации», «повторного орогенеза», «процессов образования «дива-регионов», «постконсолидационной активизации» и т. д.

В понимании тектонической природы орогенных структур наметилось в основном два направления. Исследователи первого направления (Н. С. Шатский, А. Е. Михайлов, А. А. Моссаковский, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Н. П. Херасков и др.) считают, что орогенные эпигеосинклинальные структуры входят в состав геосинклинального класса, являясь неотъемлемой составной его частью. В то же время структуры активизации (дейтероорогенеза) по представлениям В. В. Белоусова, Н. И. Николаева, В. Е. Хаина, Н. П. Хераскова, А. Л. Яншина и других исследователей созданы самостоятельным тектоническим режимом, равным по рангу геосинклинальному и платформенному, охватившим, начиная с мезозойской эры, определенные области земной коры.

Исследователи второго направления (С. С. Шульц, А. А. Богданов, К. В. Боголепов, И. В. Корешков, Б. Н. Красильников, К. Б. Мокшанцев,

Э. Н. Янов и др.)¹ развивают представление о самостоятельном значении орогенного класса структур, выделяемого в одном ранге с геосинклинальным и платформенным.

К необходимости выделения третьего основного элемента в структуре континентальной коры независимо от тектонистов пришли и специалисты в области металлогении (Щеглов, 1964, 1965; Горжевский, Козеренко, 1965; Фогельман, 1968). Их выводы основаны на отсутствии пространственных и временных связей между геосинклиналями и платформами, с одной стороны, и многими крупнейшими рудными поясами Забайкалья, Восточной Монголии и других районов — с другой.

Таким образом, вопрос стоит о различной трактовке эпигеосинклинальных орогенных структур, поскольку структуры активизации почти всеми исследователями выделяются в самостоятельный тектонический класс.

Различное понимание тектонической природы эпигеосинклинальных структур вызвано главным образом неодинаковыми методами, применяемыми при их анализе. Исследователи первого направления при выяснении тектонической природы эпигеосинклинальных структур основывались на историко-геологическом анализе, в то время как исследователи второго направления — на сравнительно-тектоническом. Действительно, если исходить из историко-геологического анализа, то развитие эпигеосинклинальных структур теснейшим образом связано с развитием структур главного геосинклинального этапа. Особенно это характерно для внешних зон геосинклинальных областей. Там практически всегда прогибание главного геосинклинального этапа сменялось достаточно постепенно развитием краевых или периклинальных прогибов, являющихся типичными представителями орогенного класса структур. Во внутренних зонах также известны случаи постепенной смены структур главного геосинклинального этапа орогенными.

При орогенном этапе существенное значение имеют магматические процессы. Последние, как показали исследования А. А. Моссаковского (1965) и других геологов, приводят к тому, что земная кора на их площади претерпевает необратимое изменение в своем строении. Оно выражается в формировании мощного гранитного слоя, который обуславливает в дальнейшем наступление платформенного режима. Следовательно, с историко-геологических позиций эпигеосинклинальные структуры теснейшим образом связаны со структурами главного геосинклинального этапа, чаще всего ими предопределены и являются естественно составной (заключительной) частью общего геосинклинального процесса.

Совершенно к другим выводам можно прийти, если сравнивать эпигеосинклинальные орогенные структуры со структурами активизации. Действительно, те и другие сложены формациями орогенного класса, в строении которых основная роль принадлежит различным видам моласс. Близка и последовательность формационных вертикальных и латеральных рядов, особенно при сопоставлении структур активизации с эпигеосинклинальными внутренними прогибами и впадинами. Правда, В. Е. Ханн (1965) отмечает, что молассовые серии, выполняющие структуры активизации, в значительно большей степени насыщены грубообломочным материалом, чем эпигеосинклинальные. Сопоставимы они и по мощностям, обычно измеряемым первыми или многими километрами при очень резких их градиентах, обычно связанных с разломами, ограничивающими борта этих структур. В структурах активизации и эпигеосинклинальных внутренних прогибах и впадинах развиты преимущественно, хотя и резко выраженные, но германотипные структурные формы. Эпигеосин-

¹ А. А. Богданов (1959) в качестве самостоятельного тектонического класса структур выделяет только орогенные структуры каледонид, в то же время орогенные структуры герцинид он включает в состав геосинклинального класса. Близкое понимание орогенных структур каледонид дано и в объяснительной записке к тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии..., 1966).

клинальные структуры и структуры активизации (во всяком случае внегеосинклинальные мезозойские структуры востока Азии) близки по характеру магматических проявлений. М. С. Нагибина (1968) указывает, что по составу, формационным особенностям и металлогении мезозойские гранитоиды востока Азии имеют большое сходство с мезозойскими и кайнозойскими эпигеосинклинальными гранитоидами мезозойских. По ее данным с ними связаны богатейшие месторождения олова, вольфрама, полиметаллов, флюорита, золота и редких элементов. К этому же выводу приходит и Т. В. Молчанова (1973), показывающая большую генетическую близость вулканоплутонических формаций эпигеосинклинальных структур мезозойских и мезозойских структур внегеосинклинального орогенеза востока Азии.

Аналогичная картина наблюдается по данным А. Н. Леонтьева и Л. Н. Леонтьева (1969, 1970) при сравнении эпигеосинклинальных гранитоидных формаций герцинид с гранитоидными формациями активизации востока Азии. Такое же безусловное сходство обнаруживается и в комплексной металлогении (редкие элементы, золото, полиметаллы). Изучение тектонического положения многих наземных вулканических серий окраинных вулканических поясов (активизации) по данным А. А. Моссаковского (1970) показывает, что они по своим петрологическим и петрохимическим особенностям практически не отличимы от типичных представителей субсеквентного вулканизма (эпигеосинклинального). Таким образом, сравнительно-тектонический анализ эпигеосинклинальных структур и структур активизации действительно дает основание считать, что тектонические движения, создающие эти структуры, были достаточно близки. Хотя, по-видимому, прав В. Е. Хаин (1965), указывающий, что тектонические движения, создающие структуры активизации, все же более интенсивны, дифференцированы, контрастны и охватили большую площадь, чем тектонические движения, создающие эпигеосинклинальные структуры.

Исследователи, которые выделяют орогенные структуры в самостоятельный тектонический класс, пытаются выделить структуры активизации в герцинском, каледонском и более древних циклах тектогенеза и противопоставить их эпигеосинклинальным структурам. Так, С. С. Шульц (1962) указывает, что на существование горных систем на месте платформ показывают норвежские верхнепротерозойские спарагмиты и тиллиты, а также некоторые протерозойские урано-золотоносные конгломераты Канады, Бразилии, Африки и Австралии. Прежде всего следует отметить, что приведенные примеры занимают ничтожную площадь земного шара. В то время как только эпиплатформенные орогенные пояса, по данным В. Е. Хаина (1965), охватывают 26% общей поверхности материков. С другой стороны, тиллиты не связаны с орогенными системами, а образуются в условиях относительно слабо расчлененного рельефа платформы. Спарагмиты и золотоносные конгломераты появились в разрезе платформенных образований из смежных орогенных систем. Поэтому приводимые С. С. Шульцем примеры доказывают не орогенные системы далекого геологического прошлого, возникшие на месте платформ, а эпигеосинклинальные структуры, с которых сносятся обломочный материал, накапливающийся на смежных участках разновозрастных платформ. Вообще известны многочисленные примеры присутствия в разрезе платформенного чехла формаций орогенного класса (аляхтонные телеорогенные формации), появление которых обусловлено смежными эпигеосинклинальными (протоорогенными) структурами (Шлезингер, 1974).

К. В. Боголепов (1968), А. Н. Булгаков, Б. Н. Красильников (1968) к структурам активизации (повторно-орогенным) относят Минусинскую впадину области каледонской складчатости, Уакитскую, Янгудскую, Талонскую и другие впадины области байкальской складчатости, противо-

поставляя их эпигеосинклинальным Тувинскому и Уймено-Лебедскому прогибам и среднепалеозойским впадинам Центрального Казахстана типа Джезказганской. По их представлениям, указанные структуры активизации возникают в пределах древних пенепленов после длительных процессов денудации. Поэтому они не имеют ничего общего с эпохами тектогенеза, создавшими складчатое основание, на которое эти структуры наложены. Однако приводимые доводы в пользу того, что рассматриваемые орогенные структуры с предыдущим собственно геосинклинальным этапом развития не связаны, мало убедительны.

Как известно, геосинклинальная система практически всегда состоит из участков ранней консолидации (срединные массивы, геоантиклинальные зоны) и геосинклинальных трогов. В первых из них главный геосинклинальный комплекс вообще иногда не накапливался, а комплекс основания подвергался достаточно длительной денудации. Орогенные же структуры закладывались на различных участках подстилающего геотектонического субстрата, от достаточно денудированного комплекса основания, чехлов срединных массивов до верхних горизонтов главного геосинклинального комплекса. Например, в областях герцинской складчатости Евразии можно наметить целую гамму орогенных структур от резко наложенных на байкальский комплекс основания или нижние горизонты главного геосинклинального комплекса до орогенных структур, приуроченных к синклиориям главного геосинклинального комплекса, где сохранились наиболее молодые горизонты последнего, а структурное несогласие между ними имеет несравненно меньшее значение. Наконец, во внешних зонах геосинклинальных систем между главным геосинклинальным и орогенным комплексами наблюдаются очень постепенные переходы (сквозные или непрерывного развития орогенные структуры). Однако формационные ряды этих структур, расположенных в разных зонах комплекса основания, чехлов срединных массивов и главного геосинклинального комплекса, не имеют существенных отличий. Так, по данным А. А. Моссаковского (1964), Тувинский прогиб и Минусинская впадина, относимые К. В. Боголеповым (1968) соответственно к эпигеосинклинальным и активизированным структурам, начиная со среднего девона и выше, имеют полное тождество в слагающем их наборе формаций, а также германотипном характере дислокаций. Отличаются они главным образом отношением к подстилающему главному геосинклинальному комплексу, что позволило рассматривать Тувинский прогиб в качестве унаследованной структуры, а Минусинскую впадину — наложенной (Тектоника..., 1968).

Анализ палеозойского орогенного вулканизма Евразии, проведенный в последние годы А. А. Моссаковским (1970, 1972), также показывает, что, несмотря на самые разные формы его проявления, во всех случаях структурно и генетически он был связан с развитием соответствующих палеозойских геосинклинальных поясов, полностью наследуя специфику их развития и пространственную ориентировку. Поэтому геосинклинальная природа орогенного вулканизма представляется по его мнению совершенно несомненной вне зависимости от того, в каких бы структурных взаимоотношениях с подстилающими складчатыми или нескладчатыми комплексами находились его продукты. Аналогичные выводы позволяют сделать и анализ палеозойского орогенного интрузивного магматизма (Штрейс, Макарычев, 1969).

Таким образом, орогенные структуры в областях байкальской, каледонской и герцинской складчатостей практически нигде не могут быть разделены на эпигеосинклинальные и активизированные, т. е. обусловленные собственно геосинклинальным этапом и независимые от него. Строение и развитие этих структур показывает, что они связаны со структурами главного геосинклинального этапа и поэтому должны быть включены в группу эпигеосинклинальных структур независимо от того,

являются ли они резко наложенными на структуры комплекса основания, развиты на чехлах срединных массивов или распространены в зонах структур главного геосинклинального комплекса.

Большое значение для правильного понимания тектонической природы орогенных структур имеет выяснение латерального соотношения эпигеосинклинальных структур (протоорогенных) и структур активизации (дейтероорогенных). Большинство исследователей это соотношение трактует в пользу первичности эпигеосинклинальных структур. Структуры активизации считаются вторичными, возникшими за счет резонансного воздействия эпигеосинклинальных структур. Так, Е. Е. Милановский (1964) указывает, что орогенные процессы постепенно распространяются за пределы геосинклинальных поясов, из которых они как бы «возбуждаются» и с каждым последующим циклом захватывают все более обширные площади прилегающих к ним молодых платформ или областей завершённой складчатости.

Вместе с тем в настоящее время приводятся веские доводы в пользу самостоятельности активизации и независимости ее от эпигеосинклинального орогенеза геосинклинальных областей или даже первичности активизации и вторичности эпигеосинклинального орогенеза. В этом отношении особенно показательны исследования К. В. Боголепова (1968, 1971, 2), А. Д. Щеглова (1970) и Ю. Г. Леонова (1972), В. М. Цейслера (1973). Они совершенно справедливо указывают, что сторонники первой точки зрения не оценивают масштабы несоответствия и несоизмеримости альпийской геосинклинальной области и той территории, на которой произошло новейшее горообразование.

Процессы внеальпийского орогенеза (активизации), по данным Ю. Г. Леонова (1972), чрезвычайно энергоёмки, в то время как альпийский орогенез представляет собой лишь фрагмент территории новейшего горообразования. Подобные соотношения, конечно, естественнее с его позиций объяснять тем, что сама альпийская область была втянута в горообразование под воздействием какого-то общего процесса. Однако в развитии Альпийско-Гималайского пояса имели место и процессы эпигеосинклинального орогенеза. О них свидетельствуют краевые прогибы, возникающие исключительно перед фронтом складчатых горных сооружений, сложенных преимущественно породами главного геосинклинального комплекса. В то же время краевые прогибы почти никогда не возникают перед активизированными горными сооружениями. Так, например, краевые прогибы возникли у юго-восточной и северо-западной частей Большого Кавказа, где развиты геосинклинальные образования мела и палеогена и отсутствуют перед его центральной частью (Лабино-Малкинская зона), где разновозрастные образования представляют собой уже платформенный чехол. Краевые прогибы отсутствуют также перед такими горными сооружениями, как Горный Крым, Банди-Туркестан, Гиндукуш и др., в строении которых также отсутствуют породы главного геосинклинального комплекса альпид. О процессах эпигеосинклинального орогенеза в Альпийско-Гималайском поясе свидетельствует также гранитоидный магматизм, отсутствующий в областях внегеосинклинального альпийского развития, охваченных новейшим орогенезом. Таким образом, создание Альпийско-Гималайского горного пояса шло под влиянием процессов эпигеосинклинального орогенеза и активизации, причем последние, особенно в конце третичного и в четвертичное время, играли ведущую роль.

Сближенность во времени или даже одновременность проявления процессов эпигеосинклинального орогенеза и активизации характерны также для областей мезозойской и кайнозойской (тихоокеанской) складчатостей. В этих районах разделение эпигеосинклинальных и активизированных структур вызывает большие трудности и во многих случаях до настоящего времени практически не осуществлялось. В областях па-

леозойской складчатости востока Азии известны случаи, когда эпигеосинклинальные структуры развивались вплоть до триасового или даже раннеюрского времени. Например, Кендырлыкская впадина в Иртыш-Зайсанской системе замкнулась только в конце раннеюрской эпохи. В то же время с позднего триаса на обширных территориях началось заложение структур активизации. Отнесение раннемезозойских комплексов пород, сложенных формациями орогенного класса, к эпигеосинклинальным или активизированным структурам может быть достаточно определенно обосновано анализом их соотношения с подстилающими породами палеозоя. В структурах, где ряд палеозойских орогенных формаций непосредственно продолжают орогенные формации нижнего мезозоя, последние должны быть включены в состав эпигеосинклинальных структур. Нижнемезозойские орогенные формации, которые начинают формационный ряд мезозойских структур и не связаны с палеозойскими эпигеосинклинальными структурами, должны быть отнесены к структурам активизации.

Независимость мезозойских и кайнозойских структур активизации от геосинклинального процесса принципиально отличает их от орогенных домезозойских и раннемезозойских структур, заложенных на комплексе основания или чехле срединных массивов. Возникновение последних всегда связано и обусловлено развитием смежных структур главного геосинклинального комплекса. Орогенных домезозойских структур, не связанных и не обусловленных геосинклинальным процессом, как указывалось выше, до настоящего времени не найдено. Это также доказывает неправомочность отнесения рядом исследователей некоторых домезозойских орогенных структур к активизированному классу.

Следует однако отметить, что независимость активизации от геосинклинальных процессов не значит, конечно, что последние вообще не влияют на смежные участки платформ. Под их воздействием на платформах возникают резонансно-тектонические структуры, выделенные и подробно описанные Ю. М. Пушаровским (1969, 1972). Однако по масштабу резонансно-тектонические структуры не соизмеримы со структурами активизации, имеющими, как уже указывалось, выше, глобальный характер.

Анализ геофизических материалов областей, охваченных активизацией, показывает, что в их пределах происходит увеличение мощности земной коры (Белюсов, 1964; Борисов, 1967) в основном за счет «базальтового» слоя. М. И. Разникова (1972) указывает, что в активизированных областях Тянь-Шаня «базальтовый» слой составляет 60—80% общей мощности земной коры. В то же время в пределах Карпат и Большого Кавказа «базальтовый» слой по ее данным не превышает 50—60% общей мощности земной коры.

Развитие эпигеосинклинальных структур, как указывалось выше, приводит к окончательному формированию гранитной коры, что характерно для геосинклинального процесса (Пейве и др., 1971). В то же время развитие структур активизации, как указывает Ю. Г. Леонов (1972), свойственно какому-то новому планетарному наложенному процессу, начавшемуся с мезозойской эры развития земного шара. Проявление этого процесса не зависит от региональных областей развития той или иной территории. Однако последние, как справедливо отмечает Ю. Г. Леонов, влияют на характер этих процессов. Следовательно, эпигеосинклинальный орогенез и активизация обусловлены разными тектоническими процессами, и образованные ими структуры относятся к разным тектоническим классам. Первые из них должны включаться в состав геосинклинального класса, в то время как вторые — в самостоятельный класс активизации, равный по рангу геосинклинальному и платформенному. Однако следует еще раз подчеркнуть, что тектонические движения, создающие эпигеосинклинальные и активизированные структуры, действитель-

но близки друг к другу, но вызваны разными тектоническими процессами, и в историческом отношении их появление имеет принципиальные отличия.

Литература

- Арган Э. Тектоника Азии. ГОНТИ, 1935.
- Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. «Наука», 1964.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 1.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофизика, 1968, № 8.
- Боголепов К. В. Мезозойский тектогенез во внегеосинклинальных областях Евразии.— В сб.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971.
- Боголепов К. В. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В сб.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Булгаков А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири.— Геол. и геофизика, 1968, № 8.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1965, № 1.
- Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. О месте редкометалльных поясов в региональных структурах земной коры.— Геол. руд. месторожд., 1969, № 4.
- Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. Основные тектонические аспекты эндогенной редкометалльной металлогении сиалического профиля.— В кн.: Тектоника Сибири, т. IV. М., «Наука», 1970.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 11. М., «Недра», 1964.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, № 3—4.
- Молчанова Т. В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В сб.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— Геотектоника, 1972, № 1.
- Нагибина М. С. Об эволюции тектонических условий проявления гранитного магматизма в процессе развития структур земной коры.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 2. М., «Наука», 1968.
- Пейве А. В., Штрейф Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР. 1971, т. 196, № 3.
- Пуцаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 234, 1972.
- Разникова М. И. Соотношение мощностей земной коры крупных элементов геологической структуры территории СССР.— В сб.: Методы и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 8, М., «Наука», 1972.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 84, 1968.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.
- Херасков Н. П. Тектоника и формация. Избранные труды. М., «Наука», 1967.

- Цейслер В. М.* Связь молассовых формаций и орогенных структур.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Шлезингер А. Е.* Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 255, 1974.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.— В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Шульц С. С.* Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР.— Сов. геология, 1962, № 5.
- Щеглов А. Д.* Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей.— Тр. ВСЕГЕИ, Новая сер., т. 103, 1964.
- Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
- Щеглов А. Д.* Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
1 ноября 1973 г.

УДК 551.242.52 (55+574.3)

В. И. БРАТАШ

КЕРМАНСКО-КАШМЕРСКИЙ ПРОГИБ ИРАНА И ПРОБЛЕМА СОПРЯЖЕНИЯ ДОЮРСКИХ СТРУКТУР ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ И СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Высказывается предположение о тектоническом сдвигании смежных частей разнородных Аравийской и Туранской платформ севернее Копетдаг-Гиндукушской линии надвигов и обосновывается вывод о том, что формированию мезозойских и альпийских прогибов на рассматриваемой территории предшествовало расчленение байкальской платформы на линейные прогибы с многоэпизодным режимом развития в венде и палеозое.

ВВЕДЕНИЕ

При интерпретации результатов глубинных геолого-геофизических исследований Туранской плиты и в работах по региональной геологии в большей или меньшей степени используются геологические материалы по Ирану и, в частности, по его восточным районам.

В ряде опубликованных работ по Ирану весь палеозойский цикл выделяется в качестве периода длительного тектонического покоя и слабодифференцированных тектонических движений. Время заложения геосинклинальных структур, коренной структурной перестройки довендской (байкальской) платформы относится к поздне триасовому или юрскому времени. По некоторым тектоническим схемам вся территория Ирана, расположенная западнее Восточно-Иранских гор между Копетдагом на севере и Загросом на юге, в свете приводимого фактического материала трактуется в качестве единого амобильного Иранского массива. Эти представления после составления схематической карты венд-палеозойских прогибов юга Средней Азии и Среднего Востока (рис. 1, см. вклейку к стр. 37) могут быть уточнены, а для восточной части Ирана и принципиально изменены. До освещения основной темы статьи можно отметить следующие положения, вытекающие из анализа фактического материала по венд-палеозойским отложениям Ирана и Южного Афганистана.

Наиболее глубокие и полные в стратиграфическом отношении венд-палеозойские прогибы расположены во внутренней части Альпийско-Гималайского пояса, ограниченной на западе блоком Пошти-Бадам Центрально-Иранского срединного массива, а на востоке — Кветтской зоной разломов, которая отделяет ее от Индостанской платформы. Прогибы этой области при суммарной мощности пород до 6—10—14 км (и более?) выполнены отложениями венда и всех систем палеозоя. В краевых зонах прогибов и на разделяющих их поднятиях мощность и стратиграфическая полнота рассматриваемых отложений резко сокращается. Например, градиент изменения мощностей вкострости Аргандабского прогиба составляет 75 м на 1 км и, по-видимому, превышает 150 м на 1 км в Керманско-Кашмерском прогибе.

Достаточно интенсивное структурное расчленение байкальской платформы на нижне- и средне-верхнепалеозойские прогибы глубиной до 5 км и более мы видим и западнее Урало-Оманского линейного элемента на тер-

ритории Ирана. Эти прогибы (Иездский, Такабский, Эльбурский, Боджнурдский) обрамляют Центрально-Иранский массив и Южно-Каспийское погребенное поднятие. Прогибы имеют линейную форму, значительные размеры (до 600—800 км), выполнены они платформенными формациями, но наряду с ними в их строении принимают участие и вулканогенные породы. В вендских отложениях это вулканические породы преимущественно кислого состава. В силуре венд-нижнепалеозойские прогибы испытали частичную инверсию. Нижние горизонты среднего — верхнего девона наряду с красноцветными отложениями и сульфатными породами местами содержат пирокластические и основные вулканогенные образования небольшой мощности (до 140 м). Пермские отложения, в отдельных случаях с покровами базальтов, в бортовых зонах прогибов иногда залегают с резко выраженным угловым несогласием (в районе Гольпайгана), в Такабском прогибе угловое несогласие определяется в 10°, а на остальных территориях регионально выражено крупное предпермское стратиграфическое несогласие. Степень проявления тектонических движений каледонской и герцинской эпох складчатости заметно превышала интенсивность эпейрогенических движений платформенных областей.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЕРМАНСКО-КАШМЕРСКОГО ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПРОГИБА

Значительно более энергично протекали тектонические процессы в венд-палеозойское время в иранской части Урало-Оманского линеймента. Здесь, восточнее блока Пошти-Бадам, располагается один из наиболее глубоких венд-палеозойских прогибов Среднего Востока — Керманско-Кашмерский. Длина прогиба около 800 км, ширина около 200 км в районе Кермана, 150 км в районе Табаса и, вероятно, более 200 км в Кашмерской зоне. В районе сочленения Керманско-Кашмерского прогиба с Иездским глубина венд-палеозойского прогиба была более 6 км, на широте Табаса более 8 км, а в Кашмерской зоне, вероятно всего, превышала 14 км (рис. 1, 2; таблица). С востока и запада рассматриваемый прогиб имеет тектонические ограничения. Вертикальная амплитуда разломов измеряется километрами. Выявлены крупные взбросовые дислокации, например, по профилю Заранд — Кахун-э-Гав, расположенному в 65 км севернее Кермана, (Huckriede et al., 1962; Stöcklin, 1968). В современной структуре Керманско-Кашмерский прогиб представляет собой глубокий мегаграбен, ограниченный на западе мегагорстом Пошти-Бадам, а на востоке — глыбой Лут. В пределах мегаграбена наблюдаются наиболее полные разрезы венд-палеозойских образований, интенсивное тектоническое смятие их в вертикальные, наклонные и изоклинальные складки, осложненные многочисленными взбросами.

Западный борт прогиба в южной части определяется выходами довенских метаморфических пород блока Пошти-Бадам. Метаморфические породы, по данным Дж. Штеклина (Stöcklin, 1968), Р. Хукриде и др. (Huckriede et al., 1962), с резким угловым несогласием перекрываются разновозрастными породами венда, палеозоя и мезозоя. Блок Пошти-Бадам рассматривается в качестве унаследованно развивавшегося «ассинтского» горста. Западнее Кермана на крыле этого горста девонские отложения с пологим угловым несогласием залегают на породах венда; из разреза выпадают отложения кембрия и ордовика мощностью около 1600 м. Западный борт прогиба четко фиксируется на широте Табаса. Если в хребте Шотори мощность венд-палеозойских образований превышает 8,4 км, то в 100 км западнее его, в горах Кальморз, метаморфический комплекс перекрывается уже верхнепалеозойскими известняками мощностью менее 2 км.

Восточный борт Керманско-Кашмерского прогиба ориентировочно определяется следующими данными. По профилю Заранд — Кух-э-Гав,

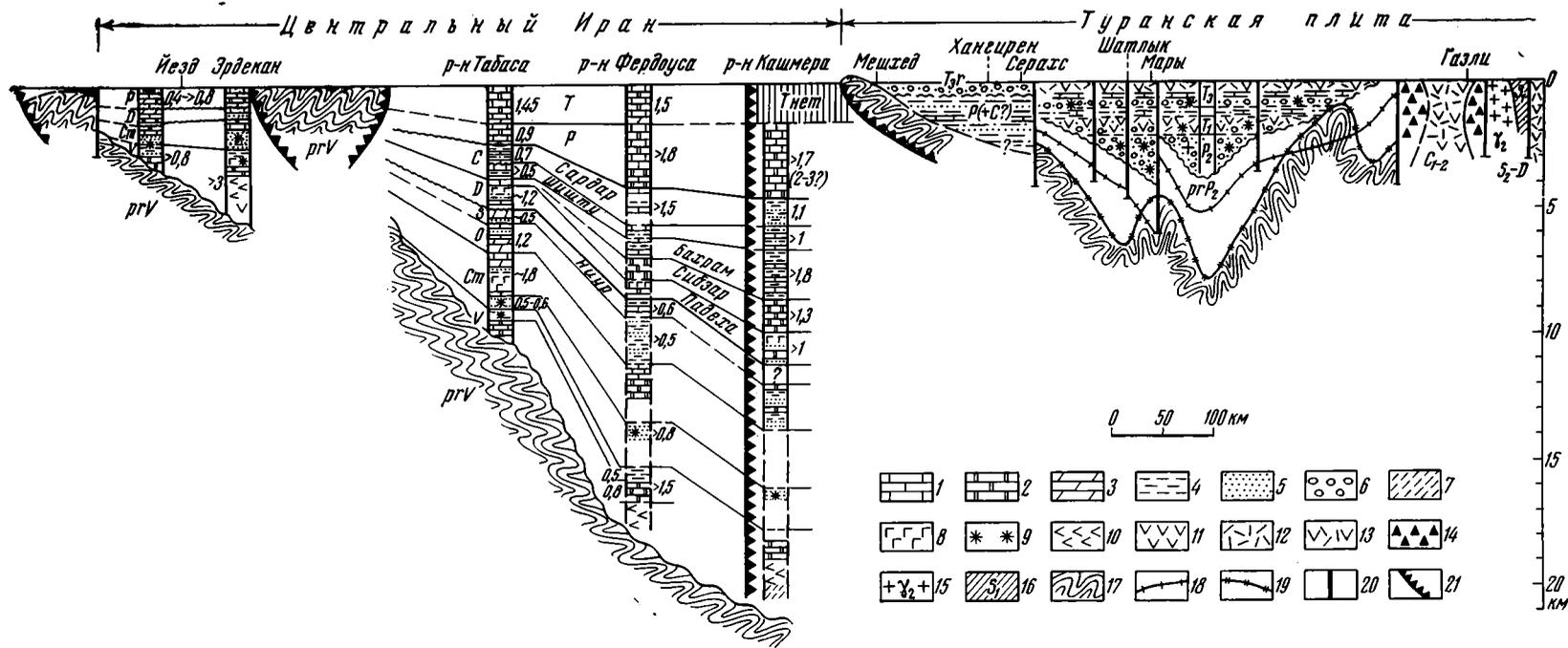


Рис. 2. Сводные разрезы венд-палеозойских отложений по линии Йезд—Мешхед—Серакс—Газли. Составил В. И. Браташ (использованные материалы указаны в тексте).

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — песчаники, алевролиты; 6 — гравели, конгломераты; 7 — сланцы, 8 — гипс, ангидрит; 9 — красноцветность пород; 10 — кислые вулканы; 11 — средние и основные вулканы; 12 — пирокластические породы; 13 — вулканогенно-оса-

дочные породы; 14 — интрузивные породы основного и среднего состава; 15 — раннегерцинские гранитоиды; 16 — нижнесилурийские песчано-сланцевые флишеидные отложения; 17 — консолидированное основание; 18 — мощности неконсолидированных палеозойско-триасовых отложений (по Л. Г. Кирюхину, 1972); 19 — мощности промежуточного комплекса (по В. С. Князеву, П. В. Флоренскому, А. М. Чарыгину, 1972); 20 — разломы; 21 — предполагаемые надвиги, шарьяжи

Данные о мощностях венд-палеозойских отложений для районов Табаса, Фердоуса и Кашмера Восточной части Ирана

№ точки на врез-ке А к рис. 1	Местоположение	Источник	Мощность, км																			
			P	C _s	D _{sh}	D			S	Формация Мила			Лалун Cm _l	венд					V+P ₂			
						D _b	D _s	D _p		O	Cm _d	Cm _k		V _z	V _b	V _s	V _r	V _t				
1	хр. Озбак-Кух	О. Н. Walliser, 1966		0,6—0,9	0,3—0,4	0,3—0,5	0,1															
2	хр. Ширгешт	A. Ruttner et al., 1968	0,12—0,75	1+	0,2+	0,3+	0,1	0,7	0,6	1,2	0,8	>1(до 3?)	0,5	0,3—0,4	0,6	Нет	Нет					~8—9
3	хр. Шотори	J. Stöcklin et al., 1965	0,5—0,8	0,7+	0,5+	0,5+																
4	р-н Бошруджа	Лист «Boshruyeh», 1: 250 000, 1969	0,9	0—0,66	1	1,1																
5	р-н Фердоуса	Лист «Ferdows», 1: 250 000, 1970	2	>1					>0,6*	>0,5*+	+		>0,75*	V _z +V _s =1,4*	+	?						>9—11
6	р-н Кашмера	Лист «Kashmār», 1: 250 000, 1971			>1	1,8	>1,3	>1	+?	+	+	+	+		+	+	+					>14
7	То же	Лист «Kashmār», 1: 250 000, 1971	>1,7	1,1																		

Примечание «+» — наличие отложений данного возраста.
* — северо-западное окончание профиля В — В¹.

согласно исследованиям Дж. Штёклина (Stöcklin, 1968) и Д. С. Сафронова (1972), разновозрастные толщи кембрийско-девонского комплекса характеризуются сокращением мощностей в восточном направлении с градиентом примерно в 1 км на расстоянии 20 км. В 220 км севернее Кермана, вблизи г. Найбенда, на докембрийском фундаменте залегают палеозойские породы мощностью в 2—2,2 км. В 75 км восточнее, на площади Гермаб у восточного края глыбы Лут, под пермскими известняками появляются слегка метаморфизованные породы, которые условно отнесены к довендскому метаморфическому комплексу (Stöcklin, 1968). Учитывая имеющиеся данные, резко сокращенные мощности венд-палеозойских пород можно предполагать в меридиональной зоне, протягивающейся от Омана на юге до Гермаба на севере на расстоянии более 1200 км. При этом южнее последнего в выявленных обнажениях довендский фундамент перекрывается карбонатными породами пермского и пермо-триасового возраста.

Осевая линия Керманско-Кашмерского прогиба в субмеридиональном направлении проходит через Заранд, Равар, Табас и далее в северо-северо-восточном направлении близ городов Фердоуса и Кашмера.

По результатам геологической съемки м-ба 1 : 100 000 района Керманского каменноугольного месторождения венд-палеозойские отложения в 15 км северо-восточнее Заранда имеют мощность более 6 км (венд — более 2 км, песчаники Лалун — 0,7 км, среднекембрийские — каменноугольные отложения — до 3 км и пермские отложения — не менее 0,5 км, по Д. С. Сафронову, 1972). Без вулканогенно-осадочной формации Ризу (мощностью более 1 км) и вендской соленосной толщи вышележающие отложения верхней части венда и палеозоя в районе Заранда имеют мощность около 6 км (Huckriede et al., 1962; Stöcklin, 1968). В 25 км юго-западнее Заранда мощность силур-среднедевонских пород превышает 3,4 км, девонско-триасовых — более 0,6 км. Мощность подстилающих отложений кембрия и венда здесь, видимо, более 4 км, о чем может свидетельствовать Зарандский разрез венда и палеозоя.

Имеющиеся материалы по Керманскому району указывают на приуроченность максимальных мощностей палеозойских и юрских отложений к Кухбенанской приразломной зоне, которая прослеживается от Заранда в северном направлении. Выявляемое при этом пространственное совпадение зон максимальных мощностей юрских и палеозойских отложений, наблюдаемое и в западных венд-палеозойских прогибах, указывает, по нашему мнению, на наличие единого глубокого венд-палеозойского прогиба, который от Заранда в северном направлении под покровом юрских и более молодых отложений протягивается к Табасу, Фердоусу и Кашмеру. Это заключение обосновывается также закономерным увеличением на север мощностей и стратиграфической полноты венд-палеозойских отложений, что устанавливается как по ранее опубликованным работам, освещающим геологическое строение хребтов Шотори (Stöcklin et al., 1965), Ширгешт (Ruttner et al., 1968), Озбак — Кух (Walliser, 1966), так и по новым геологическим картам масштаба 1 : 250 000 для площадей «Boshruyeh» (Stöcklin et al., 1969), «Ferdows» (Eftekhar-Nezhäd, et al., 1970) и «Kashmär» (J. Eftekhar-Nezhäd et al., 1971)¹. Из указанных работ могут быть сделаны следующие выводы.

Если ранее предполагалась локализация мощных (более 8 км) разрезов венда и палеозоя только в грабенообразном узком прогибе, ограниченном системой гор Озбак-Кух, Ширгешт и Шотори, то теперь устанавливается значительно более широкое площадное распространение венд-палеозойских отложений. В южном направлении от хр. Озбак-Кух и Ширгешт в сторону выступа фундамента глыбы Лут у г. Нейбенда происходит не уменьшение, а увеличение мощностей формаций Шишту и

¹ Расположение профильных разрезов показано на врезке А рис. 1.

Бахрам соответственно с 0,2 до 1 км и с 0,3 до 1,1 км и более. Общая мощность венда и палеозоя резко возрастает в северо-северо-восточном направлении. При сравнении с Табасским районом имеющиеся материалы позволяют говорить о закономерном увеличении в направлении к Кашмеру мощности пермских, каменноугольных, девонских отложений (от 1,2 км до 4,1 км и более в районе Кашмера, только для девона) и дополнительном возрастании суммарной мощности рассматриваемых пород за счет появления более низких горизонтов венда (вулканогенно-осадочных пород формации Ризу и подстилающих их аспидных сланцев, см. рис. 2, таблицу)¹. Мощность пермо-карбона близ Фердоуса (более 3 км) примерно в 2 раза больше, чем в районе Табаса (около 1,5 км). Из приведенного сопоставления разрезов можно установить, что мощность венд-палеозойских образований в районе Фердоуса превышает 9—11 км, а в районе Кашмера — 14 км.

Из этих данных, таким образом, видно, что в иранской зоне Урало-Оманского линеймента в венд-палеозойское время располагался глубокий (в Кашмерской подзоне глубиной более 14 км) миогеосинклинальный прогиб длиной 800 км и шириной свыше 200 км. Прогиб сложен континентальными (в нижнем кембрии), лагунными (в венде, в нижней части девона) и главным образом морскими отложениями. В горах Ширгешт, тяготеющих к осевой зоне прогиба, помимо кислых вулканических пород, широко распространенных в венде, к нижней части среднего кембрия приурочена формация Кальшане мощностью от 1 до 3 км, представляющая собой хаотическую смесь темно-серых и серых доломитов, известняков, красных и желтых сланцев, мергелей и основных вулканических пород, что в совокупности напоминает сложные тектонические образования цветного меланжа. Основные породы здесь представлены горнблендит-авгитовыми и оливин-авгитовыми долеритами. Выше по разрезу оливиновые базальты небольшой мощности (первые десятки метров) характеризуют отложения силура. Вулканиды формации Кальшане. А. Рутнер и его соавторы (Ruttner et al., 1968) связывают с раннесилурийским вулканическим циклом.

Прогиб характеризуется непрерывным прогибанием на протяжении всего венд-палеозойского времени, большими (до 80—90 м на 1 км) градиентами изменения мощностей вкрест его простирания. В северной (Кашмерской) подзоне замыкание и тектоническая инверсия миогеосинклинального прогиба произошли в триасе или в предтриасовое время, а в южной зоне миогеосинклиналь унаследованно прогибалась вплоть до позднюрского времени. После слабо проявленных предрэтских инверсионных движений в рэтское и юрское время здесь наступает орогенный этап развития и только в предмеловое время происходит полная тектоническая инверсия (т. е. на один-два геологических периода позже по сравнению с Кашмерской подзоной и областями герцинской складчатости юга Средней Азии и Северного Афганистана). Формирование же главного миогеосинклинального комплекса произошло в домезозойское время, что принципиально отличает палеозойско-мезозойские структуры Центрального Ирана и Эльбурса от более молодых геосинклинальных структур Копетдага, Восточно-Иранских гор и Макранской горной системы Ирана и Пакистана, в пределах которых формирование главного геосинклинального комплекса не было унаследованным от палеозойского этапа и началось в мезозойское или палеогеновое время.

Для территории Центрального Ирана к рэтскому времени относится не начальная стадия заложения альпийских геосинклинальных прогибов,

¹ На рис. 2 отражены литологический состав, закономерности изменения мощностей и четкая корреляция венд-палеозойских разрезов. Описание стратиграфии и вещественного состава венда и палеозоя в нашей печати приводятся в работах Д. Л. Степанова (1969), Ю. Г. Моргунова и С. Г. Рудакова (1972).

а, наоборот, орогенная стадия развития парагеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибов, заложение которых произошло в венде и палеозое.

Это заключение вытекает из приведенного краткого описания венд-палеозойских прогибов Центрального Ирана и формационного состава рэтско-юрских отложений. При мощности в 6—7 км рэт-юрские формации сложены в основном континентальными озерными, речными и болотными угленосными осадками и образуют с подстилающими венд-палеозойскими образованиями единые, унаследованно развивавшиеся прогибы.

В палеогеновое время Кашмерская подзона вошла в состав глубоко-го Зенджан-Гератского орогенного прогиба, который пересек венд-палеозойский прогиб в широтном направлении.

Кашмерская подзона венд-палеозойского синклинория с юга ограничена Кашмерским разломом, а на севере — Мешхедским. Последний, видимо, является юго-восточным продолжением Копетдаг-Каспийского разлома (Амурский и др., 1968). Эти разломы разграничивают глыбы земной коры с резко отличным режимом геологического развития.

Для пояснения ранее сказанного можно привести следующее. Если в Керманской подзоне юрские отложения на большей части территории залегают конформно на согласно наслоенных породах палеозоя и триаса и только в северной части со слабым угловым несогласием на каменноугольных породах (в хр. Шотори), то в Кашмерской подзоне юрские отложения залегают резко несогласно на интенсивно дислоцированных разновозрастных толщах венда — палеозоя, перекрывая и породы самых нижних горизонтов венда. Как уже отмечалось, полная тектоническая инверсия венд-палеозойского прогиба здесь произошла не в предмеловое время, как в Керманской подзоне, а в предьюрское, а возможно, и в пред-триасовое время, так как в пределах Кашмерского планшета триасовые отложения не обнаружены. О первоначальных размерах Кашмерской подзоны по имеющимся данным судить трудно, так же как и о первоначальной ширине Йездского прогиба, который в современной структуре представлен только своим юго-западным крылом.

К ПРОБЛЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОПРЯЖЕНИЯ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ СО СРЕДИЗЕМНОМОРСКИМ ПОДВИЖНЫМ ПОЯСОМ В ДОЮРСКОЕ ВРЕМЯ

Принципиальное значение приобретает то обстоятельство, что интенсивно углубляющийся к северу миогеосинклинальный Керманско-Кашмерский венд-палеозойский синклинорий резко обрывается ортогонально ориентированной Мешхедской тектонической зоной, которая в доюрское время приключалась к южной краевой части Туранской плиты.

На юго-западе Туранская плита на протяжении 700 км граничит с Туркмено-Хорасанской альпийской складчатой областью. Степень изученности ее низкая. На основании имеющихся материалов по Мешхедской зоне можно считать, что северо-западнее Карохского пермотриасового прогиба (см. рис. 1), за линией Тедженского разлома, рэтско-кайнозойские структуры северо-западного простирания резко несогласно наложены на позднегерцинские складчатые структуры восток-северо-восточного простирания (Воппард, 1944). По мнению Х. Хубера (1969), главная складчатость здесь проявилась в предпермское время. Сопоставление ограниченных данных по Мешхедской зоне, приводимых Э. Боннаром (Воппард, 1944), Дж. Штёклиным и М. Х. Набави (Stöcklin, Nabavi, 1973), с новыми материалами по Западно-Сафедкохской зоне поздних герцинид и Карохскому пермо-триасовому прогибу позволяет шиферные сланцы Рабат и Коломбе и слюдястые сланцы Занг-Баста Биналудского хребта коррелировать с каменноугольной аспидной формацией Западно-Сафедкохской зоны, а мощный триасовый (позднегер-

цинский?) комплекс в хр. Пиревеш Восточного Копетдага, дислоцированный в доюрское время и представленный песчаниками, конгломератами, сланцами, угольными пластами, известняками и вулканическими породами (Stöcklin, Nabavi, 1973) — с триасовыми молассами Карохского прогиба. При таком сопоставлении можно было бы говорить о прямом продолжении Карохского пермо-триасового прогиба под Копетдагом.

Однако такому заключению, часто встречающемуся в опубликованных работах, противоречит восток-северо-восточное простираение герцинских структур в Биналудских горах и такое же простираение глубинных палеозойских структур в центральной и северо-западной частях Копетдагской подзоны. Исследования Г. И. Амурского, А. А. Борисова, В. И. Лыкова, И. Ф. Шелегова (1968), Г. И. Амурского (1972) и других геологов показывают, что на всем протяжении советской части Копетдагской подзоны, ограниченной Копетдаг-Большебалханским и Копетдаг-Каспийским разломами, широко развиты поперечные к генеральному простираению магнитные аномалии, зоны градиентов магнитного и гравитационного полей также поперечного направления. Они отождествляются с разломами или ортогональными дислокациями фундамента, которые находят отражение и в современной структуре (Амурский, 1972). Западнее Урало-Оманского линеамента уже не северо-западным, а субширотным простираением характеризуется Центрально-Туркменский палеозойско-триасовый прогиб. Эти согласующиеся между собой геологические и геофизические данные не позволяют объединять позднегерцинские структуры Мешхедской зоны и Сафед-Коха в единую структурно-формационную зону. Между ними в районе Урало-Оманского линеамента происходит торцовое сочленение, что могло обуславливаться как правосдвиговыми дислокациями, так и дислокациями типа надвигов и поддвигов в широтном направлении. Предположение о подобном типе дислокаций более уверенно вытекает из анализа материалов по мезозойским структурам Ирана и Афганистана.

Мешхедско-Копетдагскую зону на доюрском этапе развития можно трактовать как зону поздних герцинид с восток-северо-восточным простираением складчатых структур и структурно-фациальных зон. Интенсивная дислоцированность и магматизм палеозойско-триасовых комплексов, восток-северо-восточное простираение структур, видимое отсутствие красноцветных моласс перми отличают эту зону поздних герцинид от прилегающей с северо-востока Каракумо-Североафганской области Туранской плиты и от вендско-палеозойских структур Центрального Ирана. В общей структуре доюрских комплексов юга Средней Азии и Среднего Востока Мешхедская зона представляется в качестве буферной, шовной зоны между Туранской и Аравийской платформами и напоминает в структурном отношении аналогичную узкую буферную зону Сиах-Коха и хр. Баба Южного Афганистана, заключенную между Герирудским (Гиндукушским) и Парапамизским разломами восточнее Урало-Оманского линеамента.

В современной структуре Мешхедская тектоническая зона образует дислоцированную моноклинал, допалеозойское основание которой воздымается в юго-западном направлении до положительных абсолютных отметок в 3000 м и более. В том же направлении ступенчато воздымается довендское основание и в Кашмерской подзоне — от абсолютных отметок ниже —15—20 км¹ под Мешхедом до примерно нулевых отметок в приразломных блоках Кашмерской системы нарушений (близ г. Кашмера). В принципе здесь отмечаются те же тектонические взаимоотношения, которые автор совместно с В. В. Печниковым наблюдал в Кокчинском грабене Северного Афганистана, где палеозойские и докембрий-

¹ Примерная мощность дислоцированных неоген-четвертичных, палеогеновых, мезозойских и палеозойских пород, залегающих над основанием (см. врезку Б на рис. 1, 2).

ские комплексы Бадахшана образуют аллохтон, надвинутый по крупным надвигам на 12—15-километровую толщу верхнеэоценовых отложений (профиль V—V на рис. 2 в работе В. И. Браташа и др., 1970). Хорошо выраженное сходство тектонического строения Кашмерско-Мешхедского района Ирана и зоны сопряжения Кокчинского грабена с горным массивом Афганского Бадахшана, сходство структурных карт (см. рис. 1) венд-палеозойских прогибов и поднятий Мешхедской и Кашмерской зон, с одной стороны, и области сочленения венд-палеозойских структур Внешнего Загроса и Центрального Ирана — с другой (надвиговая природа сочленения Внешнего Загроса с Центральным Ираном доказана), а также геологические материалы, обобщенные на рис. 2, позволяют высказать предположение о тектоническом сдвиге краевых частей доюрских структур Туранской плиты и Аравийской платформы в районе севернее Мешхедского разлома.

С этим предположением хорошо согласуются и геолого-геофизические материалы по Туранской плите. Согласно сводным геолого-геофизическим исследованиям, выполненным А. Е. Старобинцем (1969), В. С. Князевым, П. В. Флоренским, А. М. Чарыгиным и др. (1972), Г. И. Амурским (1972), Р. Г. Гарецким и Л. Г. Кирюхиным (1972), К. Н. Кравченко, М. В. Муратовым, Л. В. Вонгазом и их соавторами (1973), структуры фундамента и неконсолидированных палеозойско-триасовых пород севернее Мешхедской тектонической зоны имеют северо-западное простирание и осложняются ортогональными сдвиговыми дислокациями. На широте г. Ашхабада выявляется глубокий (9—10 км) палеозойско-триасовый прогиб субширотного простирания. На фоне этих структур фундамента неожиданным можно было бы считать обнаружение А. Е. Старобинцем (1971) в пределах Каракумской низменности четко и контрастно выраженных меридиональных поднятий и прогибов («корней гор»), выявленных по поверхности Мохоровичича на глубинах 36—55 км. После же рассмотрения материалов по геологии Ирана, позволяющих предполагать продолжение Керманско-Кашмерского венд-палеозойского прогиба в северном направлении под южным краем Туранской плиты (см. рис. 2, и врезку на рис. 1), представляется совсем не случайным, что самый глубокий прогиб по поверхности Мохоровичича (с отметками в 52—54 км) расположен на продолжении оси Керманско-Кашмерского миогеосинклинального венд-палеозойского прогиба (рис. 1). Выявленный А. Е. Старобинцем глубокий прогиб в поверхности Мохоровичича наибольшую ширину имеет в районе Теджена-Серахса, а севернее на широте Чарджоу (т. е. в 400 км севернее Мешхеда) центриклинально замыкается. С запада и востока по поверхности Мохоровичича прогиб ограничивается меридиональными поднятиями. На западном поднятии поверхность Мохоровичича залегает на глубинах от 44 до 36 км, а на восточном — от 44 до 40 км.

В 1970 г. Б. А. Петрушевский опубликовал «Схему расположения наиболее сильнейших землетрясений» для Среднеземноморского и юго-западной части Тихоокеанского складчатых поясов. Примечательно на этой схеме для территории Ирана то, что неоднократные случаи наиболее сильнейших землетрясений и сгущение их эпицентров приурочивается к Керманско-Кашмерскому прогибу Аравийской платформы и глубокому прогибу по поверхности Мохоровичича Туранской плиты в зоне их тектонического сопряжения (рис. 1).

Время крупных надвиговых дислокаций на стыке Аравийской и Туранской платформ в районе Мешхеда определяется достаточно определенно как триасовое на основании того, что по формациям и простираниям структурно-фациальных зон венд-палеозойские и триасовые комплексы Керманско-Кашмерского синклиория и Мешхедской зоны резко отличны друг от друга, а по юрским угленосным отложениям, перекрывающим сильно дислоцированные и раздробленные венд-палеозойские структуры, эти области однотипны.

Эта гипотеза об аллохтонном положении южной окраины Туранской плиты, высказанная автором в 1973 г., хорошо согласуется с новыми данными по зоне сочленения герцинид Северного Афганистана со складчатой областью Южного Афганистана. Согласно В. И. Славину и С. Х. Мирзаду (1969) вся Парапамизская зона герцинид, «по-видимому, надвинута в южном направлении; анализ геологической карты говорит о том, что амплитуда надвига может быть достаточно большой», (стр. 72). Время образования краевого надвига, по В. И. Славину и С. Х. Мирзаду, относится к периоду киммерийской складчатости.

Геологическими исследованиями В. И. Дронова, С. М. Калимулина, С. С. Карапетова, К. Ф. Стажило-Алексеева, А. Х. Кафарского и многих других, выполненными в 1970—1972 гг., установлено тектоническое выклинивание целого ряда разнородных структурно-формационных зон между глыбами Северного и Южного Афганистана и прямые проявления шарьяжной тектоники.

Имевшиеся к 1973 г. материалы позволяли говорить о весьма значительных амплитудах горизонтальных перемещений глыб земной коры по иранско-афганской линией водораздела Евразии, тем более, что это предположение получало дополнительные обоснования из анализа материалов по геологии венд-палеозойских, мезозойских и более молодых отложений Северного и Южного Афганистана.

В 1974 г. гипотеза об аллохтонном положении южной окраины Туранской плиты на северной краевой части более южных континентально-океанических плит, основанная на анализе геологических материалов, весьма существенные подтверждения получила в результатах сейсмогеологических исследований А. А. Лукка, А. А. Гангнуса и Л. П. Винника (Лукк, Гангнус, 1974). Этими исследованиями вдоль северных отрогов Гиндукуша и Западного Памира установлены фокальные зоны глубокофокусных землетрясений, сходные по своим параметрам с фокальными зонами глубокофокусных землетрясений Тихоокеанского кольца. Указанными исследователями установлено, что фокальная зона Памира — Гиндукуша расчленяется на две подзоны, представляющие собой две противоположно погружающиеся фокальные поверхности. Западная из них погружается со стороны Афганистана под Таджикскую депрессию в направлении северо-северо-запад, постепенно увеличивая угол падения, а восточная подзона круто падает под территорию Афганистана в направлении юго-юго-восток. Аналогичные заключения были отражены и на рис. 1, на котором западная фокальная поверхность может находиться вдоль всей Копетдаг-Гиндукушской линии триасовых надвигов (Копетдаг-Гиндукушская зона Беньофа), а восточная фокальная поверхность — вдоль Западно-Памирской системы новейших надвигов.

Интерпретацию материалов, приводимую А. А. Лукком и А. А. Гангнусом, можно дополнить также и тем, что восточная подзона фокальной поверхности Памира — Гиндукуша с погружением литосферы в южном направлении появилась относительно недавно, вероятнее всего в неогене — антропогене. В мезозое восточная часть Копетдаг-Гиндукушской зоны Беньофа, по-видимому, составляла единый линеамент вдоль южного края Лавразии (вплоть до Циньлиня) с общим погружением пластин литосферы в северном направлении. Об этом, по нашему мнению, свидетельствуют материалы по «Тектонике Евразии» (1966), данные по динамике развития мезозойско-кайнозойских структур, обрамляющих Индостанскую платформу, смена во времени триасовых поддвигов Центрального Ирана под Туранскую плиту на надвиги альпийского возраста во внешней зоне Копетдага.

В общем виде приведенная интерпретация геологических материалов по Средней Азии и Среднему Востоку может обосновываться также следующими данными.

В Иранском и Афгано-Пакистанском сегментах в региональном плане проявляется и намечается закономерное увеличение мощностей венд-палеозойских отложений в северном направлении — ортогональном к простиранию Средиземноморского пояса — от периферийных районов Аравийской и Индостанской платформ к Копетдаг-Гиндукушской линии надвигов. К ней прогибы подступают почти ортогонально, имея северо-восточное простирание. Углубление прогибов в направлении к широтно ориентированной древней «кристаллической оси» Гиндукуша подчеркивается изменением состава палеозойских отложений от платформенных формаций к геосинклинальным и увеличением степени их метаморфизма. Протяженные выходы протерозойских метаморфических комплексов Парапамиза и Гиндукуша с южной стороны имеют тектонические контакты с каменноугольными аспидной формацией зоны Ходжа-Мурод мощностью более 4 км, сходной формацией зоны Туркман мощностью более 3 км, с флишевой и вулканогенной формацией Кабульской зоны мощностью более 3 км. При сравнении с Аргандабским прогибом мощность каменноугольных пород здесь возрастает в 3—4 раза.

Осадками открытого моря характеризуются средне- и верхнедевонские отложения, представленные толщами мергелей, известняков и доломитов мощностью более 1500 м в отличие от Аргандабской подзоны, где более половины разреза всего девона сложено песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, и Тиринской подзоны, в которой имеются только верхнедевонские отложения мощностью в 90—200 м, представленные песчаниковыми фациями¹.

Закономерное увеличение глубины венд-палеозойских прогибов в северном направлении в условиях лучшей геологической раскрытости палеозойских комплексов фиксируется на Памире, в направлении от юго-восточного Памира в сторону Центрально-Бадахшанского разлома.

Как в восточной части Ирана, так и в Южном Афганистане венд-палеозойские прогибы представлены частично, как бы только своими южными центриклиналами. Их естественные северные продолжения тектонически обрываются, по нашему мнению, перекрываются широтно ориентированными структурно-фациальными зонами Афгано-Таджикской области и Туранской плиты иного формационного состава, развития и времени проявления главных складчатостей.

Для рассмотренных прогибов и тектонических зон, расположенных между Парапамизским и Герирудским разломами, морские условия осадконакопления существовали в поздней перми, в течение всех эпох триаса и на протяжении всего юрского периода. В разрезах фиксируются лишь кратковременные перерывы внутри перми, в подошве триаса, в верхах верхнего триаса и более резко выраженные предраннеюрские движения, с которыми в зоне Ходжа-Мурод связаны угловые несогласия. Для поздней перми и большей части триасового периода характерными были спокойные, платформенные условия осадконакопления (в зонах Ходжа-Мурод и Хафтгала максимальная мощность верхнепермско-норийской карбонатной формации не превышает 700 м), и лишь в верхне-триасовое время или только к концу норийского века тектонические движения резко усиливаются — образуются глубокие (до 4 км) грабенообразные прогибы (выполненные аспидной формацией, а иногда аспидной и вулканогенной формациями) и разделяющие их зоны размываемых поднятий. Отложения рэтского возраста не установлены, они, видимо, выпадают из разреза. Выше (с угловым несогласием в глубоких прогибах типа Ходжа-Мурод) залегают морские карбонатно-терригенные отложения нижней и средней юры мощностью 300—500 м.

¹ Материалы А. Н. Демина, Ш. Ш. Деникаева, Ю. М. Довгала, В. И. Дронова, С. С. Карапетова, А. Х. Кафарского, А. Я. Кочеткова, В. И. Славина, И. И. Сонины, Н. М. Феруза, М. А. Чальяна и др.

Имеющийся фактический материал свидетельствует, таким образом, о том, что в поздней перми и на протяжении почти всего триаса обширнейшие пространства Гондваны и Тетиса, за исключением Кашмерской подзоны, находились под уровнем эпиконтинентального морского бассейна, в пределах которого происходило накопление однообразных толщ известковых и доломитовых илов. Эти толщи осадков открытого моря сплошным чехлом подступают с юга к Копетдаг-Гиндукушскому надвигу без каких-либо признаков близкого расположения к береговой линии. За линией надвига региональным площадным распространением пользуются многокилометровые комплексы красноцветных молассовых и вулканогенно-осадочных пород верхней перми и триаса, что наряду с другими геологическими данными наглядно отражает вторичный характер сопряжения Афгано-Таджикской области и Туранской плиты со Средиземноморским складчатым поясом.

Приведенные геологические материалы, по нашему мнению, подтверждают представления многих геологов о горизонтальной мобильности литосферы, о больших амплитудах горизонтального перемещения глыб и блоков земной коры в пределах Среднего Востока, Средней и Центральной Азии.

Литература

- Амурский Г. И., Борисов А. А., Лыков В. И., Шелегов И. Ф.* Глубинное строение земной коры Копетдага — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 6.
- Амурский Г. И.* Региональная тектоника запада Средней Азии. Автореф. докт. дис., МГУ, 1972.
- Браташ В. И., Егулов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И.* Геология и нефтегазоносность севера Афганистана.— Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 80.
- Буртман В. С., Поршняков Г. С.* Варисциды Тянь-Шаня и Кызыл-Кума. В сб.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР, тез. докл. М., «Наука», 1972.
- Вонгаз Л. Б.* Историческая тектоника Афгано-Таджикской впадины в свете некоторых общих закономерностей развития земной коры. Автореф. канд. дис., ВНИГНИ, 1969.
- Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г.* Тектоника фундамента Туранской плиты. Тез. совещ. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР». М., «Наука», 1972.
- Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Перфильев А. С.* Султан-Уиздаг и проблема соотношений Урала и Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М.* Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.
- Кравченко К. Н., Муратов М. В., Вонгаз Л. Б. и др.* Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР.— Тр. ВНИГНИ, 1973, вып. 141.
- Лукк А. А., Гангнус А. А.* Глубокие землетрясения в центре материка.— «Природа», 1974, № 4.
- Моргунов Ю. Г., Рудаков С. Г.* Палеозойские (допермские) отложения Ирана и Афганистана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Петрушевский Б. А.* О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 2.
- Сафронов Д. С.* Геология и угленосность Керманского района, Иран. Автореф. канд. дис., МГУ, 1972.
- Славин В. И., Мирзод С. Х.* Тектоническое районирование Афганистана.— Сов. геология, 1969, № 4.
- Старобинец А. Е.* Современный структурный план поверхности складчатого фундамента Восточной Туркмении.— Сов. геология, 1969, № 4.
- Старобинец А. Е.* Некоторые черты строения консолидированной части земной коры центральных и восточных районов Туркмении на основе данных региональных исследований КМПУ.— В сб.: Геофизические исследования при изучении геологического строения отдельных нефтегазоносных районов. Тр. ВНИГНИ, 1971, вып. III.
- Степанов Д. Л.* Стратиграфия палеозоя Ирана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 1.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. ГИН АН СССР и ГУГК, 1966.
- Хаин В. Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 6; 1969, № 1, 2.

- Хаин В. Е.* Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.
- Хубер Х.* История тектонического развития Копетдага.— В сб.: Международная сессия редакционных комитетов тектонических карт Европы, Ближнего и Среднего Востока, Тез. докл., Баку, 1969.
- Штеклин Дж.* Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.
- Bonnard E.* Contribution a la connaissance geologique du Nord-East de l'Iran (Environnements de Meched).— Eclogae geol. helv., 1944, v. 37, No. 2.
- Davoudzadeh M.* Geology and Petrography of the Area North of Nain. Central Iran.— Geol. Surv. Iran. R., 1972, No. 14.
- Eftekhar-Nezhad J., Ruttner A., Valeh N., Nabavi M. H., Hajian J., Alavi M., Haghipour A.* «Ferdows», scale 1 : 250 000. Geological survey Iran. Tehran, 1970.
- Eftekhar-Nezhad J., Aghanabati A., Hamzehpour B., Baroyant V.* «Kashmār», scale 1 : 250 000. Geological survey Iran. Tehran, 1971.
- Huckriede R., Kürsten M., Venzlaff H.* Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran).— Geol. Jahrb., 1962, B. 51.
- Ruttner A., Nabavi M. H., Hajian J.* Geology of the Shirgesht Area (Tabas area, East Iran).— Geol. Survey Iran, 1968, Report No. 4.
- Stöcklin J.* Structural History and Tectonics of Iran.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1968, v. 52, No. 7.
- Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushmand-Zadeh A.* Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran) Sc. 1 : 100 000.— Geol. Survey Iran, 1965, Report No. 3.
- Stöcklin J., Nabavi M. H.* Explanatory text of the Boshruyeh Quadrangle Map 1 : 250 000. Geological Survey Iran, Tehran, 1971.
- Stöcklin J., Nabavi M. H.* Tectonic map of Iran. Scale 1 : 2 500 000, Geol. Survey Iran, 1973.
- Tectonic map of Afghanistan. Sc. 1 : 1 000 000, 1972. Ministry of Mines and Industries of Royal Afghanistan. V/O «Technoexport», USSR. Editors — in — chief V. M. Chmyriov, S. H. Mirsad.
- Walliser O. H.* Contributions of the Paleontology of East Iran.— Geol. Survey Iran, 1966, Report No. 6.

ВНИГНИ
Москва

Статья поступила
18 мая 1973 г.

УДК 551.243.4 (571.64 + 955 + 595)

Ю. Н. РАЗНИЦИН

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ
ПОЛУОСТРОВА ШМИДТА (САХАЛИН), ПАПУА (НОВАЯ ГВИНЕЯ)
И САБАХ (КАЛИМАНТАН)**

Рассматривается состав и строение гипербазитовых поясов п-ова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан). Структурные особенности, развитие крупных надвигов и сдвигов свидетельствуют о большом сжатии, происходившем в этих регионах во второй половине кайнозоя. Гипербазиты, габброиды, метабазиты и базальты представляют собой пластины океанической мантии и коры, надвинутые на края континентальных структур в результате процесса обдукции. Обдукция обусловлена движением пластин от зон растяжения в пределах глубоководных впадин окраинных морей, расположенных вблизи континентальных окраин. Такое движение происходило по западной периферии Тихого океана в поздне-меловое — третичное время в большом масштабе.

По периферии Тихого океана в ряде районов протягиваются гипербазитовые пояса. Они исключительно интересны для тектонического изучения, поскольку расшифровка их строения и условий образования проливает свет на закономерности развития океанических геосинклиналей, характер соотношения структур морского дна и материков, на проблемы геодинамики в приокеанических зонах вообще. В то же время сравнительное тектоническое исследование подобных поясов еще только начинается. В предлагаемой статье автор имеет в виду выяснить общие особенности строения и условий формирования гипербазитовых поясов п-ова Шмидта (северная часть Сахалина), Папуа (юго-восточная часть Новой Гвинеи) и Сабах (северная часть Калимантана). На п-ове Шмидта автор проводит личные исследования. Два других пояса будут охарактеризованы по литературным данным.

Отметим, что как пояс Папуа, так и пояс Сабах упоминались в нашей литературе. Так, А. В. Пейве (1969) проводил пояс Папуа в качестве примера надвига океанической геосинклинали на континентальную окраину. М. С. Марков (1973) рассматривал оба пояса¹, при этом его интересовали прежде всего сложение и внутренняя структура гипербазитовых поясов с точки зрения расшифровки общих особенностей строения и формирования океанической коры. Краткие сведения о поясе Сабах имеются также в книге Ю. М. Пущаровского (1972). Однако подобных работ еще очень мало и сравнительно-тектоническое изучение гипербазитовых поясов периферии Тихого океана, в том числе и упомянутых, нуждается в продолжении.

ПОЯС ПОЛУОСТРОВА ШМИДТА

Полуостров Шмидта, расположенный, как отмечалось, на крайнем севере Сахалина, относительно простирающийся южнее Северо-Сахалин-

¹ Автор благодарен М. С. Маркову, любезно предоставившему ему сканную в печать монографию, посвященную тектонике островных дуг, строению и образованию «базальтового» слоя земной коры.

ской зоны, сложенной неогеновыми толщами, представляет собой поднятый блок. По отношению к генеральным простираниям Сахалина комплекс структур п-ова Шмидта ориентирован под углом (Пушаровский, 1964).

Гипербазитовый пояс приурочен к Восточному хребту полуострова, достигая 47 км в длину и 4 км в ширину (рис. 1). По геофизическим данным, вдоль Восточного хребта полуострова от мыса Елизаветы и далее вдоль восточного побережья Северного Сахалина, в юго-юго-восточном направлении на 250 км при ширине до 30 км, прослеживается зона магнитных аномалий большой интенсивности. Интенсивность аномалий достигает 1000 и более *гамм* (Сычев, 1966). Эти данные говорят о продолжении гипербазитового пояса п-ова Шмидта в южном направлении, где он перекрывается толщей неогеновых осадков. В пределах Восточного хребта полуострова южная и центральная части пояса граничат по Лонгрийскому разлому типа правого сдвига с осадочными образованиями верхнего мела и миоцена (Рождественский, 1972); в северной части Восточного хребта образования пояса слагают относительно крупную покровную чешую на верхнемеловых породах. К востоку от Лонгрийского разлома пояс состоит из трех зон: гипербазитовой, габброидной и базальтоидной. Эти породы слагают ряд тектонических пластин, варьированных с востока, со стороны Охотского моря.

В южной части пояса находится самый крупный на Сахалине Южно-Шмидтовский гипербазитовый массив, площадь которого составляет 42 км². По составу все известные в районе ультраосновные породы относятся к альпийским гипербазитам и представлены серпентинизированными гарцбургитами, верлитами, лерцолитами, пироксенитами и дунитами. С последними связаны небольшие линзовидные залежи массивных хромитов. Гипербазиты обычно несут следы интенсивных деформаций, проявляющихся в наличии в них катаклизических структур, в волнистом погасании зерен пироксенов, в изогнутости кристаллов

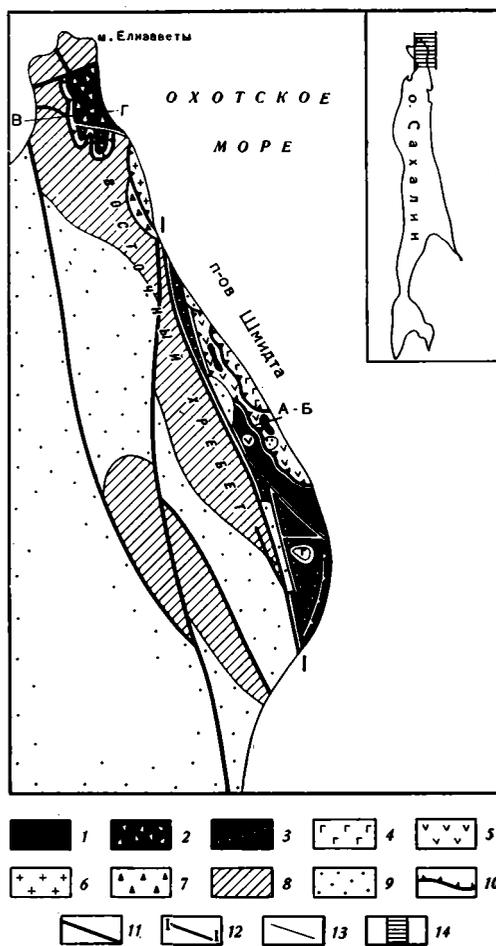


Рис. 1. Схематическая геологическая карта гипербазитового пояса п-ова Шмидта (по В. С. Рождественскому (1972) с дополнениями автора).

1 — Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты; 2 — полимиктовый серпентинитовый меланж; 3 — мономиктовый серпентинитовый меланж; 4 — габброиды; 5 — базальтоиды; 6 — габбро-плагиограниты; 7 — олистостромовые отложения; 8 — нерасчлененные верхнемеловые осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 9 — неогеновые осадочные породы; 10 — надвиги; 11 — правые сдвиги и прочие разрывные нарушения; 12 — Лонгрийский сдвиг; 13 — линии разрезов; 14 — район исследований

оливина и пироксена. Комплекс ультраосновных пород нарушен сложной системой разломов крутого заложения, надвигов и приуроченных к ним зон дробления и милонитизации с полосами выходов мономиктового серпентинитового меланжа, состоящего из рассланцованных и брекчированных серпентинитов с закатанными в них глыбами габброидов и гипербазитов. Глыбы имеют неправильную форму, размер их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Иногда обломки имеют эллипсоидальную форму, длинные оси эллипсов параллельны рассланцеванию в серпентинитовой вмещающей массе. С поверхности обломки покрыты блестящими корочками серпентинита черного и бутылочного цветов, испещренными штриховками зеркал скольжения. Подобные образования сходны с серпентинитовым меланжем, описанным А. Л. Книппером на Малом Кавказе (Книппер, 1971) и наблюдавшимся автором во время полевых экскурсий Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре», состоявшегося в 1973 г.

Наличие пологопадающих зон дробления и милонитизации в сочетании с мономиктовым серпентинитовым меланжем позволяет говорить о широком развитии тонких надвиговых чешуй в этом районе. Этот вывод подтверждается данными бурения в районе г. Левенштерна (Чалых, 1972, устное сообщение). Местами фиксируются участки, где развиты тектонические брекчии, состоящие из обломков серпентинитов в карбонатном цементе. Образование карбонатного цемента в подобных породах, вероятно, обусловлено гидротермальными растворами, поднимающимися по тектоническим трещинам. Видимая мощность гипербазитов Южно-Шмидтовского массива составляет 500 м. На всей остальной части Восточного хребта полуострова серпентиниты слагают небольшие покровы и тонкие пластины.

Выходы габброидов располагаются в основном в центральной части Восточного хребта, где они слагают тектоническую пластину, надвинутую на базальты. Пластина имеет мощность около 300 м и протягивается вдоль берега на 8 км. В основании плоскости надвига, полого падающей на восток, прослеживается зона мономиктового серпентинитового меланжа. Габброиды разбиты сложной системой трещин с преобладающим падением на северо-восток и рассечены серией диабазовых даек мощностью 1—5 м, падающих на запад-юго-запад под углом 55—60°. Породы представлены сильно амфиболлизированными габбро, апогаббровыми амфиболитами, габбро-пироксенитами, габбро-диабазами и кварцевыми диабазами. Габброиды часто имеют полосчатую текстуру. Кроме данной пластины, габброиды слагают небольшие штоки и тела в гипербазитах Южно-Шмидтовского массива и в виде глыб и блоков встречаются в серпентинитовом меланже.

Вдоль восточного побережья п-ва Шмидта протягивается несколько массивов, сложенных породами от габбро-диабазов до гранодиоритов и плагиогранитов, прорывающих базальты и слагающих небольшие тектонические пластины и блоки в меланже. Эти массивы состоят из чередования линз, неправильной формы прослоев, шлировидных обособлений и даек светло-серых пород среднего и кислого состава (гранодиориты, плагиограниты) с более серыми и темно-серыми породами основного состава (габбро-диабазами и диабазами). Породы интенсивно брекчированы, в габбро-диабазе наблюдается большое количество обломков плагиогранитов. Дайки плагиогранитов прорывают диабазы и габбро-диабазы, но часто можно видеть и обратные соотношения. Мощность даек составляет 1—3 м. По К—Аг-методу возраст гранодиоритов из дайки в районе г. Кручинной составляет 87,1 млн. лет (определения возраста выполнены в лаборатории Геологического института АН СССР, 1973). По структурным соотношениям, петрографии и химии весь этот комплекс пород сходен с образованиями типа серий параллельных даек,

описанных в некоторых офиолитовых поясах мира (Тайер, 1973), и является составной частью офиолитов.

Комплекс пород, состоящий из спилитов, базальтов, часто с шаровой отдельностью, массивных базальтовых лав, диабазов, туфов основного состава, туфо- и лавобрекчий, образует так называемую орлинскую свиту, впервые выделенную В. П. Мытаревым (Мытарев, 1969). В вулканических породах часто присутствуют мелкие (0,1—1 м) и крупные (до 20 м и более) неправильной формы глыбы и обрывки смятых прослоев различного цвета яшм, красных радиоляритов, кремнистых пород и мраморизованных известняков. Верхнеюрский — нижнемеловой возраст этой толщи был определен по комплексу микрофауны радиолярий из глыб радиоляритов (Мытарев, 1969; Геология СССР, т. XXXIII, 1970). По данным А. И. Жамойды (1972), в радиоляритах из коллекции Г. С. Ведерникова и В. П. Мытарева определен «смешанный» комплекс радиолярий, содержащий формы, близкие к характерным видам набильского (верхняя юра — нижний мел) и ракитинского (верхний мел) комплексов. Однако имеющиеся находки микрофауны в глыбах осадочных пород недостаточны для датировки возраста вмещающих базальтов. В 2 км северо-западнее устья р. Орлиной, в русле ручья, в валуне сильно перекристаллизованных, мраморизованных известняков были обнаружены остатки фауны брахиопод среднепалеозойского возраста, а именно *Sarginatina* sp. (нижний средний девон, заключение Г. М. Репниковой)¹. Подобные известняки в виде крупной глыбы (10×10 м) были встречены непосредственно выше той точки, где были обнаружены брахиоподы, на склоне Восточного хребта, обращенного к морю, в поле развития базальтов. Однако структурные соотношения глыбы с базальтами не ясны из-за плохой обнаженности. В 1,5 км южнее мыса Ханьролни похожие известняки в виде глыбы (10×10 м) наблюдались в серпентинитовом меланже.

Последовательный стратиграфический разрез толщи базальтоидов

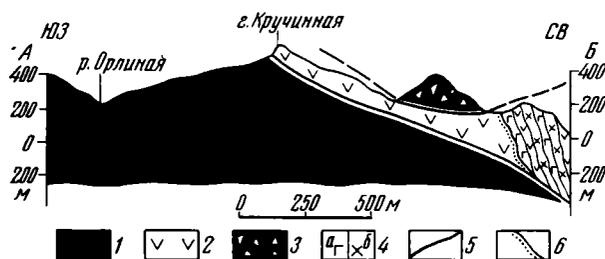


Рис. 2. Геологический разрез по линии АБ.
1 — Гипербазиты; 2 — базальтоиды; 3 — мономиктовый серпентинитовый меланж; 4 — а — габбро-диабазы, б — плагиограниты; 5 — надвиги; 6 — интрузивный контакт

отсутствует, основание ее нигде не вскрывается. Контакт базальтов с гипербазитами явно тектонический, базальты надвинуты на гипербазиты под углом 30°, плоскость надвига падает на восток, в сторону Охотского моря. Это хорошо видно на аэрофотоснимках в районе г. Кручинной (рис. 2), где базальты дают четкие пластовые треугольники. Видимая мощность толщи не превышает 300—400 м. Базальтоиды интенсивно брекчированы, разбиты большим количеством разломов, трещин, за-

¹ В связи с дискуссией о возрасте наиболее древних образований Сахалина, которые ныне нередко рассматриваются как верхнепалеозойские, упомянутая находка брахиопод позволяет вновь поставить вопрос о существовании на острове горизонтов, более древних, чем верхнепалеозойские.

полненных кальцитом. Как уже отмечалось, для толщи типично хаотичное скопление сильно разрушенных и перемятых обрывков слоев и глыб различных пород, погруженных в базальты.

В северной части Восточного хребта существует покровная чешуя полимиктового серпентинитового меланжа, состоящего из крупных блоков и глыб (до 1—2 км) базальтов, габброидов, амфиболитов, гипербазитов, пироксенитов, плагиогранитов, глаукофановых сланцев, экзотических вулканогенно-осадочных образований верхнемелового возраста, заключенных в серпентиниты. Эта чешуя впервые была закартирована

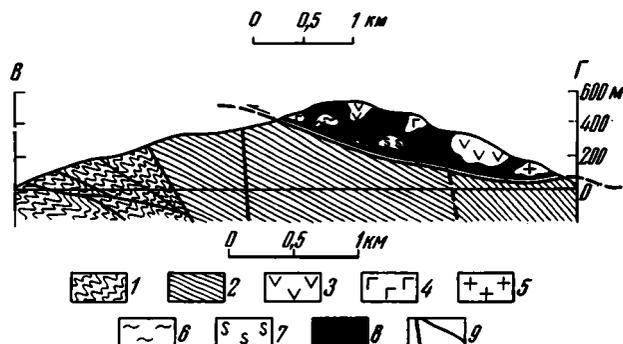


Рис. 3. Геологический разрез по линии ВГ.
1, 2 — Сеноманские осадочные породы; 3—8 — полимиктовый серпентинитовый меланж; 3 — базальтоиды, 4 — габброиды, 5 — плагиограниты, 6 — пироксениты, 7 — амфиболиты, 8 — серпентиниты; 9 — разрывы

В. С. Рождественским (1972) (рис. 3). Она залегает поверх осадочных складчатых отложений верхнего мела, широко развитых в западу от офиолитового пояса.

Гипербазитовый комплекс п-ова Шмидта в целом надвинут на сеноманские осадочные образования. Надвигание установлено геологическим картированием и, кроме того, подтверждается фактом широкого развития серпентинитового меланжа, наличием олистостромовой толщи во фронтальной части одной из пластин, большим количеством чешуйчатых надвигов и опрокинутыми в юго-западном направлении складками в автохтонном блоке осадочных сеноманских пород. В некоторых участках (в южной части Восточного хребта, в районе г. Кручинной) пологие падения на восток четко устанавливаются при дешифрировании аэрофотоснимков. В районе к югу от м. Елизаветы существование покрова подтверждается также детальной аэромагнитной съемкой. Движение масс происходило по направлению с востока на запад. На погружение гипербазитового пояса по направлению на восток, в пределы Охотского моря, могут указывать, помимо магнитных, данные гравитационных и сейсмических исследований (Сычев, 1966). Так, в восточной прибрежной полосе Северного Сахалина, от п-ова Шмидта до широты залива Пильтун, наблюдается возрастание гравитационных аномалий с запада на восток (в сторону Охотского моря), что, вероятно, определяется наклоном ультраосновных тел в ту же сторону. На сейсмических разрезах, составленных на широте северной части залива Пильтун, в 30 км восточнее берега, отражающие границы имеют хорошо выраженное восточное падение.

В южной части Восточного хребта гипербазиты по Лонгрйскому сдвигу контактируют с осадочными верхнемеловыми и неогеновыми породами. Крутые падения вдоль контакта обусловлены более молодыми (неогеновыми) движениями.

Офиолитовый комплекс п-ова Шмидта, по-видимому, является фрагментом древней океанической коры и верхней мантии, надвинутым на континентальную структуру северного окончания острова в позднем мелу — палеогене. Надвигание можно поставить в связь с растяжением в тылу океанического блока, где образовалась впадина Дерюгина (Богданов и др., в печати).

По морфологии и геофизическим характеристикам впадина Дерюгина отчетливо выделяется в качестве самостоятельной структуры. В ней отмечаются максимальные значения мощностей неконсолидированных осадков для Охотского моря, в среднем не менее 5 км (Строение земной коры..., 1964). Однако следует согласиться с В. В. Здоровениным (Тихий океан..., 1974) в том, что к этой цифре следует относиться с осторожностью, поскольку неконсолидированной осадочной толщей считается весь комплекс пород, залегающий между поверхностью дна и границей со скоростью сейсмических волн 6,4 км/сек. На западном борту впадины Дерюгина в этой толще обнаружены преломляющие горизонты с высокими скоростями продольных сейсмических волн (4,1 и 5,3 км/сек) на глубинах 1,5—2 км от поверхности дна (Строение земной коры..., 1964). Выше залегают уплотненные осадки со скоростями сейсмических волн 1,6—1,9 км/сек. Именно эту высокоскоростную границу, вероятно, следует считать подошвой рыхлых осадков. В этом случае уплотненные осадки имеют мощность около 2 км и составляют не более трети разреза.

Сейсмические границы раздела характеризуются здесь аномально высокими значениями граничных скоростей, из-за чего можно предполагать отсутствие «гранитного» слоя и залегание осадочной толщи прямо на «базальтовом» слое (Марков и др., 1967). Очень интересен факт наличия внутри кристаллической части коры границы раздела на глубине 12—16 км от уровня моря со скоростью 7,2 км/сек (Строение земной коры..., 1964; Марков и др., 1967). В восточной части профиля ГСЗ 10-М, пересекающего впадину в широтном направлении, под восточным бортом отмечается минимальная мощность «кристаллической» коры для центральной части Охотского моря — 16 км, причем с приближением к крайней восточной части профиля происходит подъем поверхности Мохоровичича. При этом мощность кристаллической части коры под впадиной Дерюгина составляет 20—25 км и увеличивается к Сахалину. Вполне можно предположить, что образование впадины обязано механизму растяжения.

В восточной части впадины Дерюгина, в сейсмическом разрезе осадочного чехла, составленном методом отраженных волн, появляются куполовидные тела типа диапиров, которые, вероятно, представляют собой субвулканы и интрузии. Внедрение подобных тел в литературе уже связывалось с растяжением земной коры под впадиной (Лившиц, 1972).

Магнитное поле Охотского моря по значениям магнитных аномалий может быть разделено на два крупных региона — северный и южный. Первому, в который входят мелководный шельф и впадина Тинро, соответствуют аномалии до 200 гамм. Второму, который включает участки наиболее глубокой части шельфа, северный склон Южно-Курильской котловины и впадину Дерюгина, соответствуют аномалии 500—1000 гамм (Геодекян и др., 1974). Высокие значения аномалий над впадиной по аналогии с интенсивными линейными аномалиями п-ова Шмидта, возможно, связаны с наличием неглубоко залегающих магнитовозмущающих тел, которые, скорее всего, представлены серпентинитами.

По данным Ю. А. Павлова и Н. К. Туезова (Аномальные гравитационные..., 1974), над впадиной Дерюгина на уровне моря отчетливо выделяется положительная остаточная аномалия Буге (разность между наблюдаемым полем и вычисленным гравитационным влиянием земной коры составляет 240 мгл). При трансформации гравитационного поля в

верхнее полупространство до высоты 125 км над впадиной сохраняется положительная остаточная аномалия в 80 мгг. Эти авторы отмечают, что региональные особенности аномалий Буге, сохраняющихся на больших высотах, могут быть обусловлены или различной мощностью земной коры, или различной плотностью вещества мантии, а также одновременным влиянием обоих факторов, и связывают данную аномалию с уплотнением вещества мантии в этом районе. Однако, учитывая данные ГСЗ по профилю Ю-М (см. выше), в данном случае аномалия, скорее всего, связана с сокращением мощности земной коры, обусловленным растяжением коры под впадиной.

Среди геофизических характеристик впадины Дерюгина следует упомянуть данные японских исследователей по тепловому потоку (Yasui et al., 1968). В глубоководной части впадины, ограниченной изобатой 1500 м, отмечаются повышенные значения теплового потока (1,59 и 1,89 мкал·см²/сек). На восточном, северном и южном бортах впадины (на глубинах более 1000 м) тепловой поток соответственно равен 2,42; 2,49 и 1,71 ед. т. п. Повышенный тепловой поток через дно впадины Дерюгина также может быть связан с процессом растяжения коры.

Соответственно мы приходим к заключению о взаимосвязи надвигообразования в восточной части п-ова Шмидта и формирования впадины Дерюгина, вызванного растяжением соответствующего ей участка земной коры.

ПОЯС ПАПУА

Гипербазитовый пояс Папуа приурочен к северо-восточному склону хр. Оуэн Стэнли (восточное окончание Новой Гвинеи) и протягивается на расстояние 400 км, имея ширину 40 км (рис. 4). Его характеристика будет дана главным образом по работам Х. Дэвиса (Davies, 1968, 1971). С запада и юго-запада пояс Папуа граничит по крупной системе разломов Оуэн Стэнли с метаморфическими породами сиалического ядра Восточного Папуа. Эти породы прерывисто обнажены в сравнительно узкой, но огромной по протяженности полосе (900×60 км) и представлены сланцами различных ступеней метаморфизма и гнейсами. Метаморфические породы образовались за счет меловых и, возможно, более древних отложений (в них была обнаружена меловая микрофауна); возраст метаморфизма — ранний эоцен, поскольку возраст роговообманковых гранулитов вблизи одного из разломов в системе Оуэн Стэнли по К — Аг-методу 52 млн. лет. Наиболее обычны породы зеленосланцевой фации. В хр. Оуэн Стэнли обнажаются графит-кварцево-полевцошатовослюдающие сланцы с небольшим количеством мраморов, сланцев из основных пород и сланцеватых конгломератов. Вдоль разломов Оуэн Стэнли в зонах шириной до нескольких километров местами присутствуют лавсонитовые и глаукофановые сланцы.

Папуасский гипербазитовый пояс состоит из трех зон: ультраосновных пород, габброидов и базальтов (Davies, 1971). Они грубо наслоены друг на друга и наклонены в сторону океана. Гипербазиты залегают в основании комплекса, они сменяются габброидами, выше следуют базальты. Падение пород восточное или северо-восточное, средний угол падения порядка 30°. На погружение Папуасского пояса по направлению к океану указывают и аномалии Буге (см. рис. 4). Низкие аномалии совпадают с выходами сиалических метаморфических пород, а высокие значения связаны с выходами гипербазитов. Наблюдается последовательное смещение в сторону океана все более высоких аномалий, а это определяется падением ультраосновных тел в ту же сторону. Вычисленные углы падения составляют 20—30°. Ультраосновные породы обнажаются вдоль внутренней стороны пояса на большей части его длины. В горах Бовуту (северный сектор пояса) гипербазиты образуют линзы

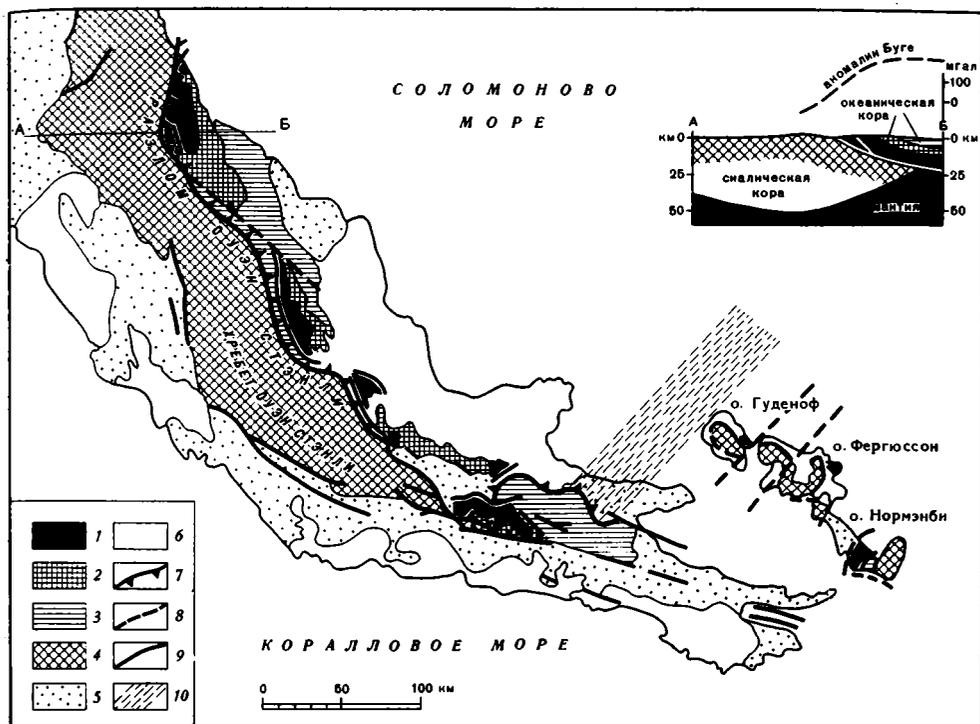


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Папуасского ультраосновного пояса, по Х. Дэвису и Д. Ивсу (Davies, Ives, 1965) и Х. Дэвису (Davies, 1971).
 1 — Ультраосновные породы; 2 — габброиды; 3 — базальтоиды; 4 — метаморфические образования хр. Оуэн Стэнли; 5 — нерасчлененные палеогеновые и неогеновые осадочные и вулканогенные породы; 6 — аллювий; 7 — надвиги; 8 — сдвиги; 9 — прочие разрывные нарушения; 10 — зона сдвига метаморфических образований хр. Оуэн Стэнли

до 20 км в ширину и до 50 км в длину; в центральной части пояса (хребты Аура-Куира и Отавиа) они образуют вытянутую в плане ленту с размерами 50×10 км. Если средний угол падения действительно составляет 30°, то мощность гипербазитов составляет 4—8 км. На крайнем юго-востоке пояса ультрабазиты слагают субгоризонтальные пластины, достигающие толщины 2 км.

Вблизи контакта с вышележащей зоной габброидов гипербазиты характеризуются наличием кумулятивных структур, которые, согласно Х. Дэвису, указывают на накопление ранообразованных кристаллов на дне магматической камеры. Большая часть пород зоны (90%) не имеет кумулятивных структур; породы представлены гарцбургитами, ортопироксенитами и дунитами. Гарцбургиты — наиболее обычные породы. Большинство гарцбургитов является гомогенной породой, но иногда наблюдается слоистость благодаря чередованию горизонтов, богатых и бедных энстатитом. Дуниты тесно ассоциируются с гарцбургитами и слагают небольшие дайки и жилы; состоят дуниты из оливина и акцессорного хромита. Энстатитовые пироксениты образуют дайки и неправильной формы тела до 5 м в поперечнике. Следует отметить также наличие небольших даек крупнокристаллических пироксенитов, в которых отдельные кристаллы достигают 10 см в длину.

Гипербазиты Папуасского пояса обычно несут следы интенсивных деформаций, проявляющихся в волнистом погасании кристаллов оливина, в переориентировке кристаллов под влиянием стресса, а также в развитии зон дробления и милонитизации вблизи разломов. На крайнем

юго-востоке пояса деформации в породах особенно сильны и здесь широко развиты зоны милонитизации. Подобное явление связывается с развитием в этом районе тонких надвиговых чешуй. Самую верхнюю часть ультраосновной зоны слагают гипербазиты с кумулятивными структурами, в которых главные минералы представлены оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и хромитом. Мощность пород этой верхней части 100—500 м. От нижележащих гипербазитов породы верхней части отличаются низкой степенью деформаций, большими размерами кристаллов, присутствием клинопироксена в виде главного минерала.

Большинство пород ультраосновной зоны серпентинизировано. Серпентинизация связана с зонами дробления, но иногда в зонах тектонических брекчий серпентиниты отсутствуют. Серпентинизация ультрабазитов увеличивается с приближением к контактам с габброидами.

Выходы пород зоны габброидов располагаются между гипербазитами на западе и базальтами на востоке, на всем протяжении Папуасского пояса. Средняя мощность зоны составляет около 4 км.

Нижнюю часть зоны габброидов слагают так называемые зернистые габбро, иногда с кумулятивными структурами; верхняя часть сложена офитовыми «верхними» габбро.

Среди зернистых габброидов наблюдается большое разнообразие пород, которые характеризуются аллотриоморфными структурами с размерами кристаллов 0,2—2 мм. В габброидах с кумулятивными структурами иногда наблюдается слоистость наподобие градационной. Каждый слой состоит из темноцветных минералов внизу и плагиоклазов сверху; подобное явление иногда описывается как ритмичная или минеральная градационная слоистость.

Породы габброидной зоны деформированы незначительно, но сильная трещиноватость указывает на то, что они подвергались стрессу. Слоистые габброиды обычно обнаруживают признаки скольжения вдоль прослоев, богатых оливином, что обусловлено течением оливина под воздействием стресса. По К—Аг-методу габброиды имеют возраст 140—150 млн. лет (Davies, Smith, 1971). Контакт ультраосновных пород с габброидами может быть трех типов: интрузивным (габбро прорывают гипербазиты), тектоническим и переходным от гипербазитов с кумулятивными структурами к габброидным кумулятам.

Граница между зоной габброидов и базальтовой зоной проводится по смене базальтов и долеритов офитовыми габбро и по особенностям рельефа. Контакт обычно падает на восток под углом 30°, однако в северной части пояса, в горах Бовуту, пиллоу-лавы вблизи контакта залегают почти горизонтально. Базальтовая зона протягивается на всю длину Папуасского пояса, хотя частично она перекрыта среднемиоценовыми и более молодыми вулканическими и осадочными породами. Возраст пород базальтовой зоны, вероятно, меловой. Радиометрические данные по пироксенам из базальтовой лавы определяют ее возраст в 116 млн. лет (нижний мел). В северной части пояса в мергелях, ассоциирующихся с пиллоу-лавами, были обнаружены верхнемеловые Globotruncana.

Средняя мощность базальтовой зоны, если принять восточные падения под углом 30°, составляет 4—6 км.

Нижняя часть базальтовой зоны сложена массивными долеритами и базальтами; в некоторых районах долериты прорваны системой параллельных базальтовых даек. В разрезе зоны в целом доминируют пиллоу-лавы, которые по составу отвечают базальтам и сипилитам. Мощность отдельных потоков составляет 5—6 м. Менее обычным типом пород являются автобрекчии и гиалокластиты. Выше по разрезу изредка наблюдаются кератофиры, а в северной части пояса, в горах Бовуту, кверху увеличивается содержание дацитовых лав, агломератов и туфов. Еще севернее дациты составляют 50% разреза. В других районах пояса

дацеты отсутствуют. Мелкокристаллические известняки распространены в надвиговых чешуях.

Породы базальтовой зоны несут следы вторичных изменений: большинство из них уралитизировано, многие окремнены, сосюритизированы; имеет место также хлоритизация, эпидотизация и альбитизация.

Породы базальтовой зоны не подвергались региональному метаморфизму в фациях выше цеолитовой, за исключением тех базальтов, которые находятся в надвиговых чешуях между ультраосновным поясом и метаморфическими породами хр. Оуэн Стэнли. Метаморфизм в подобных случаях представлен пренит-пумпелиитовой фацией, а вдоль системы разломов Тимено — фациями до зеленых сланцев, амфиболитов и гранулитов.

Тоналиты (роговообманково-кварцевые диориты) прорывают породы зон габброидов и базальтов в виде штоков до 5 км в поперечнике. Они обычно локализованы на контакте габбро и базальтов. Тоналиты датируются эоценом (50—55 млн. лет, К—Аг-метод) и, как полагает Х. Дэвис, возможно, не связаны генетически с другими породами ультраосновного пояса, хотя для некоторых мелких тоналитовых штоков принимается меловой возраст и предполагается, что тоналитовая магма представляла собой межкумулятивную жидкость от габброидных кумулятов.

Габбро, базальты и самая верхняя часть гипербазитов с кумулятивными структурами, согласно Х. Дэвису, образовались в единой магматической камере. Гипербазиты, не имеющие кумулятивных структур, являются обычными альпинотипными перидотитами. Они представляют собой домеловую верхнюю мантию. Ультраосновные породы интерпретируются Х. Дэвисом как океаническая мантия, а габброиды, тоналиты и базальтоиды — как океаническая кора. М. С. Марков полагает, что имеется целый ряд данных, свидетельствующих о метасоматическом происхождении пород габброидного комплекса Новой Гвинеи.

Весь тектонический комплекс Папуасского пояса был надвинут на меловые отложения нынешних метаморфид в раннем эоцене (Davies, Smith, 1971). Надвижение установлено геологическим картированием разломной зоны Оуэн Стэнли и доказывается наличием метаморфических фаций в основании плоскости надвига, а также рядом других данных.

Система разломов Оуэн Стэнли прослеживается на 300 км. На большем протяжении своей длины она состоит из двух или нескольких крупных разломов. На геологической карте Папуа масштаба 1 : 1 000 000 почти на всем протяжении системы показаны пологие падения на восток (Geology of Papua New Guinea, 1972). Крутые падения обусловлены более молодыми сбросами, наложенными на систему пологих надвигов.

Сиалические породы к юго-западу от разломов Оуэн Стэнли, т. е. непосредственно ниже плоскости надвига, содержат метаморфические породы от фации голубых сланцев до зеленосланцевой фации. Они характеризуются наличием глаукофана и лавсонита. Эта минеральная группа указывает на условия высоких давлений и низких температур, которые должны были возникнуть в связи с надвижением.

От разломной системы Оуэн Стэнли в ее средней части отходит, а затем вновь присоединяется крупная разломная зона Тимено. Между ними зажата чешуя, сложенная в основном породами базальтовой зоны. Обе разломные системы маркируются участками тектонических брекчий шириной 100—500 м. Брекчии зоны Тимено в северной части состоят из рассланцованных серпентинитов; в других районах включают метаморфические породы амфиболитовой и гранулитовой фаций. Разломная зона Тимено иногда маркируется породами зеленосланцевой фации, изменяющимися в западном направлении до пренит-пумпелиитовой фации. С разломной зоной Тимено сопряжен крупный левосторонний сдвиг

Гира, смещение по которому достигает 90 км. К нему приурочена зона зеленосланцевых милонитов до 1,5 км шириной. Левосторонние сдвиги имели место в плиоцене и, по мнению некоторых исследователей, связаны со спредингом во впадине Вудларк (Milsom, 1970; Luyendyk et al., 1973; Curtis, 1973) в Соломоновом море. Крупные сдвиги вообще характерны для тектоники региона. Это иллюстрирует составленная Х. Дэвисом и Д. Ивесом (Davies, Ives, 1965) схема строения архипелага Д'Антрекасто, расположенного севернее Восточного Папуа (рис. 4). Эти авторы считают, что метаморфические породы островов Д'Антрекасто переместились по поперечному сдвигу на 105 км в северо-восточном направлении от Восточного Папуа. Перемещение имело место непосредственно к северо-западу от гор Горупу, где система разломов Оуэн Стэнли смещена на 45 км к северо-востоку. Таким образом, разломы, ограничивающие куполовидные структуры метаморфических пород островов Гуденоф и Фергуссон архипелага Д'Антрекасто, являются частями системы разломов Оуэн Стэнли. Архипелаг Луизиана также является перемещенным продолжением метаморфического пояса Оуэн Стэнли.

Описанный комплекс пород Папуасского пояса, по Х. Дэвису (Davies, 1971), является крупной надвиговой пластиной океанической коры и мантии. Им отмечено, что образования Папуасского пояса сходны со средиземноморскими офиолитами, альпинотипными перидотит-габбровыми комплексами и породами океанического дна, обнаруженными при драгировках.

Сравнение можно сделать также с разрезом острова Малаита, входящего в группу Соломоновых островов, расположенных сравнительно недалеко от Новой Гвинеи. На этом острове выходят на поверхность те же толщи, что и в поясе Папуа, но здесь они перекрыты глубоководными глинисто-карбонатно-кремнистыми отложениями (Пейве и др., 1972).

Приведенные примеры дополнительно убеждают, что Папуасский гипербазитовый пояс представляет собой фрагмент океанической мантии и коры.

Структурные особенности Восточного Папуа, и прежде всего развитие здесь крупных надвигов и сдвигов, свидетельствуют о большом сжатии, происходившем в этом районе во второй половине кайнозоя. Это сжатие, вероятно, было вызвано встречным движением сиалического и океанического блоков коры. Сиалический блок при этом оторвался от континентального массива и двигался независимо от него в направлении на северо-восток. Такой механизм позволяет понять и происхождение Кораллового моря, которое возникло в тыловой области блока в результате рифтогенеза в эоцене (Davies, Smith, 1971). Тем самым находит свое объяснение изолированное положение пояса сиалических метаморфид (сиалического блока), имеющего, как уже отмечалось, большую протяженность и окруженного с трех сторон океанической или близкой к ней по типу корой. С тех же позиций можно подойти и к объяснению происхождения глубоководной впадины Соломонова моря. Земная кора под впадиной имеет океанический характер. Здесь отмечаются высокие значения теплового потока. Образование впадины связывается с растяжением дна к северу от островной дуги Вудларк (Karig, 1972).

ПОЯС САБАХ

Офиолитовый пояс Сабах располагается в северной части о. Калимантан и протягивается примерно в юго-восточном направлении от Северных островов до залива Дарвел, достигая в длину 400 км, при средней ширине 50 км (рис. 5). Приводимые здесь данные о строении и составе пояса заимствованы в основном из обобщающей монографии Х. Кирка (Kirk, 1968). Офиолиты Сабаха изучены сейчас лучше, чем

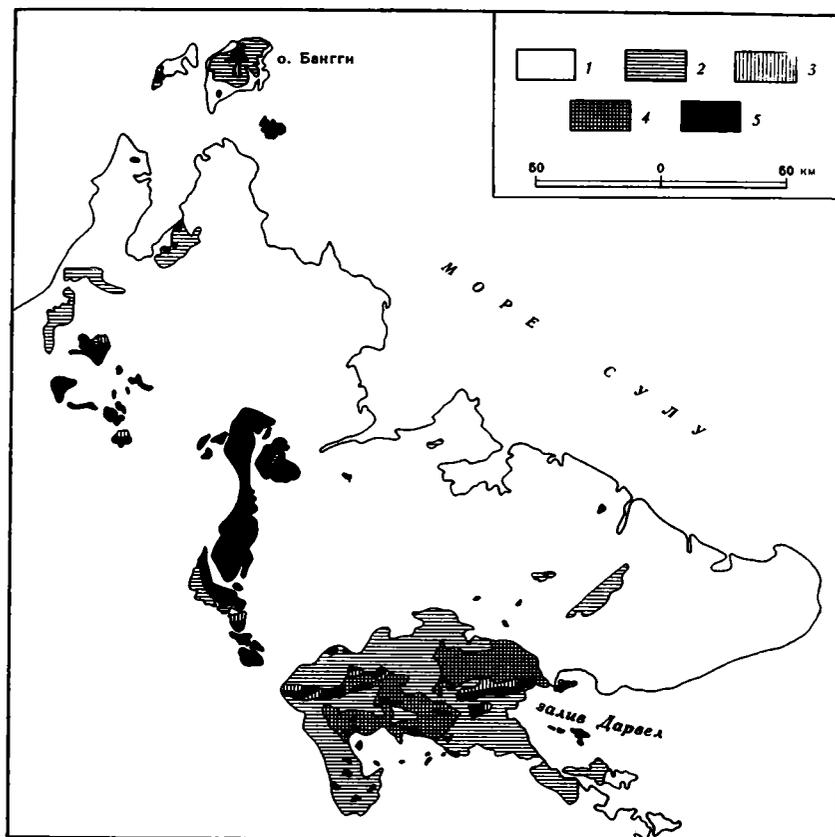


Рис. 5. Схематическая геологическая карта гипербазитового пояса Сабах, по Х. Кирку (Kirk, 1968).

1 — Нерасчленимые палеогеновые, неогеновые и четвертичные осадочные и вулканогенные образования; 2 — спилиты, базальты, кремнистые сланцы (кремнисто-спилитовая формация); 3 — габброиды; 4 — «гнейсы Силумпат»; 5 — ультраосновные породы

в любой другой части Юго-Восточной Азии. На островах залива Дарвел известны полные офиолитовые разрезы, соперничающие с лучшими в мире (Хатчисон, 1973¹).

Пояс состоит из гипербазитов, габброидов, метаморфических пород и образований кремнисто-спилитовой формации. Гипербазиты залегают в основании комплекса, выше следуют metabазиты амфиболитовой фации и габброиды, верхнюю часть разреза слагают базальтоиды. По Ч. С. Хатчисону (1973), офиолитовый пояс Сабах («линия Дарвел — Лабук — Кинабалу») представляет собой крупную чешую океанической литосферы.

Ультраосновные породы прерывисто обнажены на всем протяжении пояса, среди них преобладают серпентинизированные перидотиты, в основном гарцбургиты, пироксениты распространены широко, но слагают, как правило, мелкие тела. Дуниты встречаются редко, образуют небольшие линейные тела в гипербазитах. Наличие линзовидных залежей хромитов в дунитах позволяет относить гипербазиты Сабаха к гарцбургитовому типу (Thayer, 1972). Гипербазиты интенсивно брекчированы, нарушены многочисленными разломами. Обычны сланцеватость и полосчатость, что может указывать на раскристаллизацию под действием

¹ Доклад, прочитанный на Международном симпозиуме «Офиолиты в земной коре» в июне 1973 г. в Москве.

стресса. Полевые наблюдения указывают на тектоническое становление гипербазитов в твердом состоянии (Kirk, 1968). Почти повсеместная серпентинизация ультрабазитов является отличительной чертой пояса. Наиболее свежие породы обнажаются в центральных частях тел, а в краевых частях интенсивность рассланцевания и серпентинизация увеличиваются. Очень часто вдоль контактов с вмещающими породами прослеживаются протяженные и широкие зоны тектонических брекчий, состоящие из рассланцованных серпентинитов. В районе гор Биду-Биду, в центральной части пояса, в гипербазитах установлены многочисленные горизонтальные перемещения, в то же время полевые и фотогеологические наблюдения в восточной части пояса (район г. Силам) указывают на то, что ультраосновные породы слагают тела с крутыми ограничениями, выжатые вдоль круто падающего на север разлома.

В пределах Северных островов (Малавэли и Бангги) ультрабазиты представлены гарцбургитами, реже лерцолитами и их серпентинитовыми дериватами. Серпентинизированные перидотиты рассечены зонами тектонических брекчий, включающих в себя неправильной формы тела и бескорневые глыбы различных ультраосновных пород до 1,5 м в поперечнике. На о. Бангги интенсивно брекчированные и разбитые разломами породы кремнисто-спилитовой формации пронизаны телами гипербазитов и габброидов. Перидотиты здесь по условиям залегания разделяются на два типа: мелкие пластины серпентинитов, согласные со структурами кремнисто-спилитовой толщи, и крупные дискордантные тела серпентинитов и гарцбургитов, содержащие жилы дунитов и пироксенитов.

На всем протяжении пояса Сабах выходы гипербазитов пространственно тесно связаны с выходами габброидов. Габброиды представлены оливиновыми, гиперстеневыми и роговообманковыми габбро и долеритами; троктолиты встречаются редко. Контакты гипербазитов с габброидами могут быть как тектоническими, так и интрузивными.

В южной части пояса, на его широтном отрезке, габброиды (так же как и гипербазиты) залегают в окружении пород метаморфического комплекса и перекрывающей его кремнисто-спилитовой формации. Они образуют здесь крупные тела до 30 км в длину и до 7 км в ширину. Габброиды располагаются обычно вдоль северной границы тел ультрабазитов и имеют с последними, как правило, тектонические контакты. Кроме того, вдоль северных границ наблюдается большое количество даек габбро, прорывающих серпентиниты. В большинстве случаев дайки параллельны рассланцеванию в серпентинитах.

Метаморфический комплекс (иногда его называют мезозойским кристаллическим фундаментом) состоит из метаморфизованных основных и средних вулканитов, габбровых интрузий, редких метаморфизованных осадочных пород и нескольких выходов гранитоидов. По радиометрическим данным, граниты имеют юрский возраст; большая часть метаморфических пород, вероятно, более древнее. Значительную часть кристаллического комплекса слагают полосчатые метабазиты. Они описаны под названием «гнейсы Силумпат» и представлены полосчатыми роговообманково-плагноклазовыми породами от зеленосланцевой до гранулитовой фаций метаморфизма. Однако, как считает Ч. С. Хатчисон, эти гнейсы образуют габбровую часть офиолитов, которая имеет мощность от 1 до 2 км. Той же точки зрения придерживаются Т. П. Тайер (Thayer, 1972), по мнению которого существует ряд доказательств в пользу того, что гнейсы Силумпат представляют собой измененные альпинотипные габброиды, и М. С. Марков, который отмечает, что в северо-восточной части о. Калимантан существуют разрезы, где место габброидов занимают амфиболиты.

Радиометрические определения возраста амфиболитов из толщи гнейсов Силумпат дают 101 ± 15 и 140 ± 20 млн. лет.

На островах Табаван и Сакар в зал. Дарвел описан постепенный переход от серпентинизированных ультрабазитов через пироксен-рогово-обманково-плагиоклазовые гнейсы с силлами амфиболитизированного долерита до зеленых сланцев (Хатчисон, 1973).

Метаморфические породы сильно дислоцированы, смяты в сложные складки широтного простирания и разбиты многочисленными разломами.

Метаморфический комплекс перекрыт толщей пород, состоящей из спилитов, базальтов, кремнистых и глинистых сланцев, граувакк, известняков и кератофиров, образующих кремнисто-спилитовую формацию. Выходы образований формации тесно связаны с гипербазитами и габброидами и образуют единый пояс, протягивающийся от зал. Дарвел на юге до Северных островов. Вулканические породы кремнисто-спилитовой формации обычно ассоциируют с радиоляриевыми кремнистыми сланцами и переслаиваются с граувакками и глинистыми пачками флишoidalного типа. Последовательный стратиграфический разрез кремнисто-спилитовой толщи, по-видимому, отсутствует. Основание ее нигде не вскрывается. Контакты с вышележащими третичными осадочными породами часто тектонические. Так, на п-ове Семпорн образования формации надвинуты на породы толщи Калумпанг олигоцен-миоценового возраста (Wilson, 1961). Верхнемеловой — эоценовый возраст кремнисто-спилитовой формации определен по фауне из заключенных в ней глыб известняков.

В южной части пояса, в районе р. Сегама, кремнисто-спилитовая формация представлена спилитовой брекчией и пиллоу-лавами, которые разделяются слоистыми радиоляриевыми кремнистыми сланцами, зелеными базальтовыми туфами и туффитами, полимиктовыми песчаниками; имеются единичные выходы кератофировых лав. Структурные взаимоотношения отдельных слоев не ясны, они не прослеживаются по простиранию. Прослой вулканических пород интенсивно брекчированы, базальты и спилиты пронизаны тонкими пластинами серпентинитов, включают глыбы габброидов и сильно раздробленных гранитоидов, которые могут быть блоками метаморфического комплекса, захваченными надвиговыми движениями.

Для кремнисто-спилитовой формации типично хаотичное скопление сильно разрушенных слоев и глыб; отдельные глыбы погружены в массу глинистых сланцев. Во многих случаях устанавливается чешуйчатое строение формации. Как полагает Х. Кирк (Kirk, 1968), подобная хаотичная структура обусловлена тектоническими деформациями и частично является результатом быстрого оползания осадков в сочетании с подводной вулканической деятельностью¹.

Комплекс кремнисто-спилитовой формации формировался в глубоководной обстановке, а соответствующий геосинклинальный прогиб заложился на океанической коре (Wilson, 1961).

Кремнисто-спилитовая формация перекрыта широко развитыми третичными формациями. На «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли» (1970) пояс Сабах показан крупной шовной зоной. Эту зону можно интерпретировать как надвиговую. Если бы зона представляла собой крутопадающий разлом, то было бы трудно объяснить причудливые изгибы в простираниях пород. Кроме того, доказано, что в пределах пояса вообще широко развита надвиговая тектоника: горизонтальные

¹ В Сабахе существуют более молодые и менее нарушенные спилитовые лавы с небольшими включениями осадочных пород. Они образуют крупное обнажение западнее меридионального отрезка пояса Сабах, в его центральной части. Часть этих спилитов имеет нижнемiocеновый возраст, но большая часть — более древний. Мощность толщи не известна, так как стратиграфическое положение массивных неслонных спилитов не может быть определено и основание толщи нигде не вскрыто, однако для отдельных районов можно говорить о мощности около 1500 м (Kirk, 1968).

перемещения установлены в гипербазитах, кремнисто-спилитовой толще свойственно чешуйчатое строение. Поэтому офиолиты Сабах можно трактовать как крупную чешую океанической литосферы, которая была надвинута в северном и западном направлениях на структуры континентальной коры. Формирование пояса Сабах в результате надвигания имело место в миоцене, так как перекрывающая офиолиты олистострома (формации Аер и Қвамут) (Kirk, 1968; Хатчисон, 1973) имеет миоценовый возраст.

Структурные особенности пояса Сабах, так же как и в регионе Восточного Папуа, свидетельствуют о сильнейшем сжатии в этом районе в позднеэретичное время, вызванном взаимодействием сиалического и океанического блоков коры.

Происхождение глубоководной впадины моря Суду можно связать с растяжением в тыловой области океанического блока. Подводное профилирование выявило сложное строение дна впадины, характеризующееся наличием крупных грабенообразных структур и эскарпов (Krause, 1966), сформировавшихся в обстановке растяжения. Д. Кариг (Karig, 1971) относит данную впадину к так называемым неактивным окраинным впадинам с повышенным тепловым потоком на дне и считает, что она образовалась в результате растяжения земной коры.

КРАТКОЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные позволяют отметить, что все три описанных гипербазитовых пояса: п-ова Шмидта, Папуа и Сабах — как по составу образующих их пород, так и по строению весьма сходны. Основными типами пород, слагающими эти пояса, являются гипербазиты, габброиды и базальтоиды. Среди ультрабазитов преобладают гарцбургиты; с гипербазитами связаны небольшие линзовидные залежи хромитов: чрезвычайно широко в них развита серпентинизация. Для всех пород ультраосновного комплекса типичны интенсивные деформации и катаклаз. Среди габброидов отмечается большое разнообразие пород, типично присутствие полосчатых габбро-амфиболитов. Глыбы габброидов (совместно с глыбами гипербазитов) являются неотъемлемой частью мономиктового серпентинитового меланжа, широко развитого на п-ове Шмидта. Среди базальтоидов повсеместно преобладают спилитовые пиллоулавы. Базальтовая часть разреза пояса Сабах и п-ова Шмидта сильно нарушена и представляет собой как бы гигантскую брекчию.

Следует отметить, что офиолиты п-ова Шмидта тектонически нарушены значительно сильнее образований Папуа и Сабаха. Здесь не наблюдается четкой зональности (последовательной смены) от гипербазитов через габброиды к базальтоидам. Комплекс гипербазитов, габброидов и базальтоидов Восточного хребта п-ова Шмидта расчленен на ряд относительно тонких пластин, в основании которых прослеживаются полосы серпентинитового меланжа. Иногда образования меланжа сами в виде аллохтонных чешуй участвуют в покровах.

В настоящее время, по-видимому, общепринято мнение, что складчатые геосинклинальные зоны, расположенные на краях континентов, являются частями древних океанических структур, причленившихся в процессе своего развития к континентальным блокам. В частности, эвгеосинклинали Тихоокеанского сегмента Земли, возникшие в мезозое, образовались на коре океанического типа (Пейве, 1969). Они расположены на краях современного геосинклинального пояса и по отношению к другим входящим в него зонам играют роль окраинных или краевых поднятий (Пушаровский, 1972). Такие зоны, находящиеся на материках или крупных островах, отличаются высокой тектонической подвижностью, присутствием позднекайнозойских геосинклинальных складчатых формаций, тесными структурными связями с современными геосин-

клинальными районами. К ним и принадлежат Северный Калимантан, северо-восточная часть Папуа и п-ов Шмидта на Сахалине.

Офиолитовые пояса всех трех районов представляют собой фрагменты океанических геосинклиналей, выраженные своеобразными пластинами океанической мантии и коры, надвинутыми на края континентальных структур. Для надвиговых зон подобного типа в литературе появился уже специальный термин — зоны обдукции (obduction). Он был применен Р. Колеманом (Coleman, 1971) для обозначения офиолитовых зон на Новой Каледонии, в Папуа на Новой Гвинее и в ряде других районов, а Д. Дьюи и Д. Бёрд (Dewey, Bird, 1971) использовали его для офиолитовой зоны Ньюфаундленда. Хотя масштабы описываемых в работе явлений в районах Папуа и Северного Калимантана, с одной стороны, и п-ова Шмидта на Сахалине — с другой, несколько различны, причина подобного надвигания, несомненно, общая: она заключается в движении пластин океанической коры и верхней мантии в стороны от возникшей в той или иной области зоны растяжения. Такое движение по периферии Тихого океана в большом масштабе происходило в поздне меловое — третичное время. Зоны растяжения приурочены к глубоководным впадинам окраинных морей.

В свете указанного механизма вероятно, найдет объяснение образование целого ряда других гипербазитовых поясов и глубоких впадин. Для Карибского региона сходное предположение уже высказано (Пушаровский, Адамович, 1974).

Литература

- Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Под ред. П. М. Сычева. СО АН СССР, Новосибирск, «Наука», 1974.
- Богданов Н. А., Рождественский В. С., Речкин А. Н., Разницын Ю. Н. Офиолиты востока Сахалина.—Тр. Междунар. Симпозиума «Офиолиты в земной коре», в печати.
- Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Троцюк В. Я. Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море.—Сов. геология, 1974, № 1.
- Геология СССР, XXXIII, «Недра», 1970.
- Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л., «Недра», 1972.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.—Геотектоника, 1971, № 5.
- Лившиц М. Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований.—Тр. СахКНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.—Тр. ГИН АН СССР, вып. 168. «Наука», 1967.
- Марков М. С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и базальтовый слой земной коры островных дуг. Автореф. докт. дис., ГИН АН СССР, М., 1973.
- Мыгарев В. П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений полуострова Шмидта.—В сб. «Сборник статей по геологии и гидрогеологии», вып. 7. «Недра», 1969.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.—Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. XXIV сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геолог. «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М., Адамович А. Ф. Латиноамериканский геологический конгресс.—Вестн. АН СССР, 1974, вып. 5.
- Рождественский В. С. Сдвиги в Восточном хребте полуострова Шмидта на Сахалине.—Геол. и геофиз., 1972, № 10.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Под ред. И. П. Косминской. «Наука», 1964.
- Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966.

- Тайер Т. П.* Некоторые аспекты тектонического влияния на структурные соотношения альпийских перидотит-габбровых комплексов и серии параллельных даек. Тезисы докл. на Междунар. симпозиуме «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-6 1:10 000 000. Ред. Пушаровский Ю. М., Удинцев Г. Б., М., ГУГК, 1970.
- Тихий океан, т. 9. Геофизика дна. Под ред. Г. Б. Удинцева. М., «Наука», 1974.
- Хатчисон Ч. С.* Офиолиты Юго-Востока Азии. Тезисы докл. Междунар. симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.
- Coleman R. G.* Plate tectonics and emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, No. 5.
- Curtis J. W.* Plate tectonics and Papua—New Guinea—Solomon Islands regions.— *J. Geol. Soc. Aust.*, 1973, 20, No. 1.
- Davies H. L., Ives D. J.* The geology of Fergusson and Goodenough Islands Papua. *Bur. Miner. Resour. Aust. Rep.* 82, 1965.
- Davies H. L.* Papuan Ultramafic Belt. Report of the XXIII Sessiou Int. Geol. Congr. Section 1, Prague, 1968.
- Davies H. L., Smith I. E.* Geology of Eastern Papua.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, 82, No. 6.
- Davies H. L.* Peridotit—Gabbro—Basalt complex in Eastern Papua: An overthrust plate of oceanic mantle and crust.— *Bur. Miner. Resour. Aust. Bull.*, 1971, 128.
- Dewey J. E., Bird J. M.* Origin and emplacement of the Ophiolite Suit: Appalachian Ophiolites in Newfoundland.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, No. 14.
- Geology of Papua New Guinea, geological map. scale 1:1 000 000, *Gur. Miner. Resour., Geology and Geophysics*, under the authority of the Hon. Sir Reginald Swartz, Australia, 1972.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, No. 11.
- Karig D. E.* Remnant Arsc.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, 83, No. 4.
- Kirk H. J. C.* The igneous rocks of Sarawak and Sabah.— *Geol. Surv. Borneo region, Malaysia Bull.*, 1968, 5.
- Krause D. C.* Tectonics, marin geology and bathymetry of the Celebes Sea.— Sulu Sea region.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1966, 77, No. 8.
- Luyendyk B. P., McDonald K. C., Bryan W. B.* Rifting history of the SW Pacific.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, 84, No. 4.
- Milson J. S.* Woodlark Basin, a minor centre of sea—floor spreading in Melanesia.— *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, No. 35.
- Thayer T. P.* Gabbro and epidiorite versus granulite and amfibolite: a problem of the ophiolite assemblage. VI Conferencia geologica del Caribe—Margarita, Venezuela Memoria, 1972.
- Wilson R. A. M.* The Chert.— Spilit Formation of North Boreo.— In: «Proceeding of the British Borneo Geol. Conference, 1961». *Geol. depart. British Territories in Borneo*, 1961.
- Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A. J.* Terrestrial—Heat—Flow in the Okhotsk Sea.— *Oceanografical magazin*, 1968, 20, No. 1.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
28 мая 1974 г.

УДК 551.24.055 (551.53 + 551.54)

В. С. РОЖДЕСТВЕНСКИЙ

СДВИГИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

Многие особенности тектонического строения северо-восточного Сахалина объясняются развитием сопряженной системы сдвигов, сбросов и взбросо-надвигов, с формированием которой связано образование кайнозойских складчатых структур. Для всех районов северо-восточного Сахалина характерно присутствие правых сдвигов субмеридионального, надвигов и взбросов северо-западного, сбросов северо-восточного простирания. Оси складок имеют северо-западное простирание, а при приближении к сдвигам приобретают субмеридиональное простирание. В зонах сдвигов, на участках их изгибов к северо-востоку отмечены грабены растяжения, а к северо-западу — системы надвигов. Подобный структурный рисунок мог сформироваться в результате горизонтального сжатия в направлении северо-восток — юго-запад перпендикулярно простиранию складчатости и надвигов. Сдвиги контролируют размещение газонефтяных месторождений, приуроченных к складкам волочения в неогеновых отложениях, и ртутных проявлений, локализованных в зонах дробления в метаморфизованных породах мезозойско-палеозойского фундамента.

Особенности тектонического строения северо-восточного Сахалина, в пределах которого сосредоточены все основные нефтяные месторождения острова, с давних пор привлекали внимание геологов. Отдельные вопросы формирования тектонической структуры этого района рассмотрены в работах Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого (1915), Е. М. Сметхова (1953), И. Б. Плешакова (1956), А. А. Капицы (1963), С. Н. Алексейчика, В. С. Ковальчука, С. Д. Гальцева-Безюка, П. М. Сычева (1963), Ю. М. Пушаровского (1964) и др.

Первоначальное предположение о горстово-грабеновом строении Сахалина (Тихонович и Полевой, 1915) сменилось представлением о складчато-надвиговой его структуре, обусловленной движением горных масс при складчатости с запада на восток (Сметхов, 1953).

В последнее время все большее внимание привлекает гетерогенность кайнозойской структуры восточной части острова, выражающаяся в чередовании горст-антиклинальных поднятий, сложенных палеозойско-мезозойскими эвгеосинклинальными образованиями с грабен-синклинальными впадинами, выполненными неогеновыми отложениями (Пушаровский, 1964).

В пределах северо-восточного Сахалина выделяются три резко различные в геологическом отношении площади: складчато-блоковые структуры п-ова Шмидта, Северо-Сахалинская складчатая зона и складчато-блоковые структуры Восточно-Сахалинских гор (Пушаровский, 1964; Русаков и др., 1967). Распространенные на этой территории палеозойские, мезозойские и неогеновые отложения слагают три структурных этажа, разграниченных значительными угловыми несогласиями.

Нижний структурный этаж сложен трудно расчленимым комплексом эвгеосинклинальных образований спилито-диабазово-яшмового и кремнисто-грауваккового состава, включающим далдаганскую (верхний палеозой — мезозой) и набильскую (юра — нижний мел) серии, общей мощностью около 10000 м. Несогласий внутри этого комплекса по-

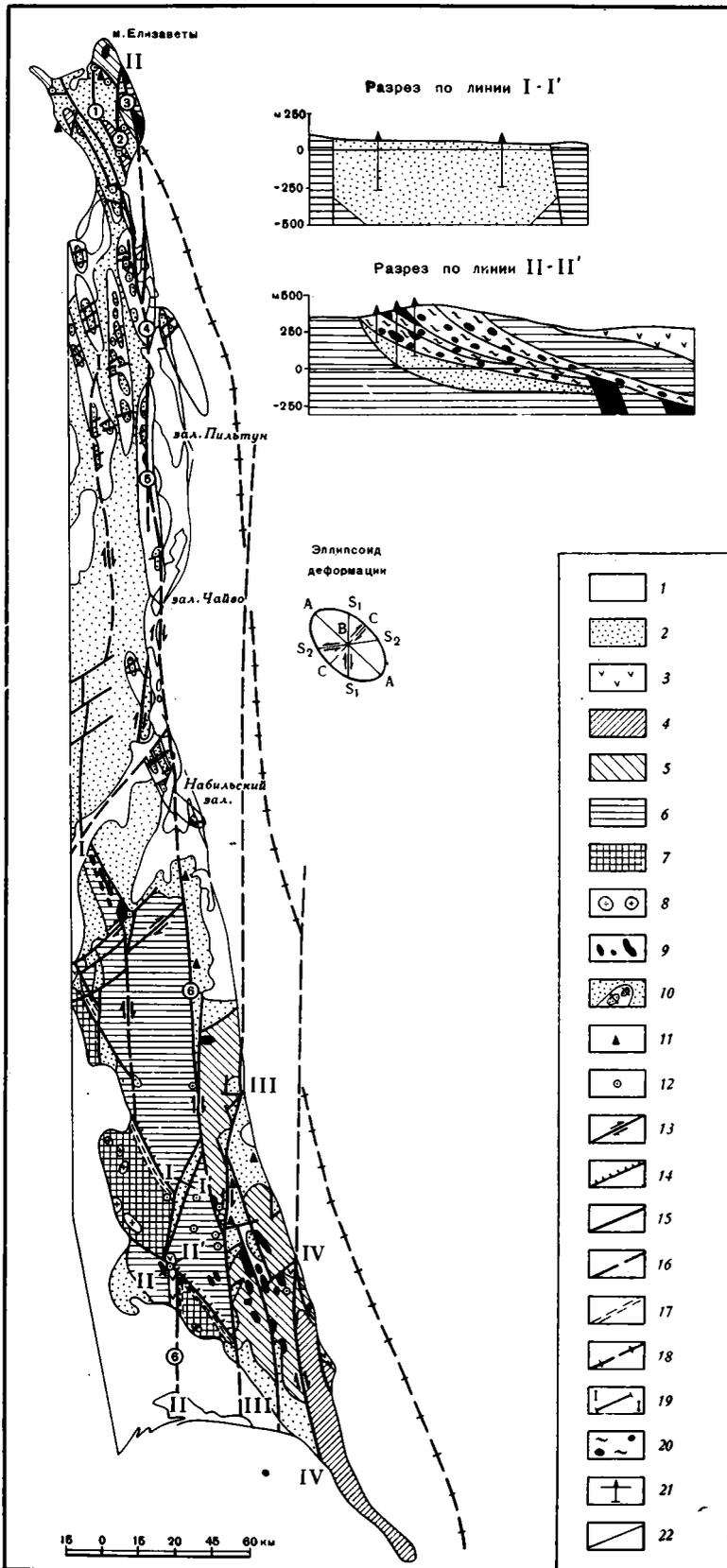


Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточного Сахалина

1 — четвертичные отложения, 2 — неоген (осадочные отложения), 3 — неоген (эффузивы и туфы), 4 — верхний мел (терригенные отложения), 5 — верхний мел (кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения), 6 — мезозой (юра — нижний мел), 7 — палеозой, 8 — гранитоиды, 9 — базиты и гипербазиты, 10 — антиклинальные газонефтеносные зоны в неогеновых отложениях, 11 — нефтепроявления, 12 — проявления ртути, 13 — сдвиги, 14 — надвиги, 15 — сбросы и прочие разломы, характер перемещений по которым не установлен, 16 — предполагаемые разломы и разломы, перекрытые четвертичными отложениями, 17 — зоны динамометаморфизма, 18 — предполагаемое положение Восточно-Сахалинского глубинного разлома, 19 — линии поперечных разрезов через зону Центрального разлома, 20 — тектоническая брекчия мезозойских пород с линзами серпентинитов, 21 — буровые скважины, 22 — геологические границы.

Сдвиговые зоны: I—I — Гыргылань-Осскойская, II—II — Северо-Сахалинская, III—III — Прибрежная, IV—IV — Лиманская. Разрывы, входящие в состав Северо-Сахалинской сдвиговой зоны (глубинного разлома): 1 — Туинский, 2 — Хейтонский, 3 — Лонгрийский, 4 — Восточно-Эхабинский, 5 — Пильтунский, 6 — Центральный

ка не обнаружено. Местами породы изменены до филлитов или зеленых сланцев.

Метаморфические сланцы вальзинской серии (палеозой) ранее выделявшиеся в отдельный (нижний) структурный этаж, также являются частью эвгеосинклинального комплекса. Они метаморфизованы в разной степени (пренит-пумпеллиитовая, зеленосланцевая, глаукофановая, эпидот-амфиболитовая фации), но исходные образования представлены граувакками, алевролитами, основными вулканитами, кремнистыми породами, серпентинитами и габброидами в пропорциях, сходных с неметаморфизованной частью эвгеосинклинального разреза.

Породы этого этажа смяты в линейные, часто близкие к изоклинальным, опрокинутые складки и рассечены многочисленными надвигами. В основании эвгеосинклинального разреза на п-ове Шмидта и в северной части Восточно-Сахалинских гор выявлена мощная толща тектонических брекчий, состоящих из глыб габброидов, спилитов, диабазов, яшм, известняков, алевролитов, граувакк, метаморфических сланцев, амфиболитов и габбро-амфиболитов, погруженных в серпентинитово-глинистый цемент и прослоенных линзами серпентинизированных перидотитов. Толща брекчий по своему внутреннему строению, составу и тектонической позиции весьма напоминает типичный альпийский серпентинитовый меланж, широко развитый в эвгеосинклинальных зонах Альпийского и Тихоокеанского складчатых поясов, обычно в основании крупных аллоктонных блоков (Пейве, 1969; Казьмин, (1971; Книппер, 1971).

По отношению к вышележащим слабометаморфизованным верхнемеловым и неогеновым отложениям комплекс палеозойско-мезозойских эвгеосинклинальных образований может быть назван «складчатым основанием» или фундаментом.

Меловые отложения, слагающие средний структурный этаж, в Восточном хребте п-ова Шмидта представлены флишевым переслаиванием туфов и граувакк с алевролитами и глинистыми сланцами и относятся к верхнему альбу (?) — сеноману. В последнее время в Восточно-Сахалинских горах из состава набильской серии выделены верхнемеловые сенон-маастрихтские образования рымникской серии, представленные граувакками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, андезитами, андезитобазальтами, спилитами, диабазами и их туфами, яшмами, известняками. На п-ове Терпения и в западной части п-ова Шмидта издавна выделяется мощная верхнемеловая сенон-маастрихтская толща (котиковская серия, славянская свита), сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, иногда с линзами каменных углей (Геология, СССР, т. XXXIII, 1970). В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор верхнемеловые отложения эвгеосинклинального типа прорваны многочисленными мелкими массивами перидо-

титов и габброидов. В этом районе их весьма трудно выделить из состава нижнего структурного этажа.

На палеозойских и мезозойских породах с резким структурным несогласием залегают неогеновые образования, слагающие верхний структурный этаж. Они характеризуются быстрой сменой фаций и неустойчивой мощностью. На п-ове Шмидта неогеновые отложения подразделяются на четыре свиты: мачигарскую и тумскую (нижний миоцен), пильскую (средний миоцен) и диановскую (плиоцен) общей мощностью 2000—2500 м. Мачигарская свита сложена разномасштабными песчаниками с редкой галькой и гравием, с прослоями песчаных алевролитов и аргиллитов и линзами каменного угля. Тумская и пильская свиты представлены средне- и тонкослоистым переслаиванием кремнистых опоковидных алевролитов и аргиллитов, опок и песчаников. Диановская свита сложена песками, глинами и диатомовыми глинами с линзами известняков-ракушечников.

В пределах Северо-Сахалинской складчатой зоны наблюдается замещение ниже- и среднемиоценовых глубоководных кремнисто-терригенных отложений мелководными и континентальными песчано-глинистыми образованиями. В разрезе появляются мощные пачки верхнемиоценовых и плиоценовых терригенных образований. На большей части площади зоны неогеновые отложения представлены мощной (до 6—8 км) толщей мелководных морских песчано-глинистых пород. Эта толща подразделяется на мачигарскую, даехуриинскую (нижний миоцен), уйинскую (средний миоцен), дагинскую (средний, верхний миоцен), окобыкайскую (верхний миоцен) и нutowскую (плиоцен) свиты. В дагинской и нutowской свитах встречаются прослои континентальных угленосных образований. К алевроито-песчаным пластам верхней части дагинской, окобыкайской и нижней части нutowской свиты приурочены нефтяные и газовые залежи.

В Восточно-Сахалинских горах нижнемиоценовые отложения (люкаменская, мутновская и пиленгская свиты) близки по литологическому составу образованиям мачигарской, тумской и пильской свит п-ова Шмидта, а средне-, верхнемиоценовые и плиоценовые (верхнедуйская, борская, маруямская, уранайская, хузинская свиты) напоминают песчано-глинистые образования дагинской, окобыкайской и нutowской свит Северо-Сахалинской складчатой зоны.

Широкое распространение на Сахалине палеозойско-мезозойских кремнисто-граувакковых толщ, присутствие меланжа и зон глаукофанового метаморфизма позволяет включить территорию острова в состав пояса своеобразных палеозойско-мезозойских эвгеосинклиналей (талассогеосинклиналей по Н. А. Богданову, 1969) Тихоокеанского кольца. Складчатые зоны, сформированные на месте талассогеосинклинальных прогибов, обнаруживают ряд общих геологических особенностей. Наибольшее сходство геологического строения отмечается для районов Сахалина и расположенной на противоположной стороне Тихого океана Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны (Пушаровский, 1964; Рождественский, 1966; Меланхолина, 1968). Детальные геологические исследования последних лет показывают, что это сходство распространяется не только на близость вещественного состава и возраста основных осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций, но и на последовательность проявления различных типов тектонических движений.

На Сахалине, так же как и в западной части Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969), этап формирования линейной складчатости, надвигов, зон меланжа и смятия сменился на заключительной стадии развития складчатого пояса этапом формирования правосторонних сдвиговых зон (Рождественский, 1969, 1972). Подобные зоны особенно ярко выражены в геологической структуре северо-восточного Сахалина (рис. 1).

Наиболее крупной и хорошо изученной является сдвиговая зона, про-

гявивающаяся вдоль северо-восточного побережья острова. Автор предлагает называть эту зону Северо-Сахалинским глубинным разломом.

Зона Северо-Сахалинского разлома объединяет несколько крупных субмеридиональных разрывов сдвигового типа, а также множество более мелких, оперяющих крупные разрывы, трещин северо-западного и северо-восточного простираний и сопровождается широкой (до 10 км) полосой интенсивной приразломной складчатости. Отдельные разрывы, входящие в состав зоны, обычно хорошо выражены в рельефе в виде прямолинейных тектонических уступов, рытвин и валов и протягиваются на десятки и сотни километров.

На п-ове Шмидта сдвиговая зона включает Лонгрыйский, Хейтонский и Туинский разломы. Далее на юг она продолжается вдоль восточного побережья Сахалина, где включает Восточно-Эхабинский и Пильтунский разломы. В промежутке между заливами Чайво и Набильским зона скрыта под четвертичными отложениями. На этом участке положение глубинного разлома можно наметить по приуроченности к побережью Охотского моря термальных источников, грязевых вулканов, многочисленных газо- и нефтепроявлений, даек изверженных пород, а также по линейному расположению эпицентров землетрясений, магнитных аномалий и гравитационных уступов. Южнее Набильского залива продолжение зоны — Центральный разлом Восточно-Сахалинских гор. Общая протяженность зоны сдвиговых дислокаций около 550 км. Как на севере, так и на юге она скрывается под водами Охотского моря.

Резко различная глубина эрозионного среза по простиранию зоны позволяет изучить ее строение на разных уровнях, соответствующих нижнему, среднему и верхнему структурным этажам.

В северной части района в Восточном хребте п-ова Шмидта сдвиговая зона сетчатая образования всех трех структурных этажей. Восточный хребет в тектоническом отношении представляет собой антиклинорий, в своде которого обнажаются образования юрского — раннемелового возраста, а в крыльях — меловые и неогеновые отложения. Сложная система складок Восточного хребта, имеющая в общем северо-западное под азимутом 320—325° простирание, пересекается крутопадающими, почти вертикальными плоскостями Лонгрыйского, Хейтонского и Туинского разломов субмеридионального и северо — северо-западного простира-

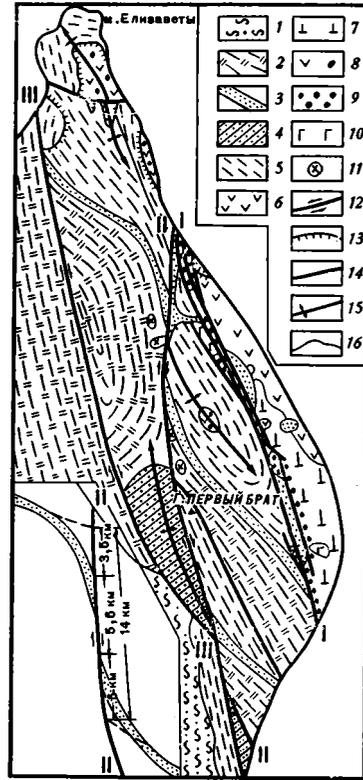


Рис. 2. Схема геологического строения Восточного хребта п-ва Шмидта

Неоген: 1 — диановская свита, 2 — нерасчлененные отложения тумской и пильской свит, 3 — чигарская свита, верхний мел: 4 — славянская свита, 5 — нерасчлененные отложения тойской и томинской свит, 6 — мезозой (юра — нижний мел), 7 — серпентинизированные перидотиты, 8 — тектоническая брекчия мезозойских пород с серпентинитовым цементом, 9 — рассланцованные серпентиниты, 10 — габброиды, диориты, гранодиориты, 11 — щелочные габброиды (кринаниты), 12 — сдвиги, 13 — надвиги, 14 — сбросы и прочие разломы, характер перемещений по которым не установлен, 15 — оси антиклиналей, 16 — геологические границы. Сдвиги: I—I — Лонгрыйский, II—II — Хейтонский, III—III — Туинский. На врезке показана амплитуда правосдвигового смещения и горизонтального изгиба слоев по Хейтонскому сдвигу

ния (рис. 2). Эти нарушения разрывают и смещают по типу правого сдвига все образования района, включая плиоценовые. Разломы четко выражены в рельефе в виде прямолинейных микрохребтиков высотой от 1 до 4 км, сопровождаемых такими же прямолинейными рытвинами, глубиной 1—3 м. При приближении к линиям сдвигов оси складок и геологические границы приобретают простирание и падение, почти параллельное положению плоскости сместителя разлома. В связи с этим явлением наблюдаются вторичные дугообразные складчатые изгибы слоев типа горизонтальных флексур, обращенные выпуклостью в сторону перемещения блоков по сдвигу. Особенно четко подобные изгибы геологических границ выражены в зоне Хейтонского сдвига. Величина изгиба, измеренная здесь по контакту верхнемеловых и неогеновых отложений, составляет в западном крыле разлома 3,5 км, а в восточном — 5 км. Горизонтальная амплитуда разрывного смещения по Хейтонскому сдвигу отчетливо устанавливается по разрыву и правостороннему боковому смещению на 5,5 км полосы меловых и неогеновых отложений. На такое же расстояние смещены отдельные части разорванного сдвигом пояса даек неогеновых щелочных габброидов. Если учесть амплитуду горизонтального складчатого изгиба слоев, то полное горизонтальное смещение по Хейтонскому сдвигу составит 14 км (рис. 2, врезка). Сдвиговая амплитуда по Туинскому и Лонгрийскому разломам определена по смещению отдельных маркирующих горизонтов в неогеновых отложениях и составляет соответственно 5 и 7 км (Рождественский, 1972).

Оси складок на п-ове Шмидта простираются в северо-западном направлении и ориентированы под углом 15—30° к направлению разломов занимая положение, типичное для осей сопряженных со сдвигами складок волочения (Ажгирей, 1956; Муди, Хилл, 1960). В связи с резкими разворотами складчатых структур под влиянием новейших сдвиговых подвижек складки, расположенные в блоках между сдвигами, приобрели в этом районе характерную сигмоидальную s-образную форму.

В расположенной южнее Северо-Сахалинской складчатой зоне выявление сдвиговых дислокаций представляет собой задачу, значительно более трудную, чем на п-ове Шмидта, так как зона сдвигов сечет здесь мощную монотонную толщу песчано-глинистых неогеновых отложений, слагающих верхний структурный этаж. Тем не менее основные особенности структурного плана п-ова Шмидта сохраняются.

Расположенные непосредственно на продолжении сдвиговой зоны п-ова Шмидта Восточно-Эхабинской и Пильтунский разломы обычно рассматриваются как взбросо-надвиги. Западное крыло Восточно-Эхабинского разлома надвинуто на восточное. Вертикальная амплитуда взброса изменяется от 1500 до 300 м. В то же время вдоль Пильтунского разлома восточное крыло надвинуто на западное с максимальной амплитудой вертикального смещения до 700 м (рис. 3).

На наш взгляд, разнонаправленное движение блоков по Восточно-Эхабинскому и Пильтунскому разломам и противоположное направление опрокинутости складок в их крыльях на запад, юго-запад в восточном крыле (Паромай), на восток, юго-восток в западном (Восточное Эхаби), можно объяснить, рассматривая эти разрывы как трещины скалывания, образовавшиеся в верхнем структурном ярусе над крупной сдвиговой зоной в фундаменте. Вывод о наличии сдвиговой амплитуды смещения вдоль Восточно-Эхабинского и Пильтунского разломов подтверждается анализом структурного рисунка Северо-Сахалинской складчатой зоны.

Вдоль Восточно-Эхабинского и Пильтунского разломов располагаются асимметричные, гребневидные, иногда слегка опрокинутые, линейные складки длиной до 20—30 км при ширине 2—4 км с близким к меридиональному, с незначительным отклонением к северо-западу, про-

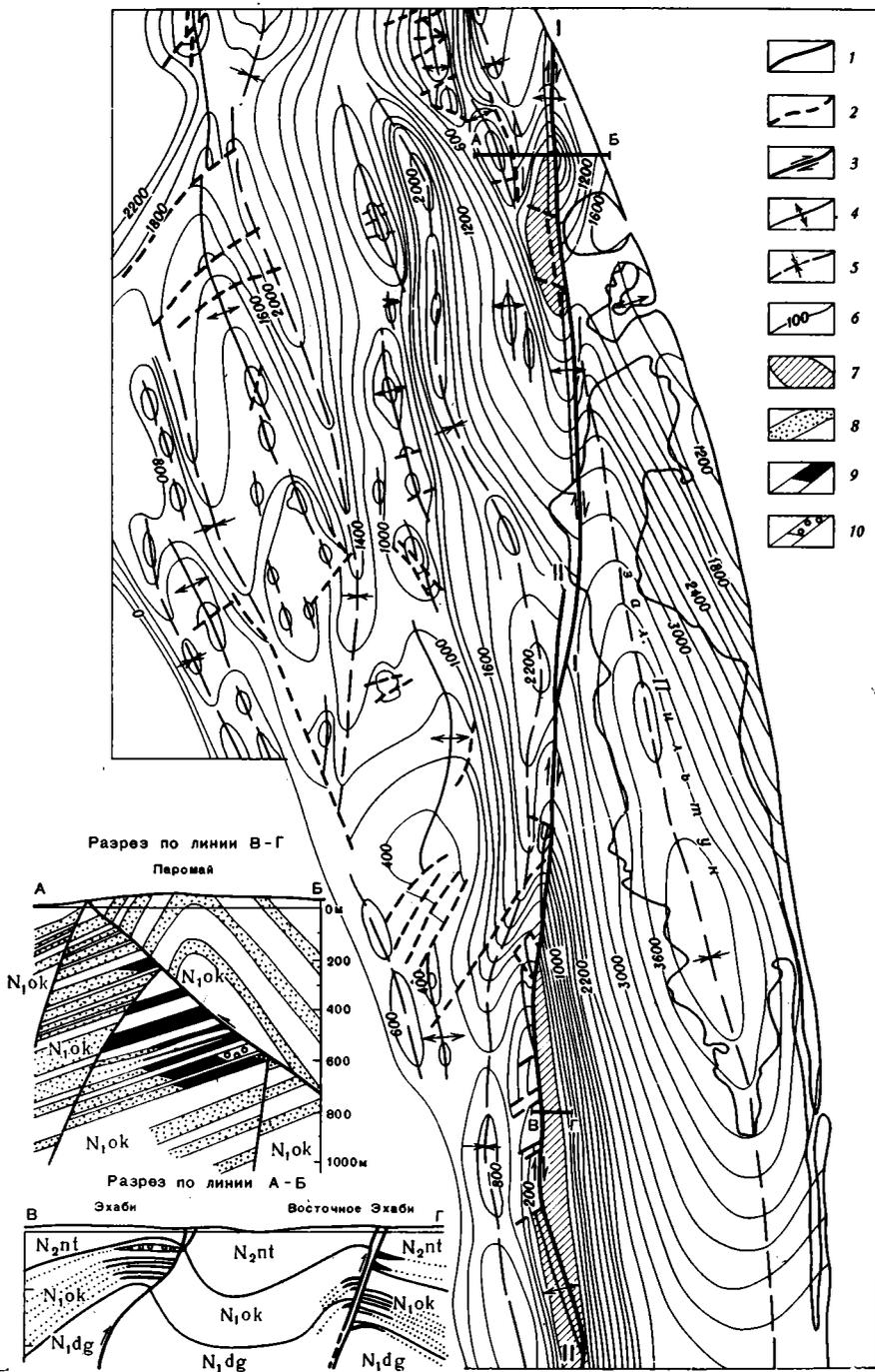


Рис. 3. Схематическая структурная карта северо-восточного побережья Сахалина по кровле обокбайской свиты (по В. С. Ковальчуку, 1961). 1 — Восточно-Эхабинский и Пильтунский разломы, 2 — прочие разрывы, 3 — направление сдвиговых смещений, 4 — оси антиклиналей и антиклинальных зон, вмещающих газо-нефтяные месторождения, 5 — оси синклиналей, 6 — стратонзогипсы по материалам структурного и разведочного бурения, геологических съемок и геофизических исследований, 7 — участки размыва обокбайской свиты, 8 — горизонты песчаников, 9 — нефтяные залежи, 10 — газовые залежи, N_{2nt} — нутовская свита, N_{1ok} — обокбайская свита, N_{1dg} — дагинская свита, I—I — Восточно-Эхабинский разлом, II—II — Пильтунский разлом

стиранием осей. В расположении складок наблюдается правая кулисность. При удалении от этих разломов в западном направлении складки приобретают северо-западное простирание, погружаются, становятся значительно более простыми и менее вытянутыми (брахискладки и купола). Углы падения слоев на крыльях брахискладок редко превышают 15—20°. Преобладают почти симметричные складки. При дальнейшем движении к юго-западу в восточном крыле Гыргыланьи-Осской разлома, вдоль которого в последнее время Ю. Н. Гололобовым и В. В. Харахиновым установлены правосдвиговые смещения блоков с амплитудой до 2,5 км, простирание осей складок вновь приближается к меридиональному. Складки снова становятся асимметричными, однако более крутыми являются уже не северо-восточные, а юго-западные крылья антиклиналей. Таким образом, наблюдается винтообразный изгиб осевых плоскостей складчатых структур, вызванный, по-видимому, их вращением в горизонтальной плоскости между Северо-Сахалинским и Гыргыланьи-Осским сдвигами. Восточнее Восточно-Эхабинского и Пильтунского разломов располагаются брахиантиклинальные и синклинальные складки, простирание осей которых также меняется от субмеридионального вдоль зон разломов до северо-западного на некотором удалении от них.

Складки обычно наклонены или даже слегка опрокинуты в сторону сдвигания блока, т. е. к северо-востоку в западном крыле разлома и к юго-западу в восточном. Крутые крылья складок часто нарушены взбросо-надвигами северо-западного, а своды — сбросами северо-восточного и субширотного простирания.

Формирование складчатости, по-видимому, в значительной мере определялось перекашиванием блоков в процессе правосдвиговых движений. Первоначально образовавшиеся складки волочения северо-западного простирания в результате новейших сдвиговых подвижек приобрели вблизи разломов субмеридиональное простирание. Сходный структурный рисунок наблюдается в зоне правого сдвига Инглвуд в Калифорнии (Ажгирей, 1956; Муди, Хилл, 1960).

В Восточно-Сахалинских горах продолжение Северо-Сахалинской сдвиговой зоны — Центральный разлом. Зона разлома, шириной 2—4 км, включает несколько крупных разрывов субмеридионального простирания и множество мелких трещин. По этому разлому наблюдается разрыв и правостороннее боковое смещение на 25 км пояса палеозойских метаморфических сланцев вальзинской серии, прорванных палеогеновыми гранитоидами. Полоса юрских — раннемеловых осадочно-вулканогенных отложений набильской серии пережата вдоль разлома в связи со сдвиговыми смещениями его крыльев до ширины 15 км вместо обычной 30—35 км (рис. 1).

В южной части Восточно-Сахалинских гор, вдоль долины р. Лангери, зона Центрального разлома отклоняется от меридионального простирания к северо-востоку (вправо). На этом отрезке образовался узкий, шириной 2—4 км грабен, протягивающийся почти на 40 км (рис. 1, разрез I—I). В южной части грабен выполнен рыхлыми конгломерато-песчано-глинистыми образованиями маруямской свиты (верхний миоцен — плиоцен), а в северной — конгломератами, гравелитами и песчаниками люкаминской (?) свиты (нижний миоцен). Мощность неогеновых отложений составляет 300—600 м. Межгорная впадина, к которой приурочен грабен, пересекает Центральный хребет Восточно-Сахалинских гор в его осевой части. Прогибание впадины продолжалось и в четвертичное время в связи с чем р. Лангери, впадавшая ранее в зал. Терпения была перехвачена небольшой рекой, впадающей в Охотское море (Беспалый, 1962). Формирование неогенового грабена и четвертичной межгорной впадины, по-видимому, обусловлено возникновением вдоль

изогнутой части сдвига зоны растяжения палеозойско-мезозойского фундамента.

Южнее, в верховьях р. Оленьей, зона Центрального разлома отклоняется от меридионального простирания к юго-востоку (влево). На этом участке наблюдается серия пологопадающих на северо-восток чешуйчатых надвигов, вдоль которых мезозойские образования набильской серии (яшмы, спилиты, граувакки), превращенные в тектоническую брекчию с серпентинитово-глинистым цементом, надвинуты на слабо диагенезированные конгломерато-песчано-глинистые отложения маруямской свиты. Вскрытая буровыми скважинами ширина зоны перекрытия неогеновых отложений мезозойскими превышает здесь 500 м. Предполагается, что полная амплитуда надвига составляет около 2 км (см. рис. 1, разрез II—II). Расположение участков растяжения (грабен) и сжатия (надвигов) вдоль изогнутых участков Центрального разлома характеризует последний как правый сдвиг.

Плиоценовый возраст верхних горизонтов маруямской свиты, выполняющих Лангерийский грабен и залегающих в автохтонном блоке в верховьях р. Оленьей, позволяет датировать основной период сдвиговых движений вдоль зоны Северо-Сахалинского глубинного разлома плиоценовым — раннечетвертичным временем и связывать эти движения с сахалинской фазой тектогенеза. Движения блоков земной коры, разграниченных Северо-Сахалинским разломом, продолжаются и в настоящее время. Об этом свидетельствует присутствие вдоль отдельных участков зоны разлома четвертичных впадин проседания, прямолинейных тектонических уступов, рытвин и валов, а также частое совпадение осей неотектонических поднятий (горных хребтов) со сводами антиклинальных складов волочения, косо оперяющими сдвиги.

Современными тектоническими движениями обусловлена повышенная (до 7—8 баллов) сейсмичность зоны Северо-Сахалинского разлома. Большой интерес представляют данные, полученные Л. С. Оскорбиным и др. (1967) при изучении Ногликского восьмибального землетрясения, произошедшего в 1964 г. По этим материалам, «подвижки в зоне разлома, отвечающие субмеридиональной нодальной плоскости с простиранием северо-восток 12° и практически вертикальным падением, происходили по типу сдвига и крутого сброса. При этом западное крыло сместилось к северу и опустилось относительно восточного». Таким образом, преобладающим типом движения при Ногликском землетрясении был правый сдвиг крыльев разлома. Появление сбросовой амплитуды (опускание западного крыла) хорошо объясняется отклонением плоскости неотектонической трещины к северо-востоку (вправо) от меридионального простирания, что и вызвало вдоль разлома явления растяжения.

Относительно времени возникновения Северо-Сахалинского глубинного разлома по имеющимся в настоящее время геологическим материалам трудно дать окончательный ответ. Разрывы, входящие в систему глубинного разлома, были конседиментационными. Установлено, что амплитуда вертикального смещения блоков по Восточно-Эхабинскому и Пильтунскому разломам увеличивается с глубиной (Ковальчук, 1961). На литолого-фациальной карте пород нижнеокобыкайской подсвиты (верхний миоцен), составленной Т. И. Евдокимовой в 1970 г., Восточно-Эхабинско-Пильтунский разрыв разделяет области накопления глинистых и песчано-глинистых отложений. Вдоль зоны разлома намечается узкая полоса сокращенных мощностей окобыкайской свиты, что, видимо, указывает на существование в это время конседиментационного приразломного поднятия. На п-ове Шмидта мощность нижнемиоценовых отложений в западном крыле Хейтонского разлома значительно превышает мощность одновозрастных отложений в его восточном крыле.

Таким образом, конседиментационные вертикальные смещения блоков вдоль Северо-Сахалинского глубинного разлома устанавливаются, начиная с раннего миоцена. В то же время вдоль разлома наблюдается правостороннее боковое смещение поясов мезозойских гипербазитов и палеогеновых гранитоидов. Поэтому время возникновения разлома скорее всего следует относить к позднему палеогену или раннему миоцену. По-видимому, заложением системы субмеридиональных разломов было обусловлено начало формирования неогеновых впадин Сахалина, наложенных на палеозойско-мезозойские складчатые структуры северо-западного простиранья.

О глубине проникновения Северо-Сахалинского разлома в земную кору можно судить по приуроченности к его зоне п-ова Шмидта даек неогеновых щелочных габброидов (кринанитов, тешенитов), а в Восточно-Сахалинских горах — даек ортоклазовых габбро. Таким образом, в этот период развития разлом, по-видимому, достигал «базальтового» слоя земной коры. С этим периодом связано образование ртутных рудопроявлений. В настоящее время вдоль зоны разлома отмечаются приповерхностные землетрясения с глубиной эпицентров в 10—20 км (Соловьев и др., 1967; Оскорбин и др., 1967) и тектонические движения сосредоточены в верхней части земной коры в породах фундамента.

По классификации А. В. Пейве (1956), В. Е. Хаина (1963), А. И. Суворова (1968), Северо-Сахалинский глубинный разлом следует отнести к межглыбовым коровым сдвигам. Своеобразие этого разлома заключается в том, что сдвиг не приурочен к какой-нибудь одной линии, а представлен широкой полосой взаимосвязанных дислокаций, включающей крупные сдвиговые нарушения субмеридионального простиранья, оперяющие их трещины северо-западного (взбросы) и северо-восточного (сбросы) простиранья, грабены и системы надвигов вдоль изогнутых участков сдвиговой зоны, а также приразломные складки волочения и горизонтальные флексуры.

Крупные сдвиги часто сопровождаются системами субпараллельных сдвигов, аналогичного типа, но обычно меньшего масштаба. Типичные примеры — районы сдвига Сан-Андреаса в Калифорнии, Грейт-Глена в Шотландии, Альпийского сдвига в Новой Зеландии, сдвиги Казахстана и Средней Азии (Пейве, 1963; Кеннеди, 1963; Суворов, 1968). Северо-Сахалинская сдвиговая зона также сопровождается серией субпараллельных ей разломов (Гыргыланьи-Осскойский, Прибрежный, Лиманский), расположенных примерно на одинаковом расстоянии друг от друга, через каждые 18—20 км (рис. 4).

Анализ распространения в Восточно-Сахалинских горах палеозойских, юрских — нижнемеловых и верхнемеловых отложений позволил автору (Рождественский, 1969) показать, что их тектоническое соприкосновение по крутозалегающим прямолинейным разломам можно объяснить ступенчатыми в плане правосторонними боковыми смещениями отдельных частей разорванных складчатых структур по Центральному, Прибрежному и Лиманскому сдвигам (рис. 4, А). После восстановления первоначального положения сдвинутых блоков возникает отчетливо выраженная антиклинальная структура с палеозойскими отложениями в ядре, юрскими и меловыми на крыльях (рис. 4, Б). В акватории Охотского моря вдоль северных продолжений Прибрежного и Лиманского сдвигов, по-видимому, произошло такое же ступенчатое правосдвиговое смещение зоны Восточно-Сахалинского глубинного разлома, положение которого примерно намечается линейной цепочкой интенсивных магнитных аномалий (рис. 1).

Для всех трех описанных нами районов Сахалина характерно присутствие правых сдвигов субмеридионального, надвигов и взбросов северо-западного и сбросов северо-восточного простиранья. Оси складок имеют северо-западное, а при приближении к меридиональным сдвигам

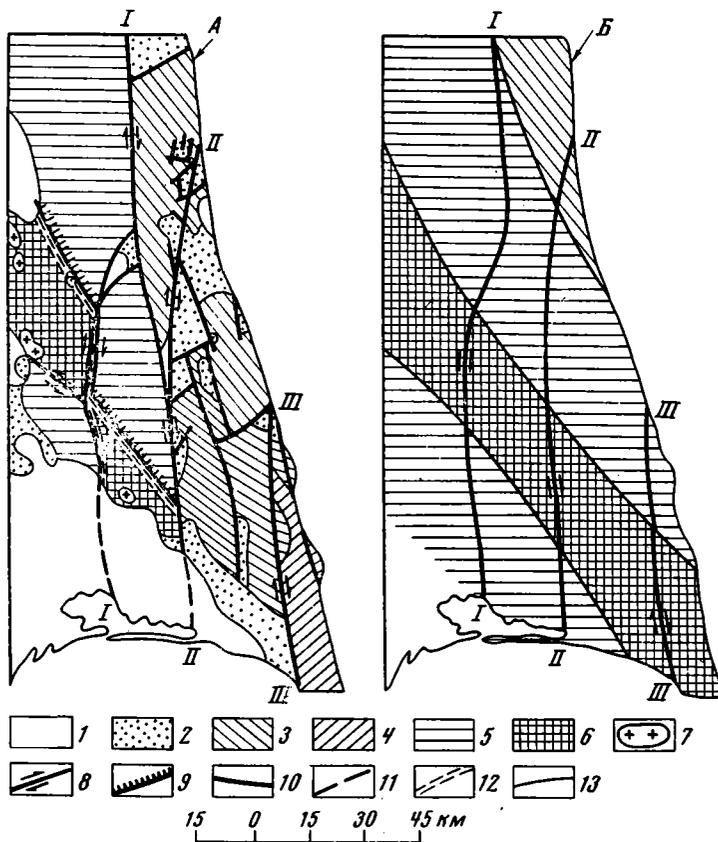


Рис. 4. Схема геологического строения южной части Восточно-Сахалинских гор до (Б) и после (А) кайнозойских сдвиговых движений. I — четвертичные отложения, 2 — неоген, 3 — верхний мел (кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения), 4 — верхний мел (терригенные отложения), 5 — мезозой (юра — нижний мел), 6 — палеозой, 7 — гранитоиды, 8 — сдвиги, 9 — надвиги, 10 — сбросы и прочие разломы, характер перемещений по которым не установлен, 11 — разломы, перекрытые четвертичными отложениями, 12 — зоны динамометаморфизма, 13 — геологические границы. Сдвиговые зоны: I—I — Центральная, II—II — Прибрежная, III—III — Лиманская

приобретают субмеридиональное простирание. Подобный структурный рисунок мог сформироваться в результате горизонтального сжатия в направлении северо-восток — юго-запад под азимутом 40—50° перпендикулярно простиранию складчатости и надвигов.

Существенную помощь в расшифровке позднекайнозойской тектоники этого района может оказать эллипсоид деформации с горизонтально ориентированными большой (А) и малой (С) осями (рис. 1). Ось А этого эллипсоида соответствует преобладающему направлению складчатости и взбросо-надвигов, ось С — направлению сбросов. Круговые сечения отражают направления трещин скалывания (s_1 — правые сдвиги, s_2 — левые сдвиги). Особенно хорошо выражены системы правых сдвигов субмеридионального и сбросов северо-восточного простирания. Вдоль оси С отмечаются также незначительные правосторонние сдвиговые смещения, вызванные, по-видимому, вращением по часовой стрелке блоков, расположенных между меридиональными сдвигами.

Субмеридиональные сдвиги северо-восточного Сахалина являются главными тектоническими структурами, контролирующими размещение

газонефтяных месторождений и ртутных проявлений (см. рис. 1). Газонефтяные месторождения приурочены к антиклинальным складкам волочения в слабо диагенезированных неогеновых отложениях верхнего структурного яруса, а ртутные проявления располагаются в оперяющих крупные сдвиги зонах дробления, обычно в сводах узких, сжатых антиклиналей в метаморфизованных породах нижнего и среднего структурных этажей. На п-ове Шмидта несколько мелких проявлений ртути встречены в неогеновых отложениях, иногда совместно с нефтепроявлениями.

Запасы газонефтяных месторождений при одинаковых литолого-стратиграфических условиях локализации определялись размерами антиклинальных складок волочения, образовавшихся в процессе сдвиговых движений. Наиболее крупные складки подобного типа располагаются в зоне Северо-Сахалинского глубинного разлома, где и сосредоточены все основные нефтяные и газонефтяные залежи острова. К этому же разлому приурочена большая часть рудопроявлений ртути.

В зоне Гыргыляни-Осойского разлома с незначительной амплитудой сдвиговых смещений располагается лишь несколько мелких газонефтяных месторождений. Вдоль остальных меридиональных разломов сдвигового типа (Прибрежный, Лиманский) поиски в достаточном объеме не проводились, тем не менее выявлены многочисленные газо- и нефтепроявления, ореолы рассеяния киновари и рудопроявления ртути.

Проблема изучения линейных тектонических зон, контролирующих размещение как газонефтяных, так и ртутных месторождений, имеет важное значение в связи с поисками газа и нефти на северо-восточном Сахалине. Кроме того, изучение сахалинских сдвигов имеет большое общетеоретическое значение, так как они составляют часть гигантской планетарной системы правых сдвигов Тихоокеанского подвижного пояса, причина возникновения которой до сих пор окончательно не установлена.

Литература

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Алексейчик С. Н., Гальцов-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 217.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3 и 4.
- Беспалый В. Г. Геоморфология и история развития бассейна р. Лангери.— Информ. сб. Всес. н.— и. геол. ин-та, 1962, № 57.
- Богданов Н. А. Талассогеоинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Геология СССР, т. XXXIII. Остров Сахалин. «Недра», 1970.
- Казьмин В. Г. К проблеме альпийского меланжа.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Капица А. А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 224.
- Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен.— В кн.: Проблемы перемещения материков. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Ковальчук В. С. Конседиментационные разрывы на о. Сахалине и методы их изучения.— Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 181.
- Меланхолина Е. Н. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Оскорбин Л. С., Поплавский А. А., Занюков В. Н. Ногликское землетрясение 20 октября 1964 г. Южно-Сахалинск, 1967.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1 и 3.

- Пейве А. В. (ред.) Разломы и горизонтальные движения земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Плещиков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Северного Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1956, вып. 99.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
- Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина.— Геол. и геофизика, 1966, № 3.
- Рождественский В. С. Ртутное оруденение Сахалина.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. «Наука», 1968.
- Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 1.
- Рождественский В. С. Сдвиги в Восточном хребте п-ова Шмидта на Сахалине.— Геол. и геофизика, 1972, № 10.
- Русаков Д. Ф., Мавринский Ю. С., Брутман В. Ш. Геолого-структурное районирование о. Сахалина.— Сов. геология, 1967, № 12.
- Смехов Е. М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность.— Тр. ВНИГРИ, Спец. серия, 1953, вып. 6.
- Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С., Ферчев М. Д. Землетрясения на Сахалине. «Наука», 1967.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1968, вып. 17.
- Тихонович Н. Н., Полевой П. И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина.— Тр. Геол. ком., Нов. сер., 1915, вып. 120.
- Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 3.

Южно-Сахалинская геолого-разведочная экспедиция
Сахалинского территориального
геологического управления

Статья поступила
21 февраля 1973 г.

УДК 551.248.2(73)

А. А. НИКОНОВ

**КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ
ПО СИСТЕМЕ РАЗЛОМОВ САН-АНДРЕАС В КАЛИФОРНИИ**

Рассмотрены свидетельства и закономерности новейших сдвиговых смещений по системе разломов Сан-Андреас. Анализ четырех групп признаков приводит к выводу о реальности правостороннего сдвигания по разлому Сан-Андреас на величину около 300 км с олигоцена по настоящее время и указывает на его неравномерный характер. Приведены новейшие данные о подводных окончаниях разлома Сан-Андреас и его сочленении со структурами Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия.

Сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии самый протяженный, крупноамплитудный и лучше других изучен едва ли не на всем земном шаре. Это определяет постоянный интерес к нему геологов всего мира. Изложение материалов о разломе Сан-Андреас на русском языке неоднократно публиковалось в 1956—1966 гг. (Ажгирей, 1956; Муди и Хилл, 1960; Кинг, 1961; Буртман, 1963; Пушаровский, Меланхолина, 1963; Рихтер, 1963; Лукьянов, 1963, 1965; Бениофф, 1966, и др.). Однако в последние 5—7 лет получена новая большая информация по геологии и геофизике Калифорнии, первые данные по абсолютному датированию пород, опубликованы результаты специального изучения подводных структур на продолжениях разлома, сейсмологические определения и расчеты направлений и величин подвижек в очагах землетрясений и другие материалы. Все эти новые исследования позволили не только подтвердить ряд известных положений о характере сдвигания по разлому, но также сделать несколько существенных новых выводов. Эти выводы касаются величин скорости сдвигания и ее изменений в кайнозое, дифференциации движений на отдельных участках, связи разлома со структурами Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта. Разлом Сан-Андреас рассматривается в настоящее время в рамках идей новой глобальной тектоники. Все это делает своевременным обзор новейших американских данных, тем более, что в обобщенном виде ряд новых материалов и выводов применительно ко всей системе разломов Сан-Андреас отсутствуют не только в советской, но и американской литературе.

В последние годы названием «Сан-Андреас» обозначают целую систему продольных разломов (Сан-Андреас, Калаверас, Хайвард, Сан-Габриэль, Миши Крик, Сан-Джасинто и др.) в целом северо-западного простирания в поясе шириной 60—200 км, среди которых собственно разлом Сан-Андреас является наиболее крупным по протяженности (около 900—1000 км на суше) и активности (Hill and Dibblee, 1953; Бениофф, 1966; Stowell, 1966; Proc. of Confer., 1968; Хилл, 1970, и др.). Система продольных разломов осложнена поперечными, среди которых выделяются Гарлок, Биг Пайн, Уайт Волф (рис. 1).

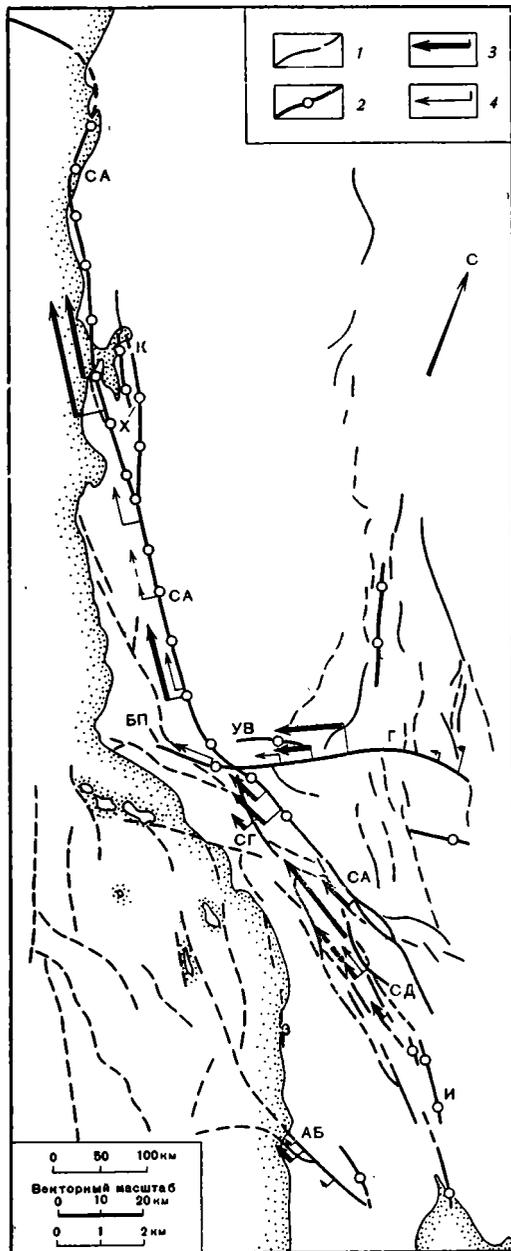
Согласно новейшим исследованиям, разлому присущи следующие признаки. Собственно разлом Сан-Андреас на суше представляет собой зону шириной от нескольких метров до 10 км, выраженную в рельефе в

Рис. 11. Система разломов Сан-Андреас в Калифорнии.

1 — разломы, активные в кайнозое, в том числе пунктиром — их вероятное протяжение; 2 — разломы, активные в плейстоцене и голоцене, в том числе с кружками — участки с сейсмическим или асейсмическим сдвижением в историческое время; 3 — сдвигание в плейстоцене, выведенное главным образом по удалению одинаковых комплексов четвертичных отложений на разных крыльях разлома; 4 — сдвигание позднеплейстоцен-голоценового времени, определенное преимущественно по смещению русел временных потоков и других молодых форм рельефа. Продольные разломы: СА — Сан-Андреас, Х — Хайвард, К — Калаверас, СГ — Сан-Габриэль, СД — Сан-Джасинто, И — Империзл, АБ — Акуа Бланка. Поперечные разломы: Г — Гарлок, УВ — Уайт Волф, БП — Биг Пайн

виде четких, прямолинейных и крутых рвов, уступов, узких гряд и впадин, хорошо различимых на местности, картах и аэрофотоснимках (см. Рихтер, 1963; Лукьянов, 1965; Бениофф, 1966; Proc. of Confer, 1968; Anderson, 1971, и др.). По геологическим признакам, буровым материалам, геофизическим и сейсмологическим данным, разлом имеет почти вертикальную плоскость сместителя. По глубине гипоцентров землетрясений глубина проникновения разломов в земную кору оценивается в 5—10 км, максимум 12—18 км (Рихтер, 1963; Бениофф, 1966; Press and Brace, 1966; The Parkfield, 1966; Bolt et al., 1968; Isacks et al., 1968; Eaton, 1969; Pakiser et al., 1969; Stewart et al., 1971; Bolt and Miller, 1971; Robbins, 1971). По анализу первых вступлений сейсмических волн при землетрясениях смещения по плоскости разлома Сан-Андреас определяются как правосторонние, сдвиговые (Гутенберг, 1960; Isacks et al., 1968; Bolt et al., 1968; Eaton, 1969; Lee et al., 1971). Во время крупных землетрясений и между ними правосторонние смещения фиксируются также на поверхности (Lawson, 1908; Рихтер, 1963; Бениофф, 1966; см. также Лукьянов, 1963, 1965; Никонова, Никонов, 1973).

Все поперечные и некоторые боковые разломы, подходящие под углом к разлому Сан-Андреас, показывают наклон плоскости сместителя преимущественно к северу под углом 45—80, иногда 25° (Willis, 19386; Штейнбругге, Моран, 1957; Allen, 1957; Wilt, 1958; Sharp, 1967; Jahns, 1969; Кинг, 1969). С удалением от Поперечных хребтов и по падению



разломов крутизна плоскости сместителя увеличивается. Важно, что и плоскости подвижек по этим разломам во время землетрясений, определенные по сейсмическим параметрам, оказываются наклоненными так же, а подвижки представляют комбинацию сдвиговых и надвиговых дислокаций (Штейнбругге, Моран, 1957; Richter et al., 1958; Båth and Richter, 1958; Бениофф, 1961а, б; Cisternas, 1963; Лукьянов, 1965; Seeber et al., 1970; Anderson, 1971; Silver, 1971).

Что касается вертикальных движений, то на самом разломе Сан-Андреас сколько-нибудь существенные и надежно документированные вертикальные движения, кроме связанных с землетрясениями, за четвертичное время не отмечаются, между тем как в плиоцене они, возможно, составляли первые сотни метров.

Как единое протяженное структурное образование разлом обратил на себя внимание специалистов во время катастрофического землетрясения 1906 г., когда он вскрылся на протяжении сотен километров и обнаружил правостороннее смещение на несколько метров (Lawson, 1908; Лукьянов, 1963, 1965). Позднее, помимо связанных с землетрясениями смещений на величину порядка дециметров, геологическими методами был выявлен сдвиг по разлому Сан-Андреас на величину 1—2 км (Taliaferro, 1943; Wallace, 1949). Дальнейший специальный анализ уже имевшихся данных и целенаправленные исследования установили признаки правосторонних сдвигов по системе разломов Сан-Андреас амплитудой десятки — сотни километров (Hill and Dibblee, 1953; Smith, 1959; Муди и Хилл, 1960; Hall, 1960; Hamilton, 1961; Smith, 1962; Sharp, 1967; Proc. of Confer., 1968; Wallace, 1969; Dickinson et al., 1972; Huffman, 1972; см. также Ажгирей, 1956; Кинг, 1961; Буртман, 1963).

Возраст заложения сдвига признается все более древним — от плейстоценового (Willis, 1938a; Taliaferro, 1943) до раннетретичного (Hill and Dibblee, 1953; Муди и Хилл, 1960) и позднемелового (Кинг, 1961; Gilluly, 1963; Бейли, Блейк, 1969). Отдельные авторы допускают смещения с верхнеюрского времени на величину 500—560 км (Hill and Dibblee, 1953; Crowell, 1966; Wentworth, 1968; Ross, 1970) и даже до 720 км (Hill and Hobson, 1968; Ross, 1970; Anderson, 1971; Matthews, 1972). А. В. Лукьянов (1965) и В. Е. Хаин (1971, 1973) считают надежно документированной величину и последовательность правостороннего смещения на десятки-первые сотни километров за третичный и четвертичный периоды, тогда как В. В. Белоусов (1968, 1972) допускает сдвиговые смещения только в голоцене на величину не более 1 км.

Несомненно, что по мере изучения величина сдвига по разлому признается все большей, а время его заложения — все более ранним.

СВИДЕТЕЛЬСТВА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СДВИГОВЫХ ДВИЖЕНИЙ

К настоящему времени накоплено такое множество свидетельств сдвига по системе разломов Сан-Андреас за последние десятки миллионов — миллионы лет, что их сколько-нибудь полная характеристика невозможна в рамках обзорной работы. Можно выделить следующие группы геоморфологических и геологических признаков горизонтальных сдвиговых смещений по системе разломов Сан-Андреас.

Горизонтальное смещение вдоль геологически фиксируемой или предполагаемой линии разлома элементов рельефа, как-то: русл временных и постоянных потоков, долин, водораздельных линий, уступов террас, склонов гор и холмов.

Разобщенное положение одинаковых по петрографическому составу и возрасту обломочных пород по разные стороны разлома; их нахождения в горизонтальном, вдоль разлома, удалении от источника сноса материала.

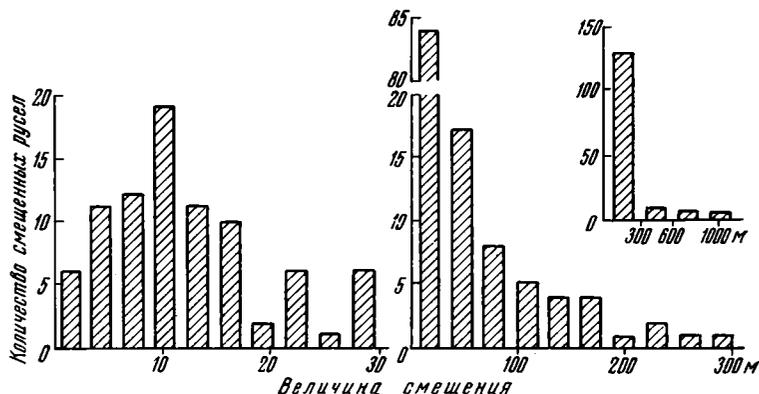


Рис. 2. Гистограммы распределения количества русл, сдвинутых правосторонне на различную величину по разлому Сан-Андреас на участке Чоламе — Камп Дикс (по Wallace, 1968)

Резко смещенное положение и ненормальные контакты по линии разлома отложений третичных и верхнемеловых бассейнов, их береговых линий, фациальных границ и зоогеографических провинций.

Разорванное положение вдоль разлома по разные его стороны третичных и более древних вулканических пород одинакового состава, принадлежащих прежде единым интрузивным телам.

Необычные структурные соотношения и контакты пород по разломам.

По каждой группе признаков ниже приведен ряд характерных фактов.

I. Многочисленные примеры сдвигания русл рек и водоразделов на величину 100—1500 м (Ирдли, 1954; Hill and Dibblee, 1953; Муди и Хилл, 1960; Wallace, 1968), ясно различимые на топографических картах и аэрофотоснимках разных участков разлома (см. Муди и Хилл, рис. 8, а также Рихтер, 1963; Бениофф, 1966; Кинг, 1969; Anderson, 1971). Местами формы рельефа сдвинуты так, что местное возвышение по одну сторону разрыва блокирует поперечные ложбины и долинки по другую его сторону; смещаются уступы четвертичных террас и т. п. Смещения русл современных рек обычно относят к периоду последних тысяч — десятков тысяч лет, поскольку они имеют свежие формы и врезаны в позднеплейстоценовые и более древние террасы и отложения. Наиболее подробно смещение русл изучено Уоллесом (Wallace, 1968) на участке разлома Сан-Андреас длиной около 110 км, севернее Поперечных хребтов, где насчитывается более 130 смещенных русл. Смещения правосторонние, величина их колеблется от нескольких до 1200 м (рис. 2), причем мелкие смещения фиксируются только мелкими потоками, тогда как более существенные сохраняются лишь на сравнительно крупных руслах. 40 русл на этом участке смещены на 6—15 м в зоне шириной 15 м и, вероятно, связаны с крупным землетрясением 1857 г. О повторном (импульсном) характере движений можно судить по тому, что многие русла, единые выше по течению, пересекая разлом, дают несколько субпараллельных линий разной сохранности. Аналогичные смещения русл, врезанных в четвертичные отложения, известны и на других разломах: Сан-Джасинто — до 0,5—0,7 км (Sharp, 1967), Акуа Бланка — до 0,27 км (Allea et al., 1960), Гарлок — до 0,15—0,6 км (Hill and Dibblee, 1953).

Известны также горизонтальные левосторонние смещения позднечетвертичной террасы по разлому Гарлок по крайней мере на 150 м (Smith, 1962), смещение ранне- и среднеплейстоценовой эрозионной поверхности на п-ове Сан-Франциско не менее чем на 19 км при отсутствии здесь смещений позднеплейстоценовой морской террасы (Smith, 1959). Имеются и более крупные морфологические свидетельства более древних сдви-

говых смещений на подводной окраине материка у берегов Калифорнии (Shepard, 1957; Krause, 1965; Гамильтон и Майер, 1970).

II. Определения сдвиговой компоненты по разобщению обломочного материала от источника его сноса особенно убедительны и наглядны там, где они относятся к конусам выноса четвертичного времени. Пример, относящийся к участку разлома Сан-Андреас в нижней части впадины Грейт Вэлли, неоднократно описан в литературе (Hill and Dibblee, 1953; Муди и Хилл, 1960; Бургман, 1963; Пушаровский, Меланхолина, 1963). Соотношения плейстоценовых галечников разного петрографического состава по разные стороны разлома здесь таковы (см. фиг. 2, Hill and Dibblee, 1953), что необходимо принять правостороннее сдвигание на 16 км со времени их отложения.

В Южной Калифорнии, между перевалами Соледад и Кахон в Поперечных хребтах, плейстоценовые слои севернее разлома литологически отличаются от одновозрастных слоев, находящихся на южном крыле прямо напротив них, но аналогичны тем же слоям тоже на южном крыле, но в 3—8 км западнее. Эти же слои в отличие от пологозалегающего выше верхнеплейстоценового аллювия сильно деформированы именно в зоне разлома Сан-Андреас, но слабо наклонены в стороне от зоны (Кинг, 1969).

В районе залива Сан-Франциско одинаковые фации плиоцен-четвертичных отложений по разные стороны разлома сдвинуты относительно друг друга по разлому приблизительно на 28 км. Достаточно надежные данные по смещению четвертичных отложений на 5 км или более собраны и вдоль некоторых других разломов в Южной Калифорнии (Allen et al., 1960; Smith, 1962; Sharp, 1967; Dibblee, 1967; Carter, 1971). Например, в долине Акуа Бланка (Мексика, север Калифорнийского п-ова) галечные конусы выноса четвертичного возраста перекрывают зону одноименного разлома, спускаясь с севера на юг (Allen et al., 1960). Хотя морфологически они не несут следов смещения, состав обломков в них, по специальным подсчетам петрографического состава, совершенно различен по разные стороны от линии разлома. Древние галечники гранодиоритового состава, снесенные с прилежащего изолированного массива коренных пород на северном крыле разлома, резко сдвинуты к западу южнее разлома и находятся теперь в окружении пород совершенно отличного петрографического состава (рис. 3).

В последние годы появились определения величин смещения за неоген, обоснованные специальным петрографическим анализом и калий-аргоновым датированием обломков и коренных пород источника сноса (Proc. of Confer., 1968; Dickinson et al., 1972; Huffman, 1972). Например, состав и возраст обломков в конгломератах верхнего миоцена, залегающих в хр. Темблор на северо-восточном крыле разлома, но принесенных с запада, вполне идентичен с таковыми из гранитных и метаморфических пород массива Габилан на юго-западном крыле разлома в удалении на 220—240 км к северо-западу. Пробные более детальные корреляции предполагают сдвигание по разлому Сан-Андреас в Центральной Калифорнии за поздний миоцен (8—13 млн. лет назад) на величину 8—34 км (Huffman, 1972). Рассматриваемым способом сдвиг за послемеловое время по меловым породам оценивается в 480—560 км (Wentworth, 1968; Hill and Hobson, 1968).

III. Уже в первой серьезной работе по анализу горизонтальных движений вдоль разлома (Hill and Dibblee, 1953) отмечено смещение по разлому на 100 км к северо-западу границы континентальных и морских фаций средне- и верхнемиоценовых отложений и приведение в контакт по разлому морских и континентальных фаций близ южного окончания впадины Грейт Вэлли (см. рис. 2, Hill and Dibblee, 1953). Более поздние и детальные исследования позднемиоценовой фауны моллюсков позволили определить фаунистические провинции и изотермы вод позднемио-

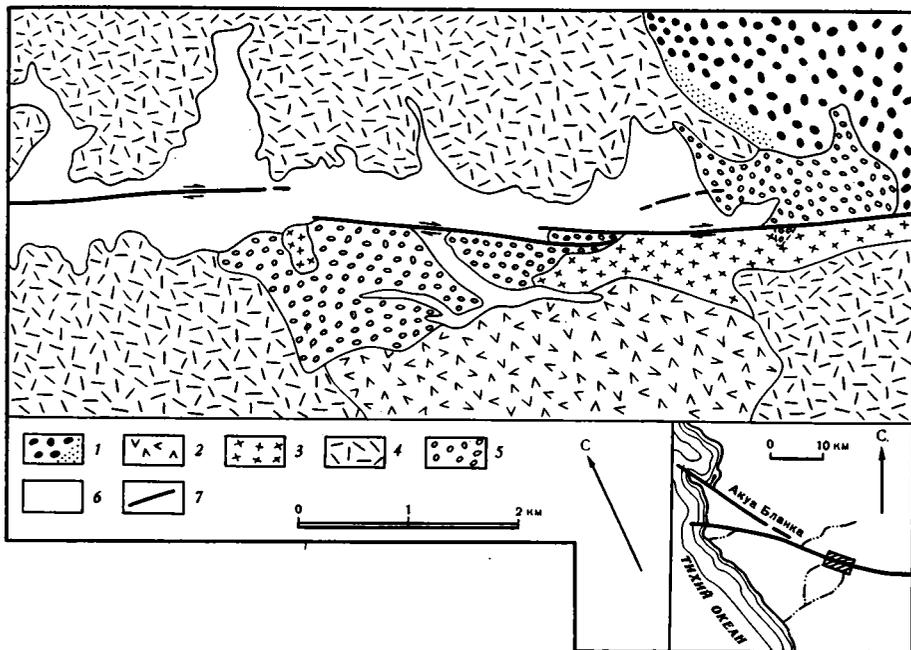


Рис. 3. Геологическая карта участка разлома Акуа Бланка в Баяя Калифорнии со свидетельствами 5-километрового правостороннего четвертичного (?) смещения; на врезке положение участка (по Allen et al., 1960).

1—4 — меловые породы: 1 — гранодиориты Лас Куэвас, в том числе приконтактовые (показаны точками), 2 — гранодиориты Акуа Бланка, 3 — кварцевые диориты, 4 — метавулканические породы; 5—6 — четвертичные отложения (?): 5 — древние галечники конусов выноса из гранодиоритов Лас Куэвас, 6 — другие древние галечники и современный аллювий; 7 — разломы с молодыми движениями по ним

ценового бассейна. Одинаковые изотермы и границы фаунистических провинций оказались настолько удаленными на разных сторонах разлома Сан-Андреас, что необходимо было предположить их правостороннее сдвигание на 80—240 км (Hall, 1960).

Обобщение данных (около 100 источников) по фациальной и фаунистической характеристике олигоценовых и миоценовых морских отложений в Южной Калифорнии между заливом Сан-Франциско и горами Техачапи (Addicott, 1968) позволило этому автору составить серию генерализованных палеогеографических карт для четырех эпох — одной олигоценовой и трех миоценовых. Карты с несомненностью выявляют резкие несоответствия литофаций и палеоусловий бассейнов, если рассматривать их современное положение по разные стороны разлома Сан-Андреас (рис. 4). Анализ формы и палеоусловий бассейнов, в том числе распространения характерных форм моллюсков, дает хорошо согласованную картину, если принять крупные правосторонние смещения по разлому. Автор полагает — и с ним нельзя не согласиться, — что трудно избежать вывода о нарастающем правостороннем сдвигании по разлому на величину 130 км с позднего, 200 км со среднего, 270 км с раннего миоцена и около 320 км с олигоцена. С этим выводом согласуется недавнее определение калий-аргоновым методом возраста характерной дацитовой брекчии, перекрывающей на обоих крыльях разлома раннемиоценовую береговую линию. В настоящее время следы береговой линии отодвинуты по разлому на 280—305 км и брекчия над ней на обоих крыльях разлома дала одинаковый возраст — 21,5 млн. лет (Dickinson et al., 1972; Huffman, 1972). Отсюда средняя скорость сдвигания за это время оказа-

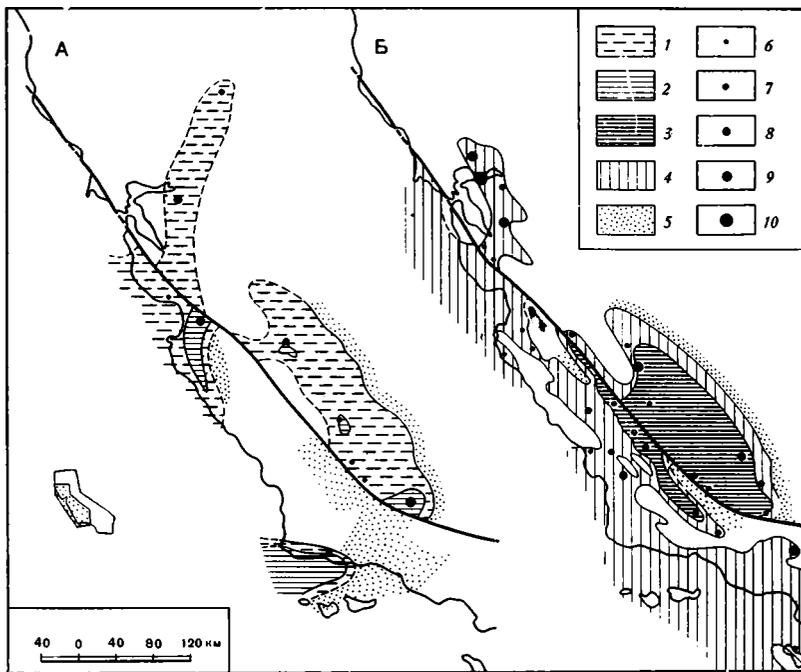


Рис. 4. Обобщенные карты палеогеографических условий и распространения комплексов моллюсков на территории Калифорнии в олигоцене (А) и позднем миоцене (Б) (по Addicott, 1968).

1—4 — морские отложения мощностью: 1 — менее 150 м, 2 — более 150, 3 — менее 300, 4 — более 300 м; 5 — континентальные отложения соответствующего возраста; 6—10 — фауна моллюсков соответствующего времени: 6—1—5 видов, 7—6—20 видов, 8—21—45 видов, 9—46—90 видов, 10—91—180 видов

лась равной 1,3—1,4 см/год. Свидетельства и определяемые величины послемелового и послееюрского сдвигания по сходству мезозойских пород, их фаций, мощностей и геологических границ также становятся более надежны (Crowell, 1966; Proc. of Confer., 1968, 1973).

IV. Определение сдвиговых смещений по разломам путем идентификации изверженных пород, ныне выходящих в удалении друг от друга на разных крыльях разлома, но принадлежащих единым интрузивным телам, выявило правостороннее смещение на 24 км контакта интрузивных пород и поперечной зоны перетирания по разлому Сан-Джасинто (Bartholomew, 1970). Г. Смитом (Smith, 1962) установлено распространение двух аналогичных и исключительных в регионе систем даек тонкозернистого диорит-порфирита предположительно позднемезозойского возраста, по одной на каждой стороне разлома Гарлок. Помимо одинакового состава для них характерны одинаковая ширина полос (19 км) на противоположных сторонах разлома, близкая ширина самих даек и их простираение. Сейчас системы даек левосторонне разобщены примерно на 65 км при общей длине разлома 250 км.

Вдоль разлома Сан-Андреас на обоих его крыльях в 1971 г. (Geol. Surv. Res., 1971) обнаружены удаленные друг от друга выходы характерных габбро, принимаемых за реликты океанической коры. Калий-аргоновые определения возраста четырех образцов, распределенных на 320-километровом отрезке разлома по обеим его сторонам, дали возраст в пределах 140—150 млн. лет (при возрасте гранитного фундамента района 70—90 млн. лет), что, видимо, может служить аргументом в пользу раннего заложения разлома и больших величин сдвигания по разлому.

V. В ряде публикаций (Lawson, 1908; Willis, 1938a; Муди и Хилл, 1960; Ситтер, 1960; Лукьянов, 1965; Bartholomew, 1970) отмечены отдельные структурные признаки правостороннего сдвигания по продольным разломам. К ним относятся цепочки ориентированных наискосок к сдвигу эшелонированных впадин (грабенов и раздвигов), или выступов (взбросов, антиклиналей), складки волочения под острым углом к сдвигу и др.

Таким образом, геологические данные не оставляют сомнений в том, что горизонтальные сдвиговые движения по системе разломов Сан-Андреас не только имели место, но и были преобладающими. Вертикальные движения и надвиги, в тех случаях когда они фиксируются, по крайней мере на порядок меньше сдвиговых (Allen et al., 1960; Krause, 1965; Sharp, 1967; Bartholomew, 1970).

Наиболее важны следующие закономерности.

1. Сдвиговые смещения, определяемые в ряде случаев по различным признакам (литологическим, палеогеографическим, структурным, морфологическим) и разными авторами, как оказывается, имеют одинаковый порядок величин и даже близкие значения в рамках кайнозоя и его отдельных периодов и эпох. На рис. 1 видно, например, что величины плейстоценовых движений измеряются километрами-первыми десятками километров, тогда как позднеплейстоцен-голоценовые движения характеризуются величинами от сотен метров до одного километра. Несовпадение найденных величин смещения в разных участках одного и того же разлома в значительной мере может объясняться несовпадением отрезков времени в пределах плейстоцена и голоцена, за которые на разных участках произошли смещения.

2. Более древним породам и более ранним признакам смещения всегда соответствуют большие величины сдвига, что впервые отмечено еще в 1953 г. (Hill and Dibblee, 1953). При этом Сан-Андреас и параллельные ему разломы обнаруживают признаки только правостороннего смещения, а поперечные (Гарлок, Биг Пайн, Уайт Волф, Санто-Томас) — левостороннего. Возрастание величин смещения по мере удлинения рассматриваемого геологического времени говорит о длительности процесса сдвига и его направленном характере. Эта закономерность наглядно видна на графиках суммарных смещений (см. рис. 5, а также Proc. of Confer., 1968, стр. 118; 1973, стр. 145; Jahns, 1969; Dickinson et al., 1972). Расчеты средней скорости сдвига по разлому Сан-Андреас за последние 25—30 млн. лет дают величину 1,2 см/год.

3. Те же графики, несмотря на недостаточную точность данных о возрасте смещенных геологических элементов и малочисленность радиометрических определений их возраста, говорят за то, что имеющиеся материалы не укладываются в концепцию равномерного сдвига с

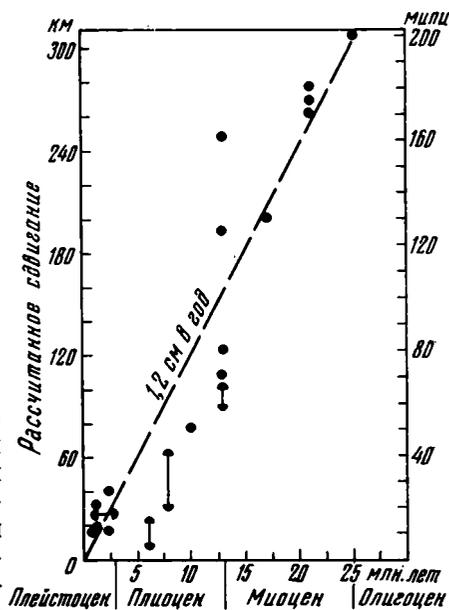


Рис. 5. График правостороннего сдвига вдоль разлома Сан-Андреас в Центральной Калифорнии за послеолоценовое время.

Использованы материалы 10 исследователей о состоянии между идентичными комплексами (выходами) пород на разных крыльях разлома. Наклонная линия показывает среднюю величину и скорость сдвига за последние 25 млн. лет (по Jahns, 1969)

одинаковой скоростью (0,5—0,75 см/год за последние 100 млн. лет, по Hill and Dibblee, 1953), а заставляют признать изменения скорости сдвига по разлому на протяжении геологического времени (Proc. of Confer., 1968; Jahns, 1969; Wallace, 1969; Dickinson et al., 1972; Huffman, 1972). Аналогичный вывод следует из анализа магнитных аномалий на дне Тихого океана (Silver, 1971; Bankwitz P. and E., 1972). Попытка подсчета скорости сдвига по разлому Сан-Андреас в Центральной Калифорнии за отдельные геологические эпохи дает (при средней скорости за 21,5 млн. лет 1,3—1,4 см/год) такие величины: менее 0,5 см/год в период от 20 до 15 млн. лет назад, 1,25—2,0 см/год за последние примерно 15—12,5 млн. лет, около 3 см/год за последние примерно 7,5 млн. лет и не менее 4 см/год с 5 млн. лет назад (Dickinson et al., 1972). Однако имеющиеся данные пока, видимо, не настолько бесспорны, чтобы признать доказанным положение об увеличении средней скорости сдвига в течение позднего кайнозоя. Например, скорость сдвига за поздний миоцен (13—8 млн. лет) (Huffman, 1972) находится в пределах 0,2—0,7 см/год. Особо важны немногочисленные пока факты (возможно, из-за недостаточной детальности и целенаправленности работ) импульсного, прерывистого сдвига на отдельных участках в пределах четвертичного и даже позднплейстоцен-голоценового времени (Smith, 1959; Wallace, 1968; Dibblee, 1968; Geol. Surv. Res., 1971), не говоря уже об импульсных подвигках при землетрясениях (см. Лукьянов, 1965, и др.).

4. С этим же связана и другая, отмеченная в ряде работ (Allen et al., 1960; Geol. Surv. Res., 1971), но специально не изученная особенность движений, а именно их одновременное (за короткие отрезки геологического времени) проявление не по всей длине разломов, но на сравнительно ограниченных участках и частично разновременная активность разных разломов (Allen et al., 1965; Crowell, 1968; Geol. Surv. Res., 1971).

В целом при нынешней степени изученности американские геологи практически единодушны в признании сдвига на величину около 300—500 км по системе разломов Сан-Андреас в кайнозое. Дискутируются главным образом три вопроса: насколько обоснованно отнесение начала сдвиговых смещений к юре или мелу?; какова величина смещений в мезозое и отдельные эпохи кайнозоя?; каков характер изменения скорости движений?

ПОДВОДНЫЕ ОКОНЧАНИЯ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ САН-АНДРЕАС И ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

В последние годы система разломов Сан-Андреас все более и более подробно изучается не только на суше, но также на ее северном и южном окончаниях, в подводных условиях. Если ранее (Willis, 1938a; Tocher, 1956; Hamilton, 1961; Бениофф, 1966; Белоусов, 1968) по расположению эпицентров землетрясений можно было представлять продолжение системы разломов Сан-Андреас по прямой к северо-западу и юго-юго-востоку на сотни километров в океан, то последующие океанографические, гравиметрические, магнитометрические, сейсмические и другие исследования заставили говорить о переходе разлома на севере и юге в рифтовые зоны Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта (поднятия), рассеченные поперечными разрывными зонами (Wilson, 1965; Менард, 1966; Menard, 1966; Dehlinger et al., 1967; McEvilly, 1968; Yeats, 1968; Isacks et al., 1968; Tobin and Sykes, 1968; Larson et al., 1968; Гамильтон, Майер, 1970; Silver, 1971; Lomnitz, 1971; Удинцев, 1972; Кинг, 1972; см. рис. 6).

На севере с помощью сейсмоакустического профилирования, изучения подводного рельефа и отложений (Shepard, 1957; Currey and Nason, 1967; Nason, 1968) разлом трассирован на шельфе вблизи берега между мысами Арена и Мендосино. За мысом Мендосино он резко поворачива-

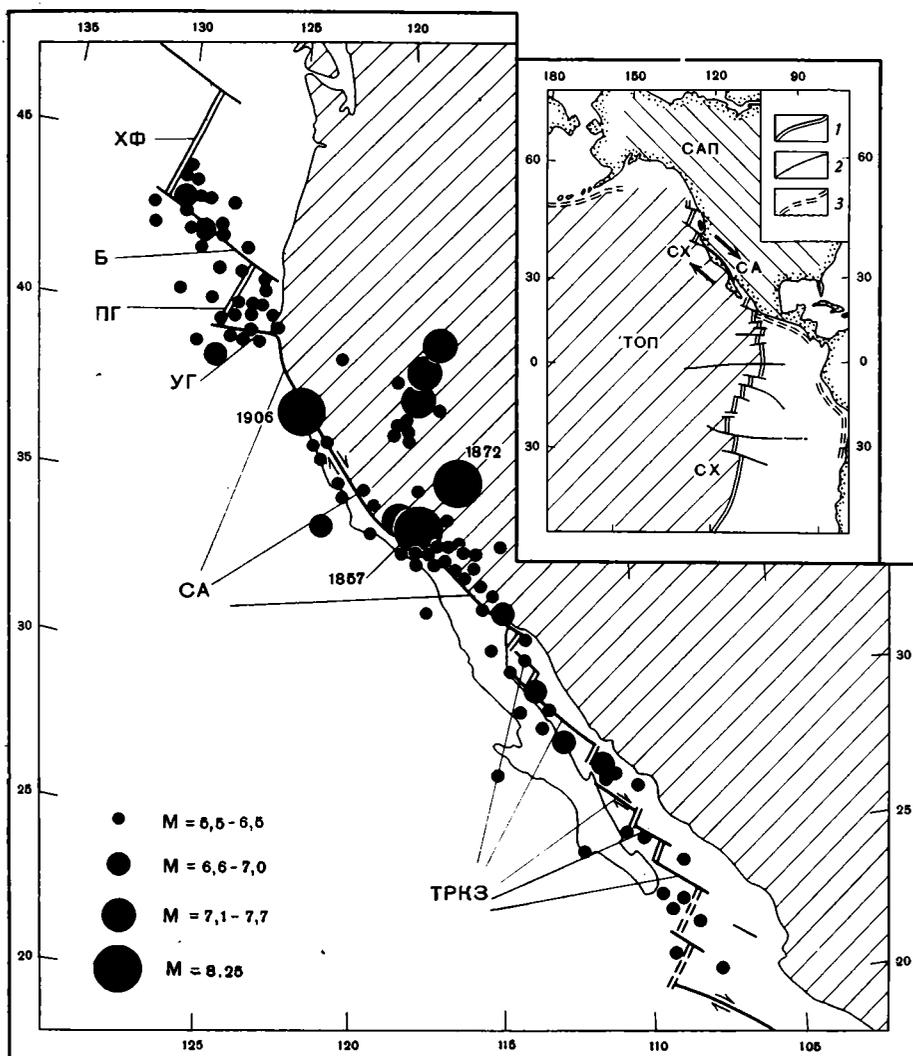


Рис. 6. Положение разлома Сан-Андреас в качестве границы плит и связанная с ним сейсмичность.

Кружками показаны эпицентры землетрясений различной магнитуды (M), в том числе катастрофические с указанием года; одинарными жирными линиями — трансформные разломы на дне океана и разлом Сан-Андреас на суше, двойными линиями — участки срединно-океанического хребта, одинарными тонкими линиями — разломы на дне Тихого океана (неактивные).

САП — Северо-Американская плита, Топ — Тихоокеанская плита, СХ — Восточно-Тихоокеанское срединно-океаническое поднятие, СА — сдвиг Сан-Андреас, ТРКЗ — трансформные разломы на дне Калифорнийского залива, УГ — уступ Горда в восточной части разлома Мендосино, ПГ — поднятие Горда, Б — разлом Бланко, ХФ — поднятие Хуан де Фука.

На врезке: 1 — рифты Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия; 2 — трансформные разломы; 3 — глубоководные океанические желоба

ет к западу, рассекая и смещая континентальный склон (уступ Горда, восточная часть разлома Мендосино) и ограничивая с юга северную часть Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия (субмеридиональный хр. Горда). Подводная часть разлома образует крутой, обращенный к северу уступ Горда длиной около 80 км, сейсмически весьма активный в отличие от более западных частей разлома Мендосино (McEvelly, 1968; Bolt et al., 1968; Tobin and Sykes, 1968; Seeber et al.,

1970). Резкое смещение южной части континентального склона к западу относительно северной на величину около 65—80 км рассматривается как продолжение и подтверждение правостороннего сдвига по разлому Сан-Андреас (Shepard, 1957; Кинг, 1961; Seeber et al., 1970; Гамильтон, Майер, 1970), а широтный уступ Горда — как граница, по которой в последние миллионы лет происходит пододвигание северной небольшой плиты Горда под Восточно-Тихоокеанскую, что следует из распределения магнитных аномалий на дне и анализа первых вступлений волн местных землетрясений (McEvelly, 1968; Tobin and Sykes, 1968; Seeber et al., 1970; Silver, 1971). Это пододвигание, оцениваемое по меньшей мере в 45 ± 30 км за последние 5 млн. лет, согласуется с общим характером смещения Тихоокеанской плиты к северу относительно Северо-Американской и позволяет яснее представить разницу в величинах сдвига по разлому Сан-Андреас в центральных и северных его частях.

Калифорнийский залив на продолжении разлома Сан-Андреас в настоящее время рассматривается как система рифтовых впадин (зон растяжения) северо-восточного простирания, рассеченных и смещенных по системе эшелонированных поперечных, т. е. северо-западных так называемых трансформных разломов (см. рис. 6). Это подтверждается помимо батиметрических данных океаническим характером коры под большей частью Калифорнийского залива, резко повышенными значениями теплового потока, нелинейным расположением эпицентров землетрясений и значительно большей (по сравнению с разломом Сан-Андреас) глубиной их гипоцентров. С этой точки зрения (Hamilton, 1961; Larson, 1968; Yeats, 1968; Anderson, 1971; Кинг, 1972; Elders et al., 1972) Калифорнийский залив представляет собой структуру растяжения, вызванного совокупным смещением по простиранию основных структур и вкrest них, т. е. в целом к северо-западу. Это как будто бы находит подтверждение в подводном рельефе (Менард, 1968), в фокальном механизме землетрясений (Isacks et al., 1968), в сходстве очертаний противоположных берегов залива (Lomnitz, 1970) и ныне удаленных на сотни километров частей некогда единого батолита среднемиловых пород (Hamilton, 1961; Anderson, 1971). В последних работах приводятся следующие цифры: 260 км — в качестве величины отодвигания Калифорнийского п-ова от материка, 4 млн. лет — время «раскрытия» залива, 6 см/год — средняя за это время скорость раздвигания (по 3 см/год в каждую сторону от оси срединно-океанического хребта) в устье Калифорнийского залива по палеомагнитным данным (Менард, 1966; Larson et al., 1968; Atwater, 1970; Anderson, 1971). Структуры растяжения в комбинации с правосторонними сдвигами установлены по комплексу признаков также непосредственно к северу от вершины залива на суше в трогe оз. Солтон-си (Elders et al., 1972) и предполагаются на севере Калифорнийского полуострова (Hamilton, 1971).

Калифорния и разлом Сан-Андреас привлекают особое внимание в связи с гипотезой тектоники плит (новой глобальной тектоники). Считается, что под Береговыми хребтами и Калифорнийским заливом проходит граница между Северо-Американской континентальной и пододвинутой под нее Тихоокеанской океанической плитами (Бениофф, 1966; Heirtzler, 1968; Yeats, 1968; Isacks et al., 1968; Wallace, 1969; Atwater, 1970, 1972; Anderson, 1971). Подтверждение пододвигания видят, в частности, в том, что в отличие от других срединно-океанических хребтов и более северной и южной частей того же Восточно-Тихоокеанского хребта, имеющих симметричное расположение магнитных аномалий от оси в стороны, на дне Тихого океана против Калифорнии выявлены магнитные аномалии только одного, западного, «крыла» (Vine, 1966; Larson et al., 1968; Pitman et al., 1968; Heirtzler, 1968).

Андезитовый вулканизм за границей плит в Сьерра-Неваде, океанический, базальтовый тип коры не только на северо-востоке Тихого океана,

в том числе под северным отрезком срединно-океанического хребта, но и под Береговыми хребтами, в отличие от гранитной коры в более восточных частях материка также интерпретируются как различие плит. В сущности этот взгляд в некоторой степени наследует и развивает представления о надвигании материка на океан, выведенные из расшифровки (см. выше) континентальных структур (Willis, 19386; Hill and Dibblee, 1953; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Бейли, Блейк, 1969). По возрасту сохранившихся у западного побережья Северной Америки магнитных аномалий время начала сдвигания Северо-Американской и Тихоокеанской плит относительно друг друга определяют не древнее 30 млн. лет. Некоторые авторы (Anderson, 1971; Matthews, 1972) обосновывают двухэтапное возникновение разлома, рассматривая его южную часть как более позднее, позднекайнозойское образование (6—4 млн. лет назад) по сравнению с северной. Сам разлом при этом рассматривается как главный трансформный разлом, т. е. крупный сдвиг, рассекающий на концах рифты Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия (Wilson, 1965; Dehlinger et al., 1967; Larson et al., 1968; Tobin and Sykes, 1968; Pakiser et al., 1969; Atwater, 1970, 1972; Silver, 1971; Dickinson et al., 1972). Согласно последним работам (Silver, 1971; Atwater, 1972), концы разлома Сан-Андреас представляют собой так называемые центры расширения (spreading center) или тройные сочленения плит — Северо-Американской, Восточно-Тихоокеанской и Горда на севере, Северо-Американской, Восточно-Тихоокеанской и Кокос — на юге.

Таким образом, накоплены факты о том, что в пределах Калифорнии происходило широтное сжатие (пододвигание океанического дна под материк). Не менее обоснованными представляются и данные о субмеридиональном сжатии, крупномасштабном сдвигании юго-западной пластины Калифорнии относительно материка к северо-западу и субширотном растяжении.

Казалось бы, что это противоречащие выводы (Willis, 1938a, б; Бениофф, 1961б), но на самом деле они укладываются в единую схему. Согласно этой схеме, пододвигание, возможно, связанное с расширением океанического дна от поднятия Дарвина в Тихом океане, происходило с конца юры до конца мела или палеогена, после чего сменилось сдвиганием внешнего блока (пластины) Калифорнии к северо-западу, продолжающимся до сих пор (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Бейли, Блейк, 1969; Atwater, 1970; Ross, 1970; Anderson, 1971; Burchfiel and Davis, 1972). Некоторые авторы переход от пододвигания к сдвиганию датируют поздним миоценом — плиоценом (Vine, 1966; Yeats, 1968). Сдвигание захватывает только верхнюю (15—18 км) часть оболочки Земли, развивается с плиоцена, сопровождаясь субширотным растяжением в южной части, субмеридиональным сжатием в центральной части, т. е. в Поперечных хребтах (Гамильтон, Майер, 1970).

Очень показательны, что разные методы континентальной и морской геологии дают близкие результаты. Они определяют начало сдвиговых смещений (последней активной фазы) не позже начала кайнозоя и допускают отнесение первоначальных смещений к середине или концу мезозоя.

Особо нужно подчеркнуть практическое совпадение величин скорости сдвиговых движений (1—4 см/год по самому разлому, 5—8 см/год по всей системе разломов), рассчитанных по геологическим данным на суше за последние десятки миллионов и миллионы лет (Proc. of Confer., 1968; Jahns, 1969; Wallace, 1969; Dickinson et al., 1972) и рассчитанных для того же времени для расширения океанического дна в пределах Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия севернее и южнее окончания разлома Сан-Андреас по магнитным аномалиям дна (Vine, 1966; Pitman et al., 1968; Larson et al., 1968; Heirtzler, 1968), измеренных геодезически на суше (см. Лукьянов, 1963, 1965; Никонова, Никонов,

1973) и вычисленных по сейсмическому моменту землетрясений на суше и под водой (Nason and Tocher, 1970; Anderson, 1971). Все это трудно рассматривать как простое совпадение. Скорее надо говорить о подтверждении (в согласии с другими данными о геологических особенностях, строении коры, распределения землетрясений и современных медленных движений) представлений о системе разломов Сан-Андреас как о сложном трансформном разломе на границе двух крупных плит, движущихся относительно друг друга между центрами расширения океанического дна (или срединно-океаническими рифтами) Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Автор благодарен К. И. Никоновой за помощь в работе, И. В. Архипову, А. В. Лукьянову, Ю. М. Шейнманну и В. Е. Хаину за ознакомление с рукописью и ценные замечания.

Литература

- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К.* Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3, 4.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Белоусов В. В.* Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Бениофф Г.* Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков.— В сб.: Слабые землетрясения. Изд-во иностр. лит., 1961а.
- Бениофф Г.* Связь разрыва Уайт-Вулф с региональной тектонической картиной.— В сб.: Слабые землетрясения. Изд-во иностр. лит., 1961б.
- Бениофф Г.* Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966.
- Буртман В. С.* Таласо-ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.
- Гамильтон У., Майер У. Б.* Кайнозойская тектоника запада США.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Гутенберг Б.* Критический обзор вопроса о перемещении континентов.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Иртли А.* Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967.
- Кинг Ф.* Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Кинг Ф.* Тектоника четвертичного времени Северной Америки.— В кн.: Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ, 1969.
- Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 134.
- Лукьянов А. В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.
- Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 136.
- Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Муди Дж. Д., Хилл М. Дж.* Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Никонова К. И., Никонов А. А.* Изучение современных движений земной коры в зоне разлома Сан-Андреас (обзор американских исследований).— В сб.: Современные движения земной коры, № 5, Тарту, 1973.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н.* Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Ситтер Л. У.* Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Хилл М. Л.* Система Сан-Андреас Калифорнии и Мексики.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Штейнбругге К., Моран Д.* Инженерный анализ последствий землетрясений 1952 г. в Южной Калифорнии. М., «Госстройтехиздат», 1957.

- Addicott W. O.* Mid-Tertiary zoogeographic and paleogeographic discontinuities across the San Andreas Fault, California.—*Proceed. Confer. Geol. Problems of San Andreas fault system, Stanford University, Publ. geol. sci., v. XI, 1968.*
- Allen C. R.* San Andreas Fault zone in San Gorgonio Pass, Southern California.—*Bull. Geol. Soc. America, 1957, v. 68, No. 3.*
- Allen C. R., Silver L. T., Stehli T. G.* Aqua Blanca Fault—a major transverse structure of northern Baja California, Mexico.—*Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, No. 4.*
- Allen C. R., Amand P. St., Richter C. F. and Nordgust J. M.* Relationship between seismicity and geologic structure in the Southern California region.—*Bull. Seismol. Soc. Amer., 1965, v. 55, No. 4.*
- Anderson D. L.* The San Andreas Fault. *Scientific American, 1971, v. 225, No. 5.*
- Atwater T.* Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of western North America.—*Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 12.*
- Atwater T.* Test of New Global Tectonics: Discussion. *Amer. Assoc.—Bull. Petrol. Geol., 1972, v. 56, N 2.*
- Bankwitz P., Bankwitz E.* Zur tektonischen Entwicklung des Nordost pazifik.—*Geologie, 1972, Jahrgang 21, H. 4/5.*
- Bartholomew M.* San Jacinto Fault Zone in the Northern Imperial Valley, California. *Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 10.*
- Bolt B. A., Lomnitz C. and McEvilly T. V.* Seismological evidence of the tectonics of central and northern California and the Mendocino Escarpment.—*Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, v. 58, No. 6.*
- Bolt B. A. and Miller R. D.* Seismicity of Northern and Central California, 1965—1969.—*Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, v. 61, No. 6.*
- Burchfiel B. C. and Davis G. A.* Structural Framework and Evolution of the Southern part of the Cordilleran orogen, western United States.—*Amer. J. Sci., 1972, v. 272, No. 2.*
- Bath M. and Richter C. F.* Mechanism of the aftershocks of the Kern Country, California, earthquake of 1952.—*Bull. Seismol. Soc. Amer., 1958, v. 48, No. 1.*
- Carler B.* Quaternary displacement on Garlock Fault, California.—*Trans. Amer. Geophys. Union, 1971, v. 52, No. 4.*
- Cisternas A.* Precision determinations of focal depth and epicentres of local shocks in California.—*Bull. Seismol. Soc. Amer., 1963, v. 53, No. 5.*
- Crowell J. C.* Displacements along the San Andreas Fault, California.—*Ann. Acad. Sci. Fenn., 1966, A. III, v. 90, Helsinki.*
- Crowell J. C.* Movement histories of faults in the Transverse Ranges and speculations on the tectonic history of California.—*Proceed. Confer. geol. problems of San Andreas fault system, Stanford University, Publ. geol. sci., 1968, v. XI.*
- Curry J. R. and Nason R. D.* San Andreas fault north of Pt. Arena, California.—*Bull. Geol. Soc. America, 1967, v. 78, No. 3.*
- Dehlinger P., Couch R. W., Gemperle M.* Gravity and structure, of the eastern part of the Mendocino Escarpment.—*J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 4.*
- Dibblee T. W.* Areal geology of the western Mojave Desert, California.—*U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, Washington, 1967.*
- Dibblee T. W.* Displacements on the San Andreas fault system in the San Gabriel, San Bernardino and San Jacinto Mountains, Southern California.—*Proceed. Confer. geol. problem of San Andreas fault system, Stanford, University, Publ. geol. sci., 1968, v. XI.*
- Dickinson W. R., Cowan D. S. and Schweickert R. A.* Test of New Global Tectonics: Discussion. *Amer.—Bull. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, No. 2.*
- Eaton J. P.* Tectonics of the San Andreas fault System. *Seismological studies.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50, No. 5.*
- Elders W. A., Rex R. W., Meidav T., Robinson P. T., Biehler Sh.* Crustal Spreading in Southern California.—*Science, 1972, v. 178, 4056.*
- Geological Survey Research, 1971, Ch. A. Geological Survey professional paper 750-A, Washington 1971.*
- Gilluly I.* The tectonic evolution of the western United States.—*Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, No. 474, v. 119, part 2.*
- Hall C. A.* Displacer miocene molluscan provinces along the San Andreas fault, California.—*Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1960, v. 34, No. 6.*
- Hamilton W.* Origin of the Gulf of California.—*Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, No. 9.*
- Hamilton W.* Recognition on Space Photographs of Structural Elements of Baja California.—*Geol. Surv. Prof. Paper, 718, Washington, 1971.*
- Heirtzler J. R.* Sea-floor spreading.—*Scientific American, 1968, v. 219, No. 6.*
- Hill M. L., Dibblee T. W.* San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.—*Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, v. 64, No. 4.*
- Hill M. L. and Hobson H. D.* Possible post-Cretaceous slip on the San Andreas Fault zone.—*Proceed. Confer. problems of San Andreas fault system, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.*
- Huffman O. F.* Lateral Displacement of Upper Miocene Rocks and the Neogene History of Offset along the San Andreas Fault in Central California.—*Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 10.*

- Isacks B., Oliver I. E. and Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 15.
- Jahns R. H.* Long-Term Behavior of some Major Faults in Southern California.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, v. 5, No. 5.
- Krause D. C.* Tectonics, Bathymetry and Geomagnetism of the Southern Continental Borderland west of Baja California, Mexico.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1965, v. 76, No. 6.
- Larson R. L., Menard H. W. and Smith S. M.* Gulf of California. A result of oceanfloor spreading and transform faulting.— *Science*, 1968, v. 161, No. 3843.
- Lawson A. C.* The California Earthquake of April 18, 1906, v. I, Washington, 1908.
- Lee W. H. K., Eaton M. S. and Brabb E. E.* The earthquake sequence near Danville, California, 1970.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1971, v. 61, No. 6.
- Lomnitz C.* Ocean-Continent Integration Patterns in North-west Mexico and Southern Chile. Recent crustal movements.— *Bull. Royal Soc. New Zealand*, 1971, No. 9.
- Matthews V.* Test of New Global Tectonics: Discussion.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, v. 56, No. 2.
- McEvilly T. V.* Sea floor mechanics north of Cape Mendosino California.— *Nature*, 1968, v. 220, No. 51.
- Menard H. W.* Fracture zones and offsets of the East Pacific Rise.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71.
- Nason R. D.* San Andreas Fault at Cape Mendosino.— *Proceed. Confer. Geol. problems of San Andreas fault system*. Stanford University Publications Geol. Sciences, v. XI, Stanford, 1968.
- Nason R. D. and Tocher Don.* Measurement of Movement on the San Andreas Fault.— *Earthquake Displacement Fields and the Rotation of the Earth*. Dordrecht Holland, 1970.
- Pakiser L. C., Eaton J. P., Healy J. H. and Raleigh C. B.* Earthquake prediction and control.— *Science*, 1969, v. 166, No. 1392.
- Pitman W. C., Herron E. M. and Heirtzler J. R.* Magnetic Anomalies in the Pacific and Sea Floor Spreading.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6.
- Press F. and Brace W. F.* Earthquake prediction.— *Science*, 1966, v. 152, No. 3729. *Proceeding of Conference on geologic problems of the San Andreas fault system*. Stanford Univ., *Publ. Geol. Sci. Earth Sci. ser.*, v. XI, 1968.
- Richter C. F., Allen C. R. and Nordquist J. M.* The desert Hot Springs earthquakes and their tectonic environment.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1958, v. 48, No. 4.
- Robbins S. L.* Gravity and Magnetic data in the vicinity of the Calaveres, Hayward and Silver creek faults near San Jose California.— *Geol. Surv. Res.*, Ch. B, *Geol. Surv. Prof. paper 750-B*, 1971.
- Ross D. C.* Quartz Gabbro and Anorthositic Gabbro: markers of Offset along the San Andreas Fault in the California Coast Ranges.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, No. 12.
- Seeber L., Barnazangi M. and Nowroozi A.* Microearthquake seismicity and tectonics of coastal Northern California.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1970, v. 60, No. 5.
- Sharp R.* San Jacinto Fault Zone in the Peninsular Ranges of Southern California.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1967, v. 78, No. 6.
- Shepard F. P.* Northward continuation of the San Andreas Fault.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1957, v. 47, No. 3.
- Silver E. A.* Tectonics of the Mendosino Triple Junction.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, No. 11.
- Smith D. D.* Pleistocene offset along the San Andreas fault system of the San Francisco Peninsula, California.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1959, v. 70.
- Smith G. I.* Large lateral displacement of Garlock Fault, California, as measured from offset dike swarm.— *Bull. Am. Assoc. Pet. Geologists*, 1962, v. 46, No. 1.
- Stewart S. W., Lee W. H. K., Eaton J. P.* Location and Real-time detection on Microearthquakes along the San Andreas Fault System in Central California.— *Bull. Royal Soc. New Zealand*, 1971, No. 9.
- Tallaferro N. L.* Geological history and structure of the central Coast Ranges of California.— *Bull. California Div. Mines*, 1943, v. 119.
- The Parkfield, California, Earthquake of June 27, 1966, 1967.
- Tobin D., Sykes L. R.* Seismicity and tectonics of the northeast Pacific Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 12.
- Tocher Don.* Earthquakes of the North Pacific Coast of the United States.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1956, v. 46, No. 3.
- Vine F. I.* Spreading of the Ocean Floor: New Evidence.— *Science*, 1966, v. 154, No. 3755.
- Wallace R. E.* Structure of a portion of the San Andreas Rift in Southern California.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1949, v. 60.
- Wallace R. E.* Notes on Stream Channels Offset by the San Andreas Fault, Southern Coast Ranges, California.— *Proceed. Confer. geol. problems of San Andreas fault system*, Stanford University Publications Geol. Sci., v. XI, Stanford, 1968.

- Wallace R. E.* Tectonics of the San Andreas fault system. Geologic Studies.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50, No. 5.
- Wentworth C. M.* Upper Cretaceous and lower Tertiary strata near Gualala, California and inferred large right slip on the San Andreas fault.—Proceed. Confer. problems of San Andreas fault system, Stanford University, Publ. geol. sci., v. XI, 1968.
- Willis B.* San Andreas Rift, California.—Journal of Geology, 1938a, v. XLVI, No. 6.
- Willis B.* San Andreas Rift in Southern California. Journal of Geology, 1938b, v. XLVI, No. 8.
- Wilson J. T.* Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies southwest of Vancouver Island.—Science, 1965, v. 150, No. 3695.
- Witt J. W.* Measured Movement along the Surface trace of an active thrust fault in the Buena Vista Hills, Kern Country, California.—Bull. Seismol. Soc. America, 1958, v. 48.
- Yeats R. S.* Southern California structure, sea floor spreading and history of the Pacific basin.—Bull. Geol. Soc. America, 1968, v. 12, No. 79.

Институт физики
Земли АН СССР

Статья поступила
15 февраля, 1973 г.

УДК 551.25+551.590.25(470.61)

Е. В. МОВШОВИЧ, А. Е. МИЛЯВСКИЙ**ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ
СЕВЕРОДОНЕЦКОГО «АГЛОМЕРАТА»**

Рассмотрены строение и закономерности размещения своеобразных обломочных пород, развитых на северо-восточной окраине Донецкого бассейна. Высказано предположение, что они и слагаемая ими воронкообразная депрессия образовались в результате удара метеорита.

Одну из самых загадочных особенностей геологического строения северо-восточной окраины Донецкого бассейна представляет толща грубообломочных пород, развитая в Каменском районе Ростовской области, в основном на левобережье р. Северного Донца. Впервые она была описана В. С. Поповым (1931) под названием «тектонического агломерата», который рассматривал их как тектонические образования, возникшие в результате ларамийского тектогенеза. Толща состоит главным образом из неокатанных обломков и глыб пород карбона и верхнего мела, в меньшей мере нижней перми и нижнего триаса. А. Я. Дубинский (1959) назвал ее глыбово-брекчиевой толщей.

Загадочная природа глыбово-брекчиевой толщи привлекала внимание не одного исследователя. Было высказано много различных гипотез о ее происхождении, охвативших практически почти все известные геологические процессы (карстовые, делювиальные, пролювиальные, селевые, аллювиальные, флювиогляциальные). Обзор их давался П. В. Кумпаном (1937, 1944) и Я. П. Маловицким (1959). П. В. Кумпан (1933, 1935, 1937, 1944), основываясь на идеях А. Д. Архангельского, связывал образование толщи с интенсивным оползанием осадков на дне моря под влиянием тектонических движений ларамийской фазы. Эта точка зрения была в основном поддержана и развита А. С. Прокопченко в 1953 году, А. Я. Дубинским (1959), Я. П. Маловицким (1959) и Н. С. Морозовым (1962). Эти авторы наряду с оползневыми процессами придавали большое значение движениям по крупным надвигам. Подобное представление сейчас общепринято.

А. Г. Донабедов (1941) предполагал, что образование глыбово-брекчиевой толщи связано с солянокупольной тектоникой. Подобное мнение о связи этих пород с девонской соляной тектоникой развивал и Н. Ф. Балуховский (1954, 1959), дополнивший его предположением о проявлениях «осадочного газового вулканизма». Учитывая отсутствие проявлений газового вулканизма в Донецком складчатом сооружении, а также отсутствие в разрезе северных окраин Донецкого бассейна соли, эта точка зрения не может считаться обоснованной. Однако В. П. Ступаков (1962) говорил о связи глыбово-брекчиевой толщи с соляным куполом в связи с тем, что с территорией ее распространения совпадают два локальных гравитационных минимума (Гусевский и Калитвенский). Позже Е. А. Долгова и А. И. Дюков (1967), подтверждая местонахождение здесь локального гравитационного минимума (назван ими Гусевским), связывали его с грабеном в плотных породах карбона, заполненным слабосцементированным «агломератом». Следует отметить, что на гра-

виметрической карте зафиксирован ряд близких по интенсивности, форме и размерам гравитационных минимумов, расположенных как севернее территории распространения «агломерата», так и южнее. Совпадение их в плане с самыми различными по своему характеру структурами (складки зоны северной мелкой складчатости Донецкого бассейна, брахискладки и моноклинали южного склона Воронежской антеклизы и т. п.), по-видимому, указывает на связь этих гравитационных минимумов с какими-то более глубинными аномалиями.

Некоторые наиболее характерные черты рассматриваемой толщи были описаны П. В. Кумпаном (1944), А. Я. Дубинским (1959), Я. П. Маловицким (1959) и Н. С. Морозовым (1962). В результате поискового бурения, проводившегося в последнее время Волго-Донским геологическим управлением, были получены новые данные, позволяющие уточнить границы распространения, изменение мощностей и условия залегания пород глыбово-брекчиевой толщи, а также высказать новые представления о ее происхождении. Первоначальная разработка излагаемых представлений выполнена Е. В. Мовшовичем. Последующий анализ материалов, включая переинтерпретацию разрезов скважин, осуществлялся авторами совместно. Авторы выражают свою признательность В. А. Губиной, В. А. Ефановой, С. Т. Прокопченко, В. А. Соколову, П. Н. Тихонову, Е. Н. Федоренко и другим геологам Волго-Донского геолуправления, а также В. Л. Масайтису, В. С. Попову и П. В. Флоренскому за обсуждение отдельных аспектов проблемы.

Еще А. Я. Дубинский показал возможность подразделения рассматриваемых образований на две части. Это было подчеркнуто Я. П. Маловицким (1959), назвавшим их верхнюю часть свитой песчаных мергелей (Н. С. Морозов в 1962 г. предложил более правильное название — глубокинская свита), а нижнюю грубообломочную часть — собственно глыбово-брекчиевой свитой (по Н. С. Морозову, 1962 г., каменная свита). Ю. П. Никитина в 1950—1951 гг. определила в глубокинской свите остатки фораминифер нижнего палеоцена. Это позволило сопоставить нижнепалеоценовый детритусовый горизонт или нижнетаинские слои (Федоренко, 1970) лишь с верхней частью глыбово-брекчиевой толщи (Федоренко, 1970), хотя В. И. Подгородниченко (1965) и другие уже отнесли к нижнему палеоцену и собственно глыбово-брекчиевую свиту. В. И. Подгородниченко (1965) показал, что на южной окраине Донецкого бассейна детритусовому горизонту Таинского и Белокалитвенского районов соответствует дат-палеоценовые анастасиевские слои, поэтому можно допустить такой же возраст и для глубокинской свиты.

Глубокинская свита мощностью до 200—300 м сложена мергелями маастрихтского облика с мелкими обломками пород верхнего мела и карбона, реже встречаются крупные обломки. Породы глубокинской свиты плащеобразно перекрывают собственно глыбово-брекчиевую свиту, а вне ее контура — карбон и верхний мел. Они налегают также на нижний триас на севере и на востоке. Местами на востоке она перекрывает и нижнюю пермь. По-видимому, мнение А. Я. Дубинского (1959) и Я. П. Маловицкого (1959) об образовании отложений глубокинской свиты в результате перемыва более древних пород правильно. Поле распространения глубокинской свиты, имеющее изрезанную удлиненно-округлую форму и достигающее 40×65 км, вытянуто в широтном направлении. К востоку свита постепенно переходит в детритусовый горизонт палеоцена, который совместно с другими фаціальными комплексами палеоцена образует шлейф относительно грубообломочных отложений, окружающих, как показали В. И. Подгородниченко (1965) и Е. Н. Федоренко (1970), приподнятую часть Донецкого кряжа.

Из всего вышесказанного следует, что к глыбово-брекчиевой толще правильнее относить только отложения, подстилающие глубокинскую свиту.

Данные А. П. Кичапова (1937), И. Ю. Лапкина и Г. Д. Киреевой (1952) о распространении «агломерата» нами не анализируются, так как они имеют лишь исторический интерес, поскольку к «агломератам» они отнесли более поздние продукты его переотложения.

Залегающие под глубокинской свитой грубообломочные породы глыбово-брекчиевой толщи часто именуют каменским (Морозов, 1962; Попов, 1963) или северодонецким (Маловицкий, 1959; Подгородниченко, 1965; Федоренко, 1970) «агломератом». Однако к агломератам относятся несцементированные обломки, поэтому грубообломочные образования, залегающие между глубокинской свитой и ненарушенными отложениями карбона, перми и триаса правильнее именовать северодонецкой глыбовой брекчией.

Последняя распространена в пределах депрессии эллипсообразной формы поперечником до 20—25 км (площадью до 400 км²), которую мы именуем Каменской (рис. 1). Длинная ось ее вытянута в широтном направлении. Я. П. Маловицкий (1959) и Н. С. Морозов (1962) полагали, что северодонецкая глыбовая брекчия развита главным образом между Глубокинским (Северодонецким) и Алмазно-Марьевским (Главным) надвигами. Новейшие данные показывают, что северный контур ее проходит несколько южнее Глубокинского надвига. Только в своде Самбуровской брахиантиклинали почти над Глубокинским надвигом расположена небольшая изолированная котловина (до 3,5 км длиной), заполненная глыбовой брекчией до 220 м мощности (рис. 2). Результаты бурения на юге Каменской депрессии, обобщенные З. А. Доля и Ф. Д. Евсеенко и отчасти переинтерпретированные Е. В. Мовшовичем, показали, что южный контур северодонецкой глыбовой брекчии проходит значительно южнее Каменского (Алмазно-Марьевского) надвига (см. рис. 1).

В обнажениях, расположенных в долине р. Глубокой, в балке Западной, у хутора Исаева и других, вскрываются породы глубокинской свиты и реже верхи северодонецкой глыбовой брекчии. Более низкие слои последней изучены лишь по керну, что затрудняет выяснение многих характерных черт ее.

Северодонецкая глыбовая брекчия несогласно залегает на отложениях низов среднего карбона к югу от Алмазно-Марьевского (Главного) надвига, на отложениях верхнего карбона к северу от него, а также местами на востоке на отложениях перми и нижнего триаса, что предполагал Я. П. Маловицкий (1959) и что подтвердилось при бурении скв. № 2651 и 2657 (см. рис. 1).

Северодонецкая глыбовая брекчия расчленена нами на две толщи: глыбово-брекчиевую и смещенную. Первая, соответствующая собственно глыбово-брекчиевой свите Я. П. Маловицкого (1959), была разделена А. Я. Дубинским по количественному распределению в разрезе обломков и глыб на четыре зоны, которые Я. П. Маловицкий (1959) именуется сериями, а Н. С. Морозов (1962) более точно — пачками. Мощность этих пачек резко колеблется от скважины к скважине, и обычно они не могут быть выделены повсеместно.

Очень важная особенность глыбово-брекчиевой толщи — отмеченное П. В. Кумпаном (1933) и А. Я. Дубинским (1959) резкое уменьшение вниз по разрезу количества обломков верхнемеловых пород (обломки пород нижней перми и нижнего триаса встречаются лишь в небольшом количестве на востоке). Это противоречит господствующему представлению о значительной роли оползней в формировании толщи.

Другая важная особенность строения северодонецкой глыбовой брекчии — развитие под глыбово-брекчиевой толщей своеобразных нарушенных пород только каменноугольного возраста (смещенные блоки мощностью от 10—20 до 50—100 м), на принадлежность которых к «агломерату» в некоторых разрезах впервые указали в 1959 г. З. А. Доля

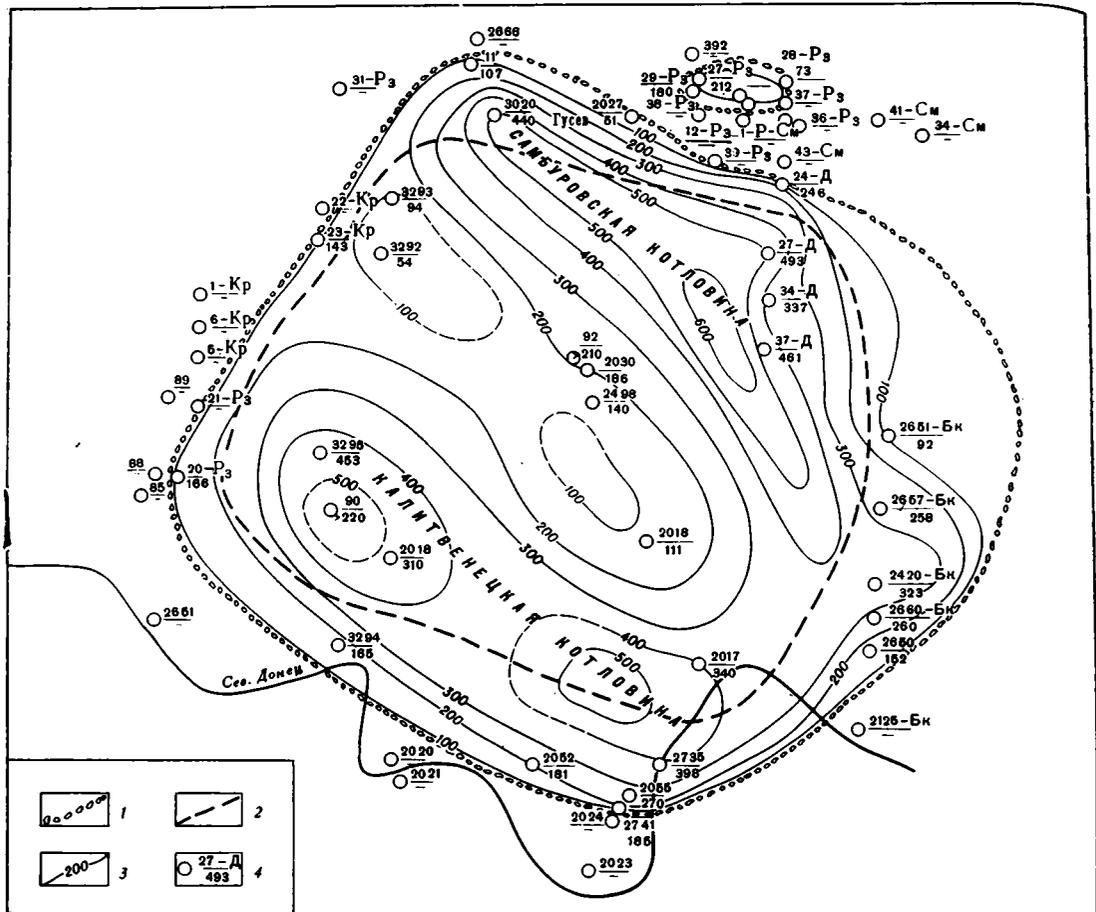


Рис. 2. Карта мощностей глыбово-брекчевой толщи
 1 — граница распространения северодонецкой глыбовой брекчии; 2 — предполагаемая граница распространения смещенной толщи; 3 — изопахиты глыбово-брекчевой толщи; 4 — скважины

и С. Т. Прокопченко. Однако лишь новые данные позволили установить широкое распространение этих пород. Рассматриваемые породы представляют крупноглыбовую брекчию, которую точнее именовать смещенной толщей. Следовательно, вниз по разрезу степень раздробленности пород северодонецкой глыбовой брекчии заметно уменьшается. Все скважины в центре Каменской депрессии не вышли из смещенной толщи. Мощность ее здесь превышает 500 м (скв. № 2498, Северо-Каменская), а ее кровля залегает гипсометрически высоко, поэтому мощность глыбово-брекчевой толщи резко сокращена (до 150 м). К периферии Каменской депрессии мощность смещенной толщи уменьшается до 150—200 м, а мощность глыбово-брекчевой толщи увеличивается до 500—650 м (рис. 2 и 3). Таким образом, намечается кольцевой прогиб на периферии депрессии, заполненный глыбово-брекчевой толщей.

Мощность северодонецкой глыбовой брекчии возрастает к центру Каменской депрессии, где она, видимо, превышает 1200 м (скв. № 2498 Северо-Каменская). На северо-востоке в пределах Самбуровской котловины (Маловицкий, 1959) она превышает 830 м (скв. № 18 Дядинская), а на юго-западе, в Калитвенецкой котловине (Маловицкий, 1959) достигает 600 м (скв. № 3295 Гусевская). Распределение мощности брекчии показывает, что Каменская депрессия имеет чашеобразное или

конусообразное сечение. На геологических разрезах (см. рис. 3, II, IV, V) показан вероятный профиль дна депрессии. При этом отношение глубины депрессии к поперечнику составляет 1:11—1:20 (при газовых взрывах, как указывает Л. Ф. Фирсов (1965), образуются более крутые воронки с отношением 1:5 — 1:10).

В. П. Ступаков (1962) справедливо указал на весьма существенное противоречие в общепринятом представлении о механизме образования северодонецкого «агломерата», связываемого обычно с интенсивными движениями по Алмазно-Марьевскому (Главному) и Глубокинскому (Северодонецкому) надвигам в ларамийскую фазу. Еще А. Я. Дубинский (1951), а затем Н. С. Морозов (1962) показали, что к востоку от Ворошиловграда упомянутые надвиги погребены под верхнемеловыми отложениями. Новейшие данные, как наши, так и М. В. Ускова, А. М. Винтера (1971) подтверждают этот вывод. Необходимо подчеркнуть, что Каменский (Алмазно-Марьевский) надвиг моноклинально перекрывает верхним мелом не только к востоку от Каменской депрессии, но и на профиле между Ворошиловградом и Каменском-Шахтинским, где этот надвиг прослежен между скважинами № 1685 и 2703. По мнению Е. В. Мовшовича, последние движения по Алмазно-Марьевскому надвигу происходили в конце позднего триаса.

Следовательно, надвиги допозднемелового возраста не могли иметь какую-либо причинную связь с образованием северодонецкого «агломерата», имеющего послемаастрихтский возраст (обломки более молодого возраста в нем не обнаружены). Если принять, что возраст глубокинской свиты дат-нижнепалеоценовый, то надо думать, что образование северодонецкой глыбовой брекчии происходило на рубеже маастрихта и дата, во всяком случае до палеоцена.

Таким образом, хотя непосредственная связь с тектоническими движениями ларамийского тектогенеза отсутствует, время возникновения северодонецкой глыбовой брекчии (рубеж мезозоя и кайнозоя) поразительно совпадает с ларамийской фазой, что подчеркивал еще В. С. Попов (1931, 1936).

Каменская депрессия расположена над центральной частью Северо-Каменской синклинали, осложненной Красновским и Северо-Дядинским поднятиями (в междвиговой зоне), а также над частью северной зоны мелкой складчатости, включающей Горняцкие и Северо-Горняцкие антиклинали и синклинали, Калитвенско-Дядинскую синклиналь, Кудиновско-Поцелуевскую антиклиналь и другие складки. Они сложены породами среднего и верхнего карбона, а на востоке и нижней перми. Дно Каменской депрессии резко срезает эти складки, этим объясняется существенное различие структурных планов маркирующих горизонтов карбона и дна депрессии (см. рис. 3).

Я. П. Маловицкий (1959) предполагал, что существуют поперечные разломы северо-восточного простирания, ограничивающие распространение северодонецкого «агломерата». Однако они не установлены, скорее можно допустить, что борт депрессии осложнен кольцевыми разломами.

Изучение северодонецкой глыбовой брекчии показывает, что самые характерные ее черты: 1) узко локальное развитие в пределах Донецкого складчатого сооружения; 2) эллипсоидальная форма Каменской депрессии, в которой распространена брекчия; 3) отсутствие связи между морфологией дна депрессии (чашеобразный или конусообразный врез) и тектонической структурой нижележащих отложений (мелкие брахискладки); 4) уменьшение интенсивности раздробленности пород вниз по разрезу (появление смещенной толщи); 5) резкое уменьшение количества обломков верхнемеловых пород вниз по разрезу, противоречащее мнению о значительной роли оползней берегов и дна позднемелового моря в образовании северодонецкого «агломерата»; 6) распрост-

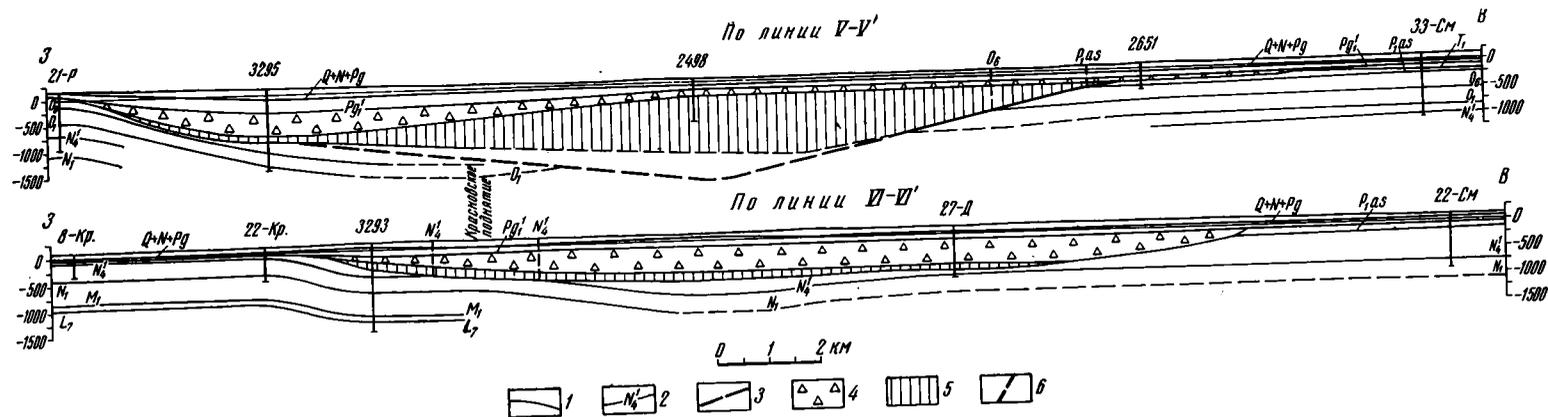


Рис. 3. Геологические профили (размещение профилей см. на рис. 1)
 1 — границы стратиграфических подразделений; 2 — маркирующие известняки каменноугольных отложений; 3 — разрывные нарушения; 4—5 — свердловская глыбовая нарушение; 4 — глыбово-брекчиевая толща, 5 — смещенная толща; 6 — вероятный профиль дна кратера

ранение мощностей глыбово-брекчиевой толщи, обрисовывающее кольцевой прогиб по периферии Каменской депрессии (рис. 2). Таким образом, возникла необходимость объяснить локальность развития и особенности состава северодонецкой глыбовой брекчии, характер Каменской депрессии и ее взаимоотношение с тектонической структурой территории.

Сравнительный анализ данных о геологических особенностях строения района развития северодонецкой глыбовой брекчии и известных взрывных метеоритных кратеров (Болдуин, 1968; Вдовыкин, 1971; Дитц, 1968; Зоткин, 1969; Кринов, 1955; Масайтис и др., 1971, 2 и др.) позволяет отнести Каменскую депрессию к астроблеме. Этим термином Р. С. Дитц (1968) обозначил метеоритные кратеры.

Отнесение Каменской депрессии к астроблеме, давая наиболее логичное объяснение ее взаимоотношения с тектоническим строением района, позволяет также интерпретировать ряд других фактов. В свете этой гипотезы становится понятным отмеченное П. В. Кумпаном (1933), а затем В. П. Ступаковым (1962) сходство пород северодонецкой глыбовой брекчии с перемятой толщей Пучеж-Катунских дислокаций в Горьковском Поволжье, которые теперь тоже считают метеоритным кратером (Зоткин, 1969; Фирсов, 1965). По-видимому, смещенная толща соответствует аутигенной брекчии, а глыбово-брекчиевая толща — аллогенной. Приподнятое положение аутигенной брекчии в центре астроблемы, возможно, связано с возникновением центрального поднятия — загадочного образования, свойственного многим крупным астроблемам (Болдуин, 1968; Зоткин, 1969). Видимо, оно было окружено кольцевым прогибом, заполненным аллогенной брекчией. Наблюдающееся известное несоответствие между ориентировкой изогипс дна Каменской депрессии и контурами глыбово-брекчиевой и смещенной толщ может быть объяснено неравномерностью как предпалеоценового размыва, так и неотектоническими поднятиями.

Отсутствие импактитов может быть объяснено возникновением астроблемы в осадочных породах, что не способствовало достаточно резкому выделению энергии при ударе и хотя бы местному плавлению брекчий. Кроме того, столь же быстрому торможению метеорита, какое бывает в кристаллических породах и обуславливает резкое выделение энергии, не могло также способствовать присутствие над осадочными породами водных масс позднемелового моря. Просмотр небольшого количества шифров В. А. Губиной и В. А. Ефановой пока не позволил установить изотропизацию кварца, планарные структуры. Не выявлены и ударные конусы. Но это может быть связано с малым количеством обнажений и ничтожным объемом целенаправленных исследований, которые необходимо провести в будущем, особенно для разрезов, расположенных в центре депрессии. Существенное значение могло бы иметь специальное изучение глыб карбона в балках Каменной, Западной и у хутора Исаева. Учитывая мнение Л. Ф. Фирсова (1965) в отношении Пучеж-Катунской депрессии, отсутствие следов метеоритного вещества и его воздействие на северодонецкую глыбовую брекчию может быть также связано с распылением метеоритного вещества экзогенными процессами во время образования глубокинской свиты (даже в современных кратерах оно обнаруживается с трудом), либо «взрыв мог привести к ультрамикроскопической и даже ионно-молекулярной дисперсии космического тела». Кроме того, в случае падения силикатного космического тела, что наиболее вероятно, петрохимический контраст вещества последнего и земных пород мог быть незначительным. В соответствии с мнением В. А. Соколова следует изучить закономерности изменения метаморфизма обломков углей в северодонецкой глыбовой брекчии.

Сложнее объяснить природу маленькой котловины в своде Самбуrowsкой брахиантиклинали и расположенных по соседству у хутора Иса-

ева колоссальных глыб карбона (аналогичные глыбы обнажены и на западе в балке Каменной). Возможно, все эти образования связаны с выбросом пород из кратера взрыва¹. Ориентировочный расчет показывает, что эффект образования Каменской астроблемы мог быть вызван падением тела весом около 1,5 млрд. т (при плотности его, близкой к средней плотности земной коры) и поперечником до 0,5 км со скоростью 20—30 км/сек. Судя по оценке Л. В. Фирсова (1965), вероятность образования подобной астроблемы составляет один случай за время менее 1 млн. лет.

В связи с недоказанностью присутствия метеоритного вещества или несомненных следов его непосредственного воздействия, кроме дробления, среди пород северодонецкой глыбовой брекчии («агломерата») все вышеизложенное следует считать гипотезой². В то же время можно надеяться, что эта гипотеза вновь привлечет внимание других исследователей к объяснению природы «агломерата» и поможет по-новому подойти к истолкованию появляющихся данных.

Литература

- Балуховский Н. Ф.* Тектоника западных и северных окраин Донбасса. Геол. строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и сев.-зап. окраин Донецкого бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.
- Балуховский Н. Ф.* Новые данные о геологическом строении и истории развития окраин Донецкого бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2.
- Болдуин Р. Б.* Древние метеоритные кратеры и криптовулканические структуры. Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир», 1968.
- Вдовыкин Г. П.* Метеорит Каньон-Дьябло. М., «Наука», 1971.
- Дитц Р. С.* Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов. Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир», 1968.
- Долгова Е. А., Дюков А. И.* Результаты электроразведки в северном секторе Большого Донбасса.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 6.
- Донабедов А. Г.* Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. Большой Донбасс. М.—Л., Гостеолиздат, 1941.
- Дубинский А. Я.* К вопросу о тектонике северных частей Донбасса.— Докл. АН СССР, 1951, т. 80, № 5.
- Дубинский А. Я.* Об унаследованных структурах Восточного Донбасса.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, № 1.
- Зоткин И. Г.* Лунные кратеры на Земле.— Природа, 1969, № 9.
- Кичапов А. П.* Загадочное образование в северо-восточной части Большого Донбасса (Бассейн р. Белой Калитвы).— Проблемы сов. геологии, 1937, т. 7, № 9.
- Кринов Е. Л.* Основы метеоритики. М., Гостехиздат, 1955.
- Кумпан П. В.* Новейшие данные разведок «Большого Донбасса».— Геология на фронте индустриализации, 1933, № 6.
- Кумпан П. В.* К вопросу о генезисе «агломерата».— Геология на фронте индустриализации, 1935, № 10.
- Кумпан П. В.* Агломерат Каменского района Донбасса. Междунар. конгр. XVII сессия. Южная экскурсия. Донбасс. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Кумпан П. В.* К вопросу о генезисе смятой толщи («агломерат») на северо-восточной окраине Донбасса. Геология СССР, т. 7, Донбасс, Гостеолиздат, 1944.
- Лапкин И. Н., Киреева Г. Д.* Швагерининовые слои в Преддонецком прогибе.— Докл. АН СССР, 1952, т. 82, № 6.
- Маловицкий Я. П.* Генезис северодонецкого «агломерата», Вопросы геологии нефти и газа (Тр. МИНХ и ГП, вып. 25). М., Гостоптехиздат, 1959.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигайская котловина — взрывной метеоритный кратер.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 6.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. П.* Попигайский метеоритовый кратер.— Сов. геология, 1971, № 6.

¹ Не исключено, что образование этой и ряда маленьких котловин в дне Каменской депрессии надо связывать с ударами отдельных метеоритов, выделившихся из общего потока метеоритов, создавших Каменскую астроблему.

² Уже после подготовки статьи были обнаружены образец аллогенной брекчии с конусами разрушения (из старой скв. № 2741, глубина 200 м, все образцы ядра которой считались утраченными) и образец пузырчатого карбонатизированного стекла (импактный расплав) из ядра новой скв. № 3296 (367,0—372,5 м), пробуренной между скв. № 2018 и 2017. Эти данные, установленные В. Л. Масайтисом в образцах авто-ров, позволяют более определенно говорить о характере Каменской депрессии.

- Морозов Н. С.* Верхнемеловые отложения междуречья Дона и Северного Донца и южной части Волго-Донского водораздела. Изд-во Саратовск. ун-та, 1962.
- Подгородниченко В. И.* Об аналогах северодонецких агломератов на южной окраине Донбасса.— Сов. геология, 1965, № 4.
- Попов В. С.* Предварительные сообщения о новых выходах карбона к северу от Донбасса в районе речек Глубокой и Калитвенца.— Изв. ГГРУ, 1931, т. 50, вып. 34.
- Попов В. С.* Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна.— Проблемы сов. геологии, 1936, т. 6, № 12.
- Ступаков В. П.* Тектоника северных окраин Донецкого бассейна и прилегающих областей.— Матер. по геол. газоносн. районов СССР. Днепроовско-Донецкая впадина (Тр. ВНИИГаз, вып. 14/22). Гостоптехиздат, М., 1962.
- Усков М. В., Винтер А. М.* Северные «краевые» надвиги Восточного Донбасса.— Тр. Донбас. н.-и. лабор. Мин. геол. СССР, 1971, вып. 2.
- Федоренко Е. Н.* Палеогеновая система. Геология СССР, т. 46, М., «Недра», 1970.
- Фирсов Л. В.* О метеоритном происхождении Пучеж-Катуньского кратера.— Геотектоника, 1965, № 2.

Нижне-Волжский научно-исследовательский
институт геологии и геофизики
Волго-Донское геологическое управление
Ростов-на-Дону

Статья поступила
30 января 1973 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242.32

К. В. БОГОЛЕПОВ

О НОВЫХ РАБОТАХ ПО ТЕКТОНИКЕ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

В 1972 г. издательство «Наука» выпустило фундаментальные монографии Ю. М. Пушаровского (1972₁) и Г. Б. Удинцева (1972), посвященные тектонике Тихого океана и обрамляющих его геосинклинальных и складчатых сооружений. Обе книги суммируют огромный фактический материал, накопленный за последнее десятилетие, и восполняют существенный пробел не только в отечественной, но и в мировой геологической литературе.

В работе виднейшего знатока геологии Тихоокеанского складчатого пояса Ю. М. Пушаровского впервые с единых идейных и методических позиций рассматривается тектоника всего тихоокеанского сегмента земной коры, ограниченного, согласно определению, древними платформами Азии, Австралии и обеих Америк и охватывающего почти половину поверхности геоида. В понятии о тихоокеанском сегменте Ю. М. Пушаровский воплощает идеи о диссимметрии Земли, поставленные в общем натурфилософском аспекте В. И. Вернадским в лекциях, прочитанных им в Сорбонне в 1923—1924 гг., развитые в его посмертно изданной «книге жизни» (Вернадский, 1965) и утвержденные в плане соотношения разновозрастных складчатых систем Н. С. Шатским (1956, 1957) и Н. П. Херасковым (1963).

Круг проблем, освещенных Ю. М. Пушаровским, очень широк. Вслед за описанием основ методики составления «Тектонической карты тихоокеанского сегмента Земли» (1970) автор определяет понятие о Тихоокеанском тектоническом поясе и дает сжатую характеристику входящих в его состав складчатых зон. Их сравнительный анализ приводит автора к мысли о необходимости выделения наряду с эв- и миогеосинклиналиями промежуточной группы «миктогеосинклиналей». Дальнейшее сравнение складчатых зон и современных геосинклинальных структур позволяет Ю. М. Пушаровскому уточнить понятия о «континентальных» и «океанических» геосинклиналиях и поставить вопрос о более дробной классификации каждой из этих групп. Значительное внимание в книге уделено вопросам систематики и генезиса вулканических и гранитоидных поясов и их связи с различными типами структур, а также вопросам о влиянии геосинклинальных процессов, происходивших в Тихоокеанском поясе, на преобразование обрамляющих его платформ и складчатых сооружений. В заключительных главах проводится тектоническое районирование ложа Тихого океана и рассматриваются проблемы возраста и происхождения тихоокеанского сегмента земной коры в целом.

Более описательный характер имеет работа Г. Б. Удинцева. В ней подробно изложена новая тщательно проинтерпретированная геолого-геоморфологическая и геофизическая информация, наглядно свидетельствующая об огромных успехах, которые достигнуты в изучении геологии океанического дна со времени опубликования в 1964 г. близкого по теме исследования Г. Менарда (1966). В книге вслед за очерком изученности ложа Тихого океана вниманию читателей предлагается общая схема его рельефа, позволяющая выделить наиболее значительные морфоструктурные провинции. К их числу относятся: котловины, сводовые и глыбовые поднятия и вулканические хребты, мобильный внутриокеанический пояс Тихого океана и обрамление ложа океана, или «переходная зона», представленная подводными окраинами материков, горными сооружениями островных дуг с сопряженными с ними глубоководными впадинами и желобами. Дальнейшая подробная характеристика геоморфологии, тектоники и глубинного строения проводится по этой схеме. В заключительной главе, синтезирующей изложенный фактический материал, рассматриваются проблемы происхождения и развития рельефа и структуры океанического дна.

Несмотря на различие в трактовке многих проблем, обе книги могут рассматриваться в качестве расширенных пояснительных записок к опубликованной под редакцией обоих авторов и уже получившей широкое признание «Тектонической карте тихо-

океанского сегмента Земли» (1970). Из краткого изложения содержания книг видно, что эти «записки» ни в коей мере не дублируют друг друга, так как, не говоря о различиях авторских взглядов на многие кардинальные геологические проблемы, монография Ю. М. Пушаровского посвящена главным образом структуре обрамления Тихого океана — Тихоокеанскому поясу, тогда как в книге Г. Б. Удницца рассматривается преимущественно тектоника ложа самого океана и в меньшей мере его подводных окраин, трактуемых обоими авторами с полным основанием в качестве современных геосинклинальных систем.

Крупнейшее значение обоих исследований для установления взаимосвязи тектонических процессов в континентальных и океанических блоках земной коры, для совершенствования геосинклинальной теории и гипотез талассогенеза, а в конечном счете для познания глобальных закономерностей структуры Земли и ее развития несомненно не требует особого обсуждения. В рамках статьи важнее остановиться хотя бы на некоторых дискуссионных вопросах, имеющих как в одной, так и в другой монографии.

Говоря о «самом общем тектоническом районировании земного шара» (стр. 18), Ю. М. Пушаровский выделяет «пять крупнейших тектонически разнородных единиц». Две первые единицы являются предметом исследования: это ложе Тихого океана и обрамляющий его Тихоокеанский тектонический пояс. В качестве третьей единицы выделяется «Главный Евразийский тектонический пояс», его структурное единство не вызывает сомнения. Что же касается четвертой и пятой единиц, то к ним автор относит «северный и южный ряды платформ с соответствующими складчатыми поясами и частями Мирового океана» (стр. 208, курсив мой.—К. Б.). Здесь видно использование разных признаков для первых, трех и последних двух «тектонических единиц». В первом случае превалируют структурные и ассоциирующиеся с ними вещественные признаки. Выделяемые единицы рассматриваются как «естественные ассоциации» крупных структурных областей (стр. 18). Во втором случае критерием выделения служит положение разнородных структурных элементов земной коры по отношению к плоскости биполярной асимметрии геонда. Представляется, что при всем значении меридиональной и биполярной асимметрии в размещении глобальных структурных элементов земной коры на разных стадиях ее развития сама асимметрия, во избежание логического круга, не может служить классификационным признаком. Выделение «тектонических единиц» по этому признаку приводит к искусственному объединению одних современных структурных форм и рассеению других. Объединение в одну «тектоническую единицу» лавразийской группы континентов и во вторую гондванской группы вместе с разделяющими их частями Мирового океана проводится вопреки принципиальным структурным различиям между континентальными и океаническими блоками земной коры, хотя именно на этом основано районирование тихоокеанского сегмента. Вместе с тем оказывается рассеченной единая современная структура Атлантики.

Представляется, что наиболее общие глобальные особенности структуры Земли выражаются в существовании системы Мирового океана и включенных в нее континентальных масс. Пространственные и структурные соотношения тех и других позволяют выделять тихоокеанский сегмент с его дугообразным обрамлением складчатыми и геосинклинальными системами. Противопоставлен ему может быть только атлантический сегмент в целом (Зюсс, Вернадский, Штилле, Херасков и др.) с присущим ему «пятнисто-полосовым» размещением структурных элементов того же ранга. Дальнейшие более мелкие градации выражаются отдельными структурными формами континентального и океанического типов.

Предложенная Ю. М. Пушаровским систематика, в которой структуры Атлантического и Индийского океанов рассматриваются лишь как части биполярных структурных единиц, т. е. отнесены к более мелкому порядку структур, чем, скажем, «Главный Евразийский тектонический пояс», связана с общей концепцией автора, утверждающего, что «ни один из океанов по основным чертам тектонического плана не имеет аналогов» (стр. 178). Тихий океан рассматривается как надисторическая категория, автор предполагает, что его существование отражает «первичную неоднородность» в распределении планетного вещества. Поэтому в отличие от используемого В. И. Вернадским и Н. С. Шатским термина «диссимметрия» Ю. М. Пушаровский предпочитает говорить об «асимметрии», которая, по его мнению, охватывает тектоносферу в целом и может называться «главной асимметрией тектоносферы Земли» (стр. 205).

К этим важнейшим теоретическим представлениям автора я вернусь ниже, здесь же отмечу спорность противопоставления идей о диссимметрии Земли В. И. Вернадского идеям Н. С. Шатского (Пушаровский, 1972, стр. 202, 203).

Действительно, В. И. Вернадский обращает внимание в первую очередь на нарушение сплошности сфер Земли, на различие в строении коры под континентами и океанами, на «геологическое, геохимическое и минералогическое воздействие подобной диссимметрии в структуре земной коры», которое «чрезвычайно велико и может быть замечено на каждом шагу» (Вернадский, 1934, стр. 281), причем «проявлением ее, наиболее резким и наиболее доступным для геологических исканий, является область Тихого океана» (Вернадский, 1965, стр. 114). Н. С. Шатский, развивая ту же идею нарушения симметрии и посчитав необходимым прямо сослаться на В. И. Вернадского (Шатский, 1960, стр. 17), находит ее воплощение в наложении на «нормальный процесс развития складчатых зон» процесса развития Тихоокеанского складчатого пояса, асин-

хронного по отношению к герцинидам и альпидам атлантического сегмента Земли. Следовательно, идеи Н. С. Шатского, предполагавшего начало развития Тихоокеанского пояса в конце палеозоя, касаются не «совершенно другого явления на Земле» (Пушаровский, 1972, стр. 203), а лишь конкретизируют с точки зрения развития складчатых систем «геологическое... воздействие подобной диссимметрии», которую В. И. Вернадский, учитывая данные по глубокофокусным землетрясениям, распространяет на всю «астеносферу» — «на 600 км и глубже» (Вернадский, 1965, стр. 119). Там же он пишет: «Астеносфера на нашей планете резко распадается на две части. На большей части планеты, примерно больше двух третей, она не идет так глубоко внутрь планеты, как под Тихим океаном, — примерно трети поверхности планеты». Отсюда ясен глубокий тектонический смысл позиции В. И. Вернадского наряду с ее геохимическим и металлогеническим значением. Поэтому с ремаркой Ю. М. Пушаровского «...В. И. Вернадский о тектонической диссимметрии ничего не писал» (подстрочное примечание к стр. 203) согласиться нельзя.

По-видимому, требует уточнения и тезис о резком несопадении возраста складчатых сооружений периферии Тихого океана и остальных частей континентов и о невозможности использования европейской, или как сейчас можно говорить, евразийской номенклатуры (я имею в виду Тектоническую карту Евразии) для их расчленения. После исследований Н. С. Шатского и большой группы его последователей, развенчавших положение об одновременности не только промежуточных, но и завершающих фаз складчатости даже в пределах отдельных геосинклинальных систем, после построения Тектонической карты Евразии и подобной же Тектонической карты Северной Америки (Кинг, 1969 г.) вряд ли найдется широкий круг исследователей, склонных придавать всеобщее и строгое хроностратиграфическое значение «завершающей складчатости». Тем не менее это не умаляет смысла разделения тектонической истории Земли на крупные эпохи. Для фанерозоя они имеют универсальное значение, хотя и проявляются в конкретных структурных условиях — в областях различной степени стабилизации земной коры в разных формах. Выделение тектонических этапов — байкальского, каледонского, герцинского и т. д., несмотря на разновременность завершения геосинклинального процесса в отдельных регионах, которая достигает одного-двух периодов хроностратиграфической шкалы (от карбона до раннего триаса для герцинид, т. е. 60—70 млн. лет), является наиболее приемлемой формой упорядочения тектонического материала. Оно помогает анализу эволюции тектонических процессов в истории Земли и облегчает сравнительную характеристику крупных структурных форм удаленных друг от друга регионов и разных континентов. Поэтому вывод автора о том, что «для районов, находящихся за пределами Европы, нецелесообразно пользоваться собственными наименованиями эпох складчатости; их необходимо датировать, пользуясь единицами относительной геохронологической шкалы» (стр. 11); что «основанием к тому является доказанное положение, что тектонические эпохи, впервые установленные в Европе (каледониды, герциниды, альпиды), были распространены часто без основания на все континенты» (там же), представляется мне преждевременным. Неубедительной звучит и ссылка Ю. М. Пушаровского на высказывание А. Л. Яншина о том, что в истории Земли эпохи складчатости не приурочены к определенным хронологическим уровням. Это по праву широко признанное положение не помешало А. Л. Яншину с успехом положить в основу построения Тектонической карты Евразии подразделение крупнейших структурных областей на байкалиды, ранние и поздние каледониды и т. д. Та же номенклатура тектонических эпох используется, хотя и с некоторыми оговорками, Ф. Кингом (1972) для Северной Америки. В частности, к каледонидам отнесены Восточно-Гренландский и Иннуитский складчатые пояса. Отсутствуют веские причины, препятствующие относить и Аппалачский пояс к мировой системе взаимосвязанных каледонских и герцинских складчатых сооружений.

К этому следует добавить, что проявления складчатости, в том числе и «завершающей» для того или иного региона, далеко не всегда, а чаще в виде исключений, совпадают с окончанием указанных тектонических эпох. За складчатостью следует орогенез с образованием германотипных тектонических форм и относительное выравнивание горных сооружений, которые, по-видимому, целесообразно относить к тем же эпохам тектогенеза. Процессы последующей деструкции ранее созданных структур, также не строго синхронные в разных тектонических зонах, активизируются с наступлением новой тектонической эпохи.

В Тихоокеанском поясе, обычно служащем примером несоответствия возраста складчатости европейским стандартам, Н. А. Богданов (1973) вполне обоснованно выделяет позднебайкальскую, каледонскую и варисийскую эпохи тектогенеза. Они фиксируются не только завершением складчатости в отдельных системах палеозойских геосинклиналей, но и заложением новых геосинклинальных прогибов, эволюционирующих от этапа к этапу по своим формам и структурному положению. Таким образом, асинхронность складчатых систем, входящих в состав Тихоокеанского пояса, по отношению к системам атлантического сегмента Земли четко проявилась только в мезозое и кайнозое. Она выражается в присутствии только в Тихоокеанском поясе ранних и поздних мезозой и в незавершенном эпигеосинклинальном орогенезе в кайнозоидах. Причины столь позднего проявления асинхронности, однако не более чем на один-два периода геохронологической шкалы с максимумом 100 млн. лет, в двух различных сегментах Земли неясны и заслуживают особого обсуждения.

Итак, отказываться от устоявшейся номенклатуры тектонических эпох и переходить к изображению складчатых систем при составлении обзорных и мировых тектонических карт по возрастам относительной геохронологической шкалы, видимо, преждевременно. К тому же помимо сложности межрегиональных и межконтинентальных сопоставлений это породит новые споры: здесь и вопрос о необходимой и достаточной степени точности в использовании датировок, и ряд неудобств, когда один и тот же взаимосвязанный структурный комплекс или складчатую систему придется делить на части, исходя из скольжения времени складчатости, из одного периода или даже эры в другую (пример Урала, южного и северного Сихотэ-Алиня и т. п.). Более насущным является не отказ от прежней номенклатуры, а уточнение критериев, по которым определяется возраст складчатых систем («завершающая складчатость»), в придании правилу их выделения универсальности. Этот возраст определится то по началу образования верхней или даже нижней молассы, то по завершению их формирования, то по появлению предположительно «платформенных» магматических пород (платобазальты). В результате тождественные по возрастным параметрам складчатые системы датируются то герцинидами, то ранними мезозоидами и т. п. С этим, в частности, связаны давние споры о возрасте Корякской складчатой системы, относимой одними исследователями к кайнозоидам, другими — к поздним мезозоидам, и о выделении герцинских или раннемезозойских складчатых систем в Центральной Азии (Внутренне-Монгольская и др.).

Особый интерес представляют поставленные Ю. М. Пушаровским вопросы о связи Тихого океана с «первичной неоднородностью строения и состава» тектоносферы Земли (стр. 205) и об отсутствии аналогий между океанами «по основным чертам тектонического плана» (стр. 178). Что касается первой из этих проблем, то данных для ее решения недостаточно. Мало способствует этому и сравнение со структурной асимметрией Луны. Более важно, что ограничения «тихоокеанского типа» — геосинклинальные пояса, параллельные границам океана, возникли не ранее 1300—1400 млн. лет, т. е. в начале позднего протерозоя (Борукаев, 1970; Берзин, 1970; Карта тектоники докембрия..., 1972; Богданов, 1973, и др.). Вряд ли можно сомневаться в том, что образование окраинных геосинклинальных поясов обусловлено длительным взаимодействием океанического и континентального сегментов. «Это взаимодействие выражается, во-первых, в создании у подножия материковых склонов достаточно мощной линзы... обломочного материала, способного в определенных термодинамических условиях дать начало гранито-метаморфическому слою, во-вторых, в широком развитии межсегментных разломов, приводящих к усилению теплового потока и магматической проницаемости и к созданию компенсационных по отношению к накапливающейся осадочной линзе поднятий, прогибов и складчатости» (Боголепов, Чиков, 1972, стр. 35). Вероятно, зависимость между возрастом океана и временем, необходимым для образования пограничных геосинклинальных систем, определяет существование выделенных еще Зюссом тихоокеанского и атлантического типов побережий. Возраст Атлантического океана может оцениваться в 150 млн. лет. Однако уже в течение этого времени в основании его материковых моноклиналей сформировались прогибы, выполненные мощными осадочными линзами, в которых нетрудно увидеть выражение эмбриональных стадий развития геосинклинальных систем. Намечается сходство между этими образованиями и элементарно построенными позднедокембрийскими геосинклиналями, заложившимися у «континентального уступа материков» Тихого океана (Богданов, 1973). Очень характерно отмеченное Н. А. Богдановым расширение фронта геосинклиналей от рифей к палеозою и появление структур типа островных дуг только на герцинском этапе. Приведенные общие, конечно тоже гипотетичные, соображения наряду с секущими положением позднепротерозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса по отношению к складчатым поясам, формирующим древние платформы, дают основание оспаривать «первичность» впадины Тихого океана и предполагать, что условия поляризации тихоокеанского и атлантического сегментов с присущей последней концентрацией сиалической коры могли возникнуть не раньше конца раннего протерозоя.

Из концепции Ю. М. Пушаровского о связи Тихого океана с «первичной неоднородностью» вещества планеты и о «вторичности» остальных океанов, из фиксизма при рассмотрении структуры тихоокеанского сегмента и в то же время из допущения «большой роли» крупных движений блоков тектоносферы при образовании структурного плана «материкового» (стр. 208), т. е. атлантического, сегмента, что одно с другим, как признает и сам автор, трудно согласовать, вытекает уже упоминавшийся тезис, имеющий принципиальное значение: «Ни один из океанов по основным чертам тектонического плана не имеет аналогов» (стр. 178). Попытка рассмотреть этот вопрос путем сравнительного анализа современных структурных провинций ложа Мирового океана была сделана нами недавно (Боголепов, Чиков, 1972). Поэтому останавливаться на нем я не буду. Отмечу только следующее. «Мобильный внутритрокеанский пояс Тихого океана» (Удинцев, 1972, стр. 249), несмотря на его асимметричное положение и некоторые морфологические особенности, несомненно принадлежит к мировой системе рифтовых поясов. Его «осевую тектонически активную зону» Г. Б. Удинцев (стр. 230) считает возможным называть «рифтовой». Существует явная аналогия между океаническими плитами Атлантического и Тихого океана к востоку от «Линии МСНС» Уилсона (Wilson, 1965). В обоих случаях они связаны латеральными переходами с поясами рифтовых структур. Имеются значительные черты сходства между областями вулкани-

ческих структур Тихого и Индийского океанов. Они осложняют строение наиболее древних частей океанических плит (северо-западная часть Тихого океана к западу от «Линии МСНС», восточная часть Индийского океана, тяготеющая к Зондской геосинклинальной системе). Эти данные привели нас к выводу, противоположному точке зрения Ю. М. Пушаровского: «Устанавливается структурное единство дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Различия между ними выражаются лишь количественными соотношениями однотипных провинций» (Богданов, Чиков, 1972, стр. 33). Конечно, полного тождества структурных провинций ложа океанов и их пространственного размещения нет (что в первую очередь связано с различиями в возрасте и длительности эволюции), как нет полного тождества и между провинциями одного класса на континентах (складчатыми поясами, орогенами, платформами). Но это не препятствует ни их типизации по наиболее существенным признакам, ни проведению аналогий между крупными элементами земной коры по основным чертам их тектонических планов.

В связи с районированием ложа Тихого океана хочется обратить внимание на некоторые вопросы терминологии. Подчеркивая геоморфологические различия разных отрезков Восточно-Тихоокеанского хребта, а также его «отнодь не срединное» положение в Тихом океане (стр. 179), Ю. М. Пушаровский предлагает различные его части именовать «талассоарсисом» и «океаническим шрамом». Не вдаваясь в дальнейшую дискуссию о целесообразности использовать в данном случае термины «срединно-океанический хребет» или «пояс внутриокеанических рифтовых структур» (этот вопрос неоднократно обсуждался и в нашей и в зарубежной печати и затрагивался выше), заметим следующее. Термин «талассоарсис» («талассо» — морской, океанический, «арсис» — поднятие) по словосочетанию нейтрален. Он может быть применен к любой положительной морфоструктуре океанического дна (своду, куполу, валу и т. п.). Он/не выражает специфику строения ни Южно-Тихоокеанского хребта с его грядовым характером расчлененности и отмеченными, хотя и не повсеместно, рифтовыми желобами, ни Восточно-Тихоокеанского хребта с его четко выраженной разломной структурой и спорадически развитыми осевыми и прибортовыми линейными впадинами. Морфология этих структур описана Г. Б. Удинцевым (стр. 230—241).

Севернее, на непосредственном продолжении «талассоарсиса», в пределах поднятия Альбатрос и вплоть до Калифорнийского залива, по Ю. М. Пушаровскому, протягивается «океанический шрам». По Словарю синонимов русского языка (1971), «шрам» или «рубец» — след на теле от зажившей раны. Учитывая высокую тектоническую активность этой зоны, высокие значения теплового потока и сейсмичности, непосредственную связь с Калифорнийским заливом и его разорванным «гранитно-метаморфическим слоем», вряд ли эту структуру можно считать «зажившей раной» земной коры. К тому же рельеф осевой зоны поднятия Альбатрос, особенно к северу от 10-й параллели, характеризующийся симметричными грядами и желобами, как и полосовые магнитные аномалии, присущие срединно-океаническим хребтам и хорошо прослеживающиеся «до самого горла Калифорнийского залива» (Удинцев, 1972), мало чем отличаются «океанский шрам» от выделяемого южнее «талассоарсиса». Можно напомнить, что расположенные непосредственно к северо-западу от Калифорнийского побережья подводные хребты Герда и Хуан-де-Фука обладают типичной рифтовой структурой, ничем не отличающейся от рифтовой структуры Срединного Атлантического хребта (данные Atwater and Mudie, 1968 и другие, приведенные Удинцевым, стр. 246).

Двойственную природу имеет термин «талассоген», предложенный Ю. М. Пушаровским взамен справедливо критикуемого им термина «талассократон». Автор отмечает, что «по смыслу (термин) соответствует тектонической зоне, генетически приуроченной к океану» (стр. 180). Однако в словосочетании «талассоген» — «талассогенез» (тафрогенез, «металлогенез» и т. п.) он может рассматриваться как структура, являющаяся причиной образования океана, т. е. содержит сугубо гипотетические и вряд ли приемлемые в широких масштабах представления о генетическом механизме, противоположные более обоснованным гипотезам о раздвиговой — рифтогенной природе преобладающих пространств океанического ложа. В более узкой формулировке автора не хватает конкретности — существует множество тектонических зон самого разнообразного типа, «генетически приуроченных к океану». Основным же недостатком этого термина следует считать отсутствие в нем структурной информации. С этой точки зрения более приемлемо название «океаническая плита». Ему не противоречит «включение» в состав плит областей вулканических поднятий и сводово-глыбовых структур, как не противоречит понятию «континентальная плита» существование вулканических и сводово-глыбовых поднятий (хр. Пуротан) в Тунгусской синеклизе или на плато Декана с их покровами, силами и интрузиями базальтоидов, входящими в состав платформенного чехла.

Можно продолжить дискуссию и по некоторым другим выдвинутым Ю. М. Пушаровским проблемам (значение и методы выделения «миктогеосинклиналей», целесообразность оперирования двойной номенклатурой: эвгеосинклинали — многоэосинклинали и талассоэосинклинали — континентальные геосинклинали, роль «геосинклинального резонанса» в формировании дейтероорогенных структур и т. п.), но все это еще раз свидетельствует о большой актуальности работы, представляющей собой очень крупный вклад в геологию тихоокеанского сегмента Земли.

В отличие от работы Ю. М. Пушаровского с ее креном в область анализа генетических и историко-тектонических проблем книга Г. Б. Удинцева является подробной сводкой новейшего фактического материала по современным морфоструктурам океанического ложа. В теоретических выводах, изложенных главным образом в заключительной главе, автор следует известной гипотезе «глобальной тектоники», разработанной Х. Ле Пишоном (Le Pichon, 1968), Б. Айзексом, И. Оливером и Л. Сайксом (Isaaks et al., 1968) и рядом других исследователей. Критике этой гипотезы посвящены многочисленные работы советских и зарубежных авторов (Белоусов, 1972; Пушаровский, 1972; Meyerhoff A., Meyerhoff H., 1972, 2 и др.), и останавливаться на этом вопросе я не буду. Отмечу только, что в представлениях о глубинном механизме расширения дна океана и движения литосферных плит автор, следуя за Ван Беммеленом (1970), Е. В. Артюшковым (1968, 1970) и О. Г. Сорохтиным (1971), привлекает представления о гравитационных перемещениях и химической дифференциации вещества нижней мантии. Перспективность этих гипотез уже отмечалась в печати (В. Е. Хаин и др.). Кажется привлекательным, что выделяемые Г. Б. Удинцевым «три направления развития земной коры» (стр. 356, 357) — рифтогенез, или «георифтогенальный процесс формирования коры океанического типа», «платформенный процесс формирования магматической части „второго“ слоя коры океанического типа» и геосинклинальный процесс — рассматриваются им как «фазы» единой глобальной физико-химической дифференциации вещества, охватывающего мантию до ее границы с ядром. Однако в трактовке структур, обусловленных «платформенным процессом», а следовательно, в представлениях Г. Б. Удинцева о талассократоне и его границах есть противоречия. Соглашаясь с построениями И. Т. Уилсона, Г. Б. Удинцев отмечает тесную структурную связь основания океанических котловин, расположенных к востоку от «Линии МСНС», с молодым «рифтогенальным внутриокеаническим поясом». Что касается пространства к западу от «Линии МСНС», то Г. Б. Удинцев полагает, что оно обладает корой, происхождение которой «следует связывать с более древним циклом георифтогенального процесса, когда положение рифтовой зоны были иным, либо видеть в ней результаты иного платформенного процесса развития коры — в результате выплавления базальтов не в рифтовой зоне, а на всем пространстве талассократона» (Удинцев, 1972, стр. 257, 258). Несмотря на это, при структурных построениях к числу «молодых талапленов» Г. Б. Удинцев отнес только океанические котловины (Чилийскую, Перуанскую и др.), лежащие к востоку от Тихоокеанского «георифтогенального пояса» (рис. 22).

Думается, что уже сейчас есть достаточные основания выделять по крайней мере два типа океанических плит (Боголепов, Чиков, 1972). Плиты первого типа, который мы ранее назвали атлантическим или восточнотихоокеанским, непосредственно примыкают как с востока, так и с запада к поясу рифтовых структур. Их наиболее характерным примером может служить Северо-Восточная котловина. Для нее характерно сохранение общего плана «зеврового» магнитного поля, а также постепенное выклинивание и сокращение стратиграфического объема осадочного слоя по направлению к поясу рифтовых структур. На плитах этой категории наиболее четко выражена система трансформных разломов. Второй, западнотихоокеанский тип плит располагается к западу от «Линии МСНС» и ассоциируется с системами сводово-глыбовых и вулканических поднятий. Для него характерно преобладание овально-мозаичной структуры аномального магнитного поля, нередко накладывающейся на аномалии линейного типа. Видимо, только для этих наиболее древних частей океанического ложа (Менард, Уилсон и др.) целесообразно использовать понятие «талассократон».

Недостаточно убедительным в классификации положительных структурных элементов океанического ложа представляется разделение Г. Б. Удинцевым «сводовых поднятий и вулканических хребтов» и «глыбовых поднятий и горных хребтов». Вопрос о сводовой (преимущественное развитие пликативных форм) или глыбовой (преобладание дизъюнктивных составляющих) природе вызывает дискуссию даже для детально изученных горных систем континентов (Тянь-Шань, Восточное и Западное Забайкалье и т. д.). Критериев для подобного подразделения океанических структурных форм, очевидно, еще меньше, тем более что этот вопрос осложняется широким развитием вулканических построек и вероятных трещинных излияний базальтовых лав. В свете этого характерно, что Гавайский хребет, относимый автором к категории «сводовых поднятий с надстраиваемыми их вулканическими горами» (стр. 186), располагается, по данным Ф. Спайса и его соавторов (Spiess et al., 1969), в пределах крупной зоны скалывания, а главные вулканические сооружения и оси поднятий приурочены к пересечению Гавайского пояса трансформными разломами и системами эшелонированных сбросов.

При всей дискуссионности многих, часто противоположных концепций, развиваемых Г. Б. Удинцевым и Ю. М. Пушаровским, обе книги представляют большой интерес и наглядно свидетельствуют об успехах в исследовании тектоники океанического дна. Актуальность обеих книг уже оценена читателями. Немедленно после выхода из печати они стали библиографической редкостью. Можно только пожалеть, что эти работы опубликованы столь малым тиражом. Являясь крупным вкладом в науку, они заслуживают самого внимательного изучения и серьезных размышлений широкого круга геологов.

Литература

- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.—Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли, 1968, № 9.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.—Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли, 1970, № 5.
- Белоусов В. В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Берзин Н. А. Тектоника докембрия Южной Америки.—Геотектоника, 1970, № 8.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана.—Автореф. докт. дис., Геол. ин-т АН СССР, М., 1973.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М. Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения.—Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии.—Геол. и геофиз., 1970, № 8.
- Ван Беммелен Р. У. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 4. М., Гореонефтеиздат, 1934.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.
- Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1:15 000 000. Ред. Ю. А. Косыгин. ГУГК СМ СССР, 1972.
- Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов.—Геотектоника, 1972, № 6.
- Словарь синонимов русского языка, т. II. Л., «Наука», 1971.
- Сорохтин О. Г. Физико-химические процессы образования ядра Земли и химизм гравитационной дифференциации вещества Земли.—Докл. АН СССР, 1971, 198, № 6.
- Тектоническая карта тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1:10 000 000. Отв. ред. Ю. М. Пуцаровский и Г. Б. Удинцев. ГУГК СМ СССР, 1970.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. (гл. ред.). Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1:5 000 000. М., 1956.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.—Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1960, № 11.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. М-б 1:5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Isaaks B., Oliver I., Sykes L. Seismology and the new global tectonics.—J. Geophys. Res., 1968, 73, No. 18.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.—J. Geophys. Res., 1968, 72, No. 12.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. The New Global Tectonics: Major Inconsistencies.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, 56/2.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. New Global Tectonics: Age of Linear Magnetic Anomalies of Ocean.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, 56/2.
- Spiess F. N. et al. Detailed geophysical studies on the Northern Hawaiian Archusing a deeply towed instrument package.—Marine geol., 1969, 7, No. 6.
- Wilson I. T. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of scientific Unions line: Prospected Western margin of the East Pacific ridge.—Nature, 1965, 207, No. 5000.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
4 апреля 1973 г.

Итак, отказываться от устоявшейся номенклатуры тектонических эпох и переходить к изображению складчатых систем при составлении обзорных и мировых тектонических карт по возрастам относительной геохронологической шкалы, видимо, преждевременно. К тому же помимо сложности межрегиональных и межконтинентальных сопоставлений это породит новые споры: здесь и вопрос о необходимой и достаточной степени точности в использовании датировок, и ряд неудобств, когда один и тот же взаимосвязанный структурный комплекс или складчатую систему придется делить на части, исходя из скольжения времени складчатости, из одного периода или даже эры в другую (пример Урала, южного и северного Сихотэ-Алиня и т. п.). Более насущным является не отказ от прежней номенклатуры, а уточнение критериев, по которым определяется возраст складчатых систем («завершающая складчатость»), в придании правду их выделения универсальности. Этот возраст определяется то по началу образования верхней или даже нижней молассы, то по завершению их формирования, то по появлению предположительно «платформенных» магматических пород (платобазальты). В результате тождественные по возрастным параметрам складчатые системы датируются то герцинидами, то ранними мезозоидами и т. п. С этим, в частности, связаны давние споры о возрасте Корякской складчатой системы, относимой одними исследователями к кайнозойдам, другими — к поздним мезозойдам, и о выделении герцинских или раннемезозойских складчатых систем в Центральной Азии (Внутренне-Монгольская и др.).

Особый интерес представляют поставленные Ю. М. Пушаровским вопросы о связи Тихого океана с «первичной неоднородностью строения и состава» тектоносферы Земли (стр. 205) и об отступлении аналогий между океанами «по основным чертам тектонического плана» (стр. 178). Что касается первой из этих проблем, то данных для ее решения недостаточно. Мало способствует этому и сравнение со структурной асимметрией Луны. Более важно, что ограничения «тихоокеанского типа» — геосинклинальные пояса, параллельные границам океана, возникли не ранее 1300—1400 млн. лет, т. е. в начале позднего протерозоя (Борукаев, 1970; Берзин, 1970; Карта тектоники докембрия..., 1972; Богданов, 1973, и др.). Вряд ли можно сомневаться в том, что образование окраинных геосинклинальных поясов обусловлено длительным взаимодействием океанического и континентального сегментов. «Это взаимодействие выражается, во-первых, в создании у подножия материковых склонов достаточно мощной линзы... обломочного материала, способного в определенных термодинамических условиях дать начало гранито-метаморфическому слою, во-вторых, в широком развитии межсегментных разломов, приводящих к усилению теплового потока и магматической проницаемости и к созданию компенсационных по отношению к накапливающейся осадочной линзе поднятий, прогибов и складчатости» (Боголепов, Чиков, 1972, стр. 35). Вероятно, зависимость между возрастом океана и временем, необходимым для образования пограничных геосинклинальных систем, определяет существование выделенных еще Зюссом тихоокеанского и атлантического типов побережий. Возраст Атлантического океана может оцениваться в 150 млн. лет. Однако уже в течение этого времени в основании его материковых моноклиналей сформировались прогибы, выполненные мощными осадочными линзами, в которых нетрудно увидеть выражение эмбриональных стадий развития геосинклинальных систем. Намечается сходство между этими образованиями и элементарно построенными позднекембрийскими геосинклиналями, заложившимися у «континентального уступа материков» Тихого океана (Богданов, 1973). Очень характерно отмеченное Н. А. Богдановым расширение фронта геосинклиналей от рифей к палеозою и появление структур типа островных дуг только на герцинском этапе. Приведенные общие, конечно тоже гипотетичные, соображения наряду с секущим положением позднепротерозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса по отношению к складчатым поясам, формирующим древние платформы, дают основание оспаривать «первичность» впадины Тихого океана и предполагать, что условия поляризации тихоокеанского и атлантического сегментов с присущей последней концентрацией сиалической коры могли возникнуть не раньше конца раннего протерозоя.

Из концепции Ю. М. Пушаровского о связи Тихого океана с «первичной неоднородностью» вещества планеты и о «вторичности» остальных океанов, из фиксизма при рассмотрении структуры тихоокеанского сегмента и в то же время из допущения «большой роли» крупных движений блоков тектоносферы при образовании структурного плана «материкового» (стр. 208), т. е. атлантического, сегмента, что одно с другим, как признает и сам автор, трудно согласовать, вытекает уже упоминавшийся тезис, имеющий принципиальное значение: «Ни один из океанов по основным чертам тектонического плана не имеет аналогов» (стр. 178). Попытка рассмотреть этот вопрос путем сравнительного анализа современных структурных провинций ложа Мирового океана была сделана нами недавно (Боголепов, Чиков, 1972). Поэтому останавливаться на нем я не буду. Отмечу только следующее. «Мобильный внутритрокеанический пояс Тихого океана» (Удинцев, 1972, стр. 249), несмотря на его асимметричное положение и некоторые морфологические особенности, несомненно принадлежит к мировой системе рифтовых поясов. Его «осевую тектонически активную зону» Г. Б. Удинцев (стр. 230) считает возможным называть «рифтовой». Существует явная аналогия между океаническими плитами Атлантического и Тихого океана к востоку от «Линии МСНС» Уилсона (Wilson, 1965). В обоих случаях они связаны латеральными переходами с поясами рифтовых структур. Имеются значительные черты сходства между областями вулкани-

ческих структур Тихого и Индийского океанов. Они осложняют строение наиболее древних частей океанических плит (северо-западная часть Тихого океана к западу от «Линии МСНС», восточная часть Индийского океана, тяготеющая к Зондской геосинклинальной системе). Эти данные привели нас к выводу, противоположному точке зрения Ю. М. Пушаровского: «Устанавливается структурное единство дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Различия между ними выражаются лишь количественными соотношениями однотипных провинций» (Богданов, Чиков, 1972, стр. 33). Конечно, полного тождества структурных провинций ложа океанов и их пространственного размещения нет (что в первую очередь связано с различиями в возрасте и длительности эволюции), как нет полного тождества и между провинциями одного класса на континентах (складчатыми поясами, орогенами, платформами). Но это не препятствует ни их типизации по наиболее существенным признакам, ни проведению аналогий между крупными элементами земной коры по основным чертам их тектонических планов.

В связи с районированием ложа Тихого океана хочется обратить внимание на некоторые вопросы терминологии. Подчеркивая геоморфологические различия разных отрезков Восточно-Тихоокеанского хребта, а также его «отнодь не срединное» положение в Тихом океане (стр. 179), Ю. М. Пушаровский предлагает различные его части именовать «талассоарсисом» и «океаническим шрамом». Не вдаваясь в дальнейшую дискуссию о целесообразности использовать в данном случае термины «срединно-океанический хребет» или «пояс внутриокеанических рифтовых структур» (этот вопрос неоднократно обсуждался и в нашей и в зарубежной печати и затрагивался выше), заметим следующее. Термин «талассоарсис» («талассо» — морской, океанический, «арсис» — поднятие) по словосочетанию нейтрален. Он может быть применен к любой положительной морфоструктуре океанического дна (своду, куполу, валу и т. п.). Он выражает специфику строения ни Южно-Тихоокеанского хребта с его грядовым характером расчлененности и отмеченными, хотя и не повсеместно, рифтовыми желобами, ни Восточно-Тихоокеанского хребта с его четко выраженной разломной структурой и спорадически развитыми осевыми и прибортовыми линейными впадинами. Морфология этих структур описана Г. Б. Удинцевым (стр. 230—241).

Севернее, на непосредственном продолжении «талассоарсиса», в пределах поднятия Альбатрос и вплоть до Калифорнийского залива, по Ю. М. Пушаровскому, протягивается «океанический шрам». По Словарию синонимов русского языка (1971), «шрам» или «рубец» — след на теле от зажившей раны. Учитывая высокую тектоническую активность этой зоны, высокие значения теплового потока и сейсмичности, непосредственную связь с Калифорнийским заливом и его разорванным «гранитно-метаморфическим слоем», вряд ли эту структуру можно считать «зажившей раной» земной коры. К тому же рельеф осевой зоны поднятия Альбатрос, особенно к северу от 10-й параллели, характеризующийся симметричными грядами и желобами, как и полосовые магнитные аномалии, присущие срединно-океаническим хребтам и хорошо прослеживающиеся «до самого горла Калифорнийского залива» (Удинцев, 1972), мало чем отличаются «океанский шрам» от выделяемого южнее «талассоарсиса». Можно напомнить, что расположенные непосредственно к северо-западу от Калифорнийского побережья подводные хребты Герда и Хуан-де-Фука обладают типичной рифтовой структурой, ничем не отличающейся от рифтовой структуры Срединного Атлантического хребта (данные Atwater and Mudie, 1968 и другие, приведенные Удинцевым, стр. 246).

Двойственную природу имеет термин «талассоген», предложенный Ю. М. Пушаровским взамен справедливо критикуемого им термина «талассократон». Автор отмечает, что «по смыслу (термин) соответствует тектонической зоне, генетически приуроченной к океану» (стр. 180). Однако в словосочетании «талассоген» — «талассогенез» (тафрогенез, металлогенез и т. п.) он может рассматриваться как структура, являющаяся причиной образования океана, т. е. содержит сугубо гипотетические и вряд ли приемлемые в широких масштабах представления о генетическом механизме, противоположные более обоснованным гипотезам о раздвиговой — рифтогенной природе преобладающих пространств океанического ложа. В более узкой формулировке автора не хватает конкретности — существует множество тектонических зон самого разнообразного типа, «генетически приуроченных к океану». Основным же недостатком этого термина следует считать отсутствие в нем структурной информации. С этой точки зрения более приемлемо название «океаническая плита». Ему не противоречит «включение» в состав плит областей вулканических поднятий и сводово-глыбовых структур, как не противоречит понятию «континентальная плита» существование вулканических и сводово-глыбовых поднятий (хр. Пutoran) в Тунгусской синеклизе или на плато Декана с их покровами, силами и интрузиями базальтоидов, входящими в состав платформенного чехла.

Можно продолжить дискуссию и по некоторым другим выдвинутым Ю. М. Пушаровским проблемам (значение и методы выделения «миктогеосинклиналей», целесообразность оперирования двойной номенклатурой: эвгеосинклиналь — многогеосинклиналь и талассогеосинклиналь — континентальные геосинклиналь, роль «геосинклинального резонанса» в формировании дейтероорогенных структур и т. п.), но все это еще раз свидетельствует о большой актуальности работы, представляющей собой очень крупный вклад в геологию тихоокеанского сегмента Земли.

В отличие от работы Ю. М. Пушаровского с ее креном в область анализа генетических и историко-тектонических проблем книга Г. Б. Удинцева является подробной сводкой новейшего фактического материала по современным морфоструктурам океанического ложа. В теоретических выводах, изложенных главным образом в заключительной главе, автор следует известной гипотезе «глобальной тектоники», разработанной Х. Ле Пишоном (Le Pichon, 1968), Б. Айзексом, И. Оливером и Л. Сайксом (Isaaks et al., 1968) и рядом других исследователей. Критике этой гипотезы посвящены многочисленные работы советских и зарубежных авторов (Белоусов, 1972; Пушаровский, 1972; Meyerhoff A., Meyerhoff H., 1972, 2 и др.), и останавливаться на этом вопросе я не буду. Отмечу только, что в представлениях о глубинном механизме расширения дна океана и движения литосферных плит автор, следуя за Ван Беммеленом (1970), Е. В. Артюшковым (1968, 1970) и О. Г. Сорохтинным (1971), привлекает представления о гравитационных перемещениях и химической дифференциации вещества нижней мантии. Перспективность этих гипотез уже отмечалась в печати (В. Е. Хаин и др.). Кажется привлекательным, что выделяемые Г. Б. Удинцевым «три направления развития земной коры» (стр. 356, 357) — рифтогенез, или «георифтогенальный процесс формирования коры океанического типа», «платформенный процесс формирования магматической части „второго“ слоя коры океанического типа» и геосинклиальный процесс — рассматриваются им как «фазы» единой глобальной физико-химической дифференциации вещества, охватывающего мантию до ее границы с ядром. Однако в трактовке структур, обусловленных «платформенным процессом», а следовательно, в представлениях Г. Б. Удинцева о талассократоне и его границах есть противоречия. Соглашаясь с построениями И. Т. Уилсона, Г. Б. Удинцев отмечает тесную структурную связь основания океанических котловин, расположенных к востоку от «Линии МСНС», с молодым «рифтогенальным внутриокеаническим поясом». Что касается пространства к западу от «Линии МСНС», то Г. Б. Удинцев полагает, что оно обладает корой, происхождение которой «следует связывать с более древним циклом георифтогенального процесса, когда положение рифтовой зоны были иным, либо видеть в ней результаты иного платформенного процесса развития коры — в результате выплавления базальтов не в рифтовой зоне, а на всем пространстве талассократона» (Удинцев, 1972, стр. 257, 258). Несмотря на это, при структурных построениях к числу «молодых талапленов» Г. Б. Удинцев отнес только океанические котловины (Чилийскую, Перуанскую и др.), лежащие к востоку от Тихоокеанского «георифтогенального пояса» (рис. 22).

Думается, что уже сейчас есть достаточные основания выделять по крайней мере два типа океанических плит (Боголепов, Чиков, 1972). Плиты первого типа, который мы ранее назвали атлантическим или восточнотихоокеанским, непосредственно примыкают как с востока, так и с запада к поясу рифтовых структур. Их наиболее характерным примером может служить Северо-Восточная котловина. Для нее характерно сохранение общего плана «зеврового» магнитного поля, а также постепенное выклинивание и сокращение стратиграфического объема осадочного слоя по направлению к поясу рифтовых структур. На плитах этой категории наиболее четко выражена система трансформных разломов. Второй, западнотихоокеанский тип плит располагается к западу от «Линии МСНС» и ассоциируется с системами сводово-глыбовых и вулканических поднятий. Для него характерно преобладание овально-мозаичной структуры аномального магнитного поля, нередко накладывающейся на аномалии линейного типа. Видимо, только для этих наиболее древних частей океанического ложа (Менард, Уилсон и др.) целесообразно использовать понятие «талассократон».

Недостаточно убедительным в классификации положительных структурных элементов океанического ложа представляется разделение Г. Б. Удинцевым «сводовых поднятий и вулканических хребтов» и «глыбовых поднятий и горных хребтов». Вопрос о сводовой (преимущественное развитие пликативных форм) или глыбовой (преобладание дизъюнктивных составляющих) природе вызывает дискуссию даже для детально изученных горных систем континентов (Тянь-Шань, Восточное и Западное Забайкалье и т. д.). Критериев для подобного подразделения океанических структурных форм, очевидно, еще меньше, тем более что этот вопрос осложняется широким развитием вулканических построек и вероятных трещинных излияний базальтовых лав. В свете этого характерно, что Гавайский хребет, относимый автором к категории «сводовых поднятий с надстраиваемыми их вулканическими горами» (стр. 186), располагается, по данным Ф. Спайса и его соавторов (Spiess et al., 1969), в пределах крупной зоны скальвания, а главные вулканические сооружения и оси поднятий приурочены к пересечению Гавайского пояса трансформными разломами и системами эшелонированных сбросов.

При всей дискуссионности многих, часто противоположных концепций, развиваемых Г. Б. Удинцевым и Ю. М. Пушаровским, обе книги представляют большой интерес и наглядно свидетельствуют об успехах в исследовании тектоники океанического дна. Актуальность обеих книг уже оценена читателями. Немедленно после выхода из печати они стали библиографической редкостью. Можно только пожалеть, что эти работы опубликованы столь малым тиражом. Являясь крупным вкладом в науку, они заслуживают самого внимательного изучения и серьезных размышлений широкого круга геологов.

Литература

- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.—Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли, 1968, № 9.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.—Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли, 1970, № 5.
- Белоусов В. В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Берзин Н. А. Тектоника докембрия Южной Америки.—Геотектоника, 1970, № 8.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана.—Автореф. докт. дис., Геол. ин-т АН СССР, М., 1973.
- Боголезов К. В., Чиков Б. М. Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения.—Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии.—Геол. и геофиз., 1970, № 8.
- Ван Беммелен Р. У. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.—В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 4. М., Гореонефтеиздат, 1934.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.
- Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1:15 000 000. Ред. Ю. А. Косыгин. ГУГК СМ СССР, 1972.
- Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов.—Геотектоника», 1972, № 6.
- Словарь синонимов русского языка, т. II. Л., «Наука», 1971.
- Сорохтин О. Г. Физико-химические процессы образования ядра Земли и химизм гравитационной дифференциации вещества Земли.—Докл. АН СССР, 1971, 198, № 6.
- Тектоническая карта тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1:10 000 000. Отв. ред. Ю. М. Пуцаровский и Г. Б. Удинцев. ГУГК СМ СССР, 1970.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. (гл. ред.). Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1:5 000 000. М., 1956.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.—Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1960, № 11.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран: М-б 1:5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Isaaks B., Oliver I., Sykes L. Seismology and the new global tectonics.—J. Geophys. Res., 1968, 73, No. 18.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.—J. Geophys. Res., 1968, 72, No. 12.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. The New Global Tectonics: Major Inconsistencies.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, 56/2.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. New Global Tectonics: Age of Linear Magnetic Anomalies of Ocean.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, 56/2.
- Spiess F. N. et al. Detailed geophysical studies on the Northern Hawaiian Archusing a deeply towed instrument package.—Marine geol., 1969, 7, No. 6.
- Wilson I. T. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of scientific Unions line: Prospected Western margin of the East Pacific ridge.—Nature, 1965, 207, No. 5000.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
4 апреля 1973 г.



ХРОНИКА

УДК 551.242.3

**ЗАСЕДАНИЕ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ ПРОЕКТА «ОФИОЛИТЫ
КОНТИНЕНТОВ И СОПОСТАВИМЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА,
ИХ СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ»
МЕЖДУНАРОДНОЙ ПРОГРАММЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
(Москва, 18—22 ноября 1974 г.)**

Резолюцией XVII Генеральной конференции ЮНЕСКО было объявлено о проведении в течение ближайшего десятилетия межправительственной Международной программы геологической корреляции (МПГК). Представители более 70 стран различных континентов сообщили о желании ученых своих государств принять участие в первой крупной глобальной программе комплексных геологических исследований. Задачей программы является проведение корреляции крупнейших геологических явлений и событий и выявление новых генетических основ для поисков полезных ископаемых. Программа состоит из отдельных проектов, предложенных национальными геологическими комитетами, которые были подробно изучены вначале на заседаниях комитетов экспертов в январе 1974 г. в Париже, а затем утверждены сессией Совета МПГК, которая состоялась в апреле в Вене.

В группу основных проектов программы был включен проект «Офиолиты», предложенный Национальным комитетом геологов СССР. Первое заседание рабочей группы по этому проекту состоялось в Москве с 18 по 22 ноября 1974 г. в Геологическом институте АН СССР, в котором участвовали представители 12 стран. Задачей заседания была выработка научной программы проекта и составление календарного плана международных исследований по офиолитам на ближайшие шесть лет. На своем заседании международная рабочая группа единодушно приняла доклад секретариату ЮНЕСКО, полный текст которого публикуется ниже.

ДОКЛАД РАБОЧЕЙ ГРУППЫ ПРОЕКТА «ОФИОЛИТЫ» МПГК

Рабочая группа по проекту «Офиолиты» провела свое первое заседание в Москве (СССР) с 18 по 22 ноября 1974 г. В ее работе приняли участие: Р. Варне (Австралия), Г. Холцер (Австрия), М. Рутнер (Австрия), Э. Мисарж (Чехословакия), Ж. Брюнн (Франция), А. Никола (Франция), М. Давудзаде (Иран), М. Сабзехе (Иран), м-м М. Пазирандех (Иран), Д. Эфтекхар-Незхад (Иран), М. Сагри (Италия), П. Пассерини (Италия), Т. Кимура (Япония), С. Боштинеску (Румыния), Э. Бэйли (США), К. Блейк (США), С. Карамата (Югославия), В. Барсуков, Н. Богданов, Л. Дмитриев, Н. Добрецов, А. Ефимов, А. Книппер, М. Марков, А. Пейве, С. Руженцев, В. Хаин, А. Шараськин (СССР).

Целью заседания явилось обсуждение научной программы исследований по проекту, разработка практических мероприятий по его выполнению и выбора рабочих органов проекта.

В результате заседания было решено, что проблема офиолитов должна решаться в глобальном масштабе, была принята научная программа работ, места для проведения совместных исследований для изучения спорных вопросов геологии офиолитов, континентов и океанов. Решением рабочей группы исполняющим обязанности председателя был избран Н. Богданов (СССР), казначеем проекта д-р Ж. Брюнн (Франция).

Проблема офиолитов занимает в настоящее время одно из ведущих мест в геологии. Их изучение может дать ответ на основной вопрос теоретической тектоники: первичны ли на нашей планете континенты и океаны и какова направленность в развитии земной коры. Эта проблема особенно важна и тем, что с породами офиолитовой ассоциации связаны крупнейшие месторождения таких важных полезных ископаемых, как хрома, никеля, меди, железа, марганца и других.

При решении проблемы офиолитов наиболее важными являются два аспекта: 1) условия образования и первоначальное положение офиолитовых комплексов в структуре земной коры; 2) современное положение и характер вторичных перемещений офиолитов в складчатых поясах.

Проблемой первичного образования офиолитов должны заниматься петрологи и океанологи. Накапливающиеся новые данные по океанам и, в первую очередь, по срединно-океаническим хребтам и океанским желобам требуют постоянной систематизации и геологической привязки.

Упрощенная модель строения офиолитовой ассоциации, широко принятая в геологических кругах, сводится к следующему: в основании залегают интенсивно деформированные ультраосновные породы, сменяющиеся полосчатыми габбро, плагиогранитами и сериями диабазовых даек. Верхняя часть разреза сложена подушечными лавами, которые часто переслаиваются или сменяются типичными пелагическими осадками, преимущественно радиоларитами. Соотношения различных комплексов пород в этом разрезе нуждаются в проведении детальных специализированных исследований. Проблема вторичного перемещения офиолитов важна для понимания механизма формирования складчатых зон, для проведения палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

Выбор мест для полевых экспедиций международной рабочей группы проекта «Офиолиты» должен преследовать четыре цели:

1) анализ уже имеющихся данных и решение спорных вопросов на хорошо изученных объектах в результате законченных исследований, проведенных национальной группой ученых или сотрудничеством ученых соседних государств;

2) проведение полевых исследований, консультаций и обмена опытом работы по геологии офиолитов в развивающихся странах с целью стимуляции научных работ в этой области;

3) изучение широкой группой геологов мало доступных районов для сбора и всесторонней обработки материалов в различных странах в короткий срок; имеются в виду морские экспедиции, где в течение 1,5—2 месяцев участники рабочей группы смогли бы работать совместно с геофизиками и учеными, участвующими в других международных проектах или программах;

4) максимально возможный за срок работы охват районов и проблем, предусмотренный во всех разделах плана научных работ проекта.

Был принят следующий план проведения совместных полевых исследований участниками проекта для обсуждения основных спорных вопросов геологии и петрологии офиолитов:

1975 г.— Оман и Иран; 1976 г.— острова, желоба и краевые моря Тихого океана; 1977 г.— Урал; 1978 г.— Калифорния, Орегон и Монтана (США); 1979 г.— изучение офиолитов экваториальной части Атлантики и Карибского региона; 1980 г.— Апеннины и Пьемонтские Альпы.

На основании результатов проведения исследований в упомянутых выше регионах, возможно, будут выбраны дополнительные районы для проведения полевых исследований.

Предлагаемая программа исследований петрологии, структурного положения и экономических аспектов офиолитов может быть положена в основу научных исследований как национальных институтов, так и международной рабочей группы, которая включает представителей всех стран членов ЮНЕСКО, выразивших желание работать совместно по этой научной тематике. Однако это не означает, что только те исследования офиолитов, которые упомянуты здесь, полностью исчерпывают необходимые для решения этого проекта работы.

Рабочая группа офиолитового проекта предполагает создать международный атлас карт офиолитовых ассоциаций, который будет включать различные типы карт, показывающие распространение и возраст офиолитов, распространение рудных формаций и т. д. Эти карты могут быть различного масштаба. Предлагается для разработки проекта атласа создать редакционную коллегию: А. Ганссер (Швейцария), У. П. Ирвин (США), М. Давудзаде (Иран), А. Книппер (СССР). Рабочая группа предполагает публиковать результаты своих исследований каждые три года или чаще.

Предусматривается публикация более быстрой информации, для чего необходимо создание информационного центра в Москве.

Одновременно с докладом была принята развернутая научная программа исследований офиолитов континентов и сопоставимых с ними ультраосновных и основных пород дна океанов. Программа включает разделы пространственной и временной корреляции офиолитового комплекса, а также его структурного положения, петрологии и полезных ископаемых. Во время заседания международной рабочей группы состоялась также небольшая научная сессия, на которой с сообщениями выступили советские и иностранные ученые.

Доктор Э. Бейли (Геологическая служба США) дал анализ соотношения покровов Семайл, Хавасани и подстилающих платформенных осадков в северном Омане. В покрове Семайл вертикальная последовательность офиолитовой ассоциации представлена сменой снизу вверх: гипербазиты, габбро, затем комплекс параллельных даек и выше — подушечные лавы, которые перекрываются осадками мезозоя. В основании покрова

распространены породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Мощность метаморфитов достигает сотни метров. Д-р М. Давудзаде (Геологическая служба Ирана) кратко охарактеризовал общее положение офиолитовых поясов в геологической структуре на территории Ирана, а д-р М. Сабзехе (Геологическая служба Ирана) на примере Загроса аргументировал пульсационную (растяжение — сжатие) эволюцию континентальных рифтов. В сообщении А. А. Ефимова (ИГГ УНЦ АН СССР) был сделан обзор габбро-гипербазитовых массивов Урала, а в выступлении С. В. Руженцева (ГИН АН СССР) — характеристика Сакмарских покровов Урала и положение в них офиолитовой ассоциации.

На примере о-ва Маккуори д-ром Р. Варном (Университет Тасмании) было показано, что в осушенной части океанического хребта Маккуори (Тасманское море), которую представляет собой одноименный остров, строение и состав офиолитов близки как континентальным, так и к офиолитам Срединно-Атлантического хребта. В своем сообщении Л. П. Зоненшайн (ИО АН СССР) дал анализ строения и тектонического положения офиолитов Монголии, где выделяются два типа офиолитовых ассоциаций.

Подводя итоги краткому обмену мнениями по докладам, акад. А. В. Пейве обратил особое внимание присутствующих на то, что материалы части сообщений, а также драгирования и глубоководного бурения могут указывать на длительную и сложную историю океанических рифтов, рассматриваемых сейчас как зоны современного простого растяжения.

Заседание рабочей группы проекта прошло в деловой и дружественной атмосфере. Все его участники выразили надежду, что последующие коллективные международные исследования офиолитов позволят получить новые интересные данные по их корреляции в пространстве и во времени.

Н. А. Богданов, М. С. Марков, А. А. Савельев

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские; h и n, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

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 *Т. И. Васильева*

Сдано в набор 6.I-1975 г. Т-02140 Подписано к печати 18/II-1975 г. Тираж 1990 экз.
Зак. 4408. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,9+1 вкл. Бум. л. 4¹/₄. Уч.-изд. листов 13,8

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

Б 232
ПЕСОЧНИК БЭР 3-42
МАКАГЧЕВУ Г В
70228
1-12

Цена 1 р. 20 к.
Индекс 70228

В последние годы в Геологическом институте АН СССР разрабатываются основные аспекты геосинклинальной теории и роли геосинклинального процесса в формировании земной коры. В 1975 г. в издательстве «Наука» будет выпущен ряд монографий, посвященных разработке отдельных проблем учения о геосинклиналиях:

Богданов Н. А. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА. Труды Геологического института. Вып. 269. 25 л. 2 р. 85 к.

Книппер А. Л. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА В СТРУКТУРЕ АЛЬПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ (юг Европы, западная часть Азии и Куба). Труды Геологического института. Вып. 267. 18 л. 2 р.

Марков М. С. СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И «БАЗАЛЬТОВЫЙ» СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ. Труды Геологического института. Вып. 266. 22 л. 2 р. 55 к.

Моссаковский А. А. ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМ ПАЛЕОЗОИД ЕВРАЗИИ И ИХ МЕСТО В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ Континентальной земной коры. Труды геологического института. Вып. 268. 30 л. 3 р. 35 к.

Новикова А. С. ЗОНЫ МЕТАБАЗИТОВ В ФУНДАМЕНТЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. Труды Геологического института. Вып. 265. 16 л. 1 р. 80 к.

Заказы на книги принимаются по адресу: 117464 Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига»; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51, а также в другие магазины «Академкнига».



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»