

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1973

СОДЕРЖАНИЕ

М. З. Глуховский, Е. В. Павловский. К проблеме ранних стадий развития Земли	3
Е. А. Долгинов, В. М. Моралев, В. П. Поникаров. О типах раннедокембрийских структур	8
Г. И. Князев. Геотектоническое положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения	20
Г. Б. Голионко, Н. С. Ефимкин, В. Е. Зиньковский, Е. М. Крестин. Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ)	35
Д. М. Трофимов. Основные черты тектоники юго-западной Сахары	41
А. К. Бухарин, К. К. Пятков. К вопросу об эвгеосинклиналях, миегеосинклиналях и переходных структурах (на примере Узбекистана)	54
В. С. Буртман, Г. З. Гурарий. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным)	62
Н. В. Лукина. О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая	68
Ю. В. Миллер, Р. И. Милькевич, В. А. Глебовицкий, Г. В. Давыдов. Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье)	72
А. К. Михалев. О механизме образования надвигов в Красноармейском районе Донбасса	84
В. И. Шевченко. Герцинская структура восточной части Главного хребта Центрального Кавказа и роль гранитов в ее формировании	90
В. С. Попович, Л. А. Ступак. Новые данные о глубинном строении Северного Причерноморья	101
В. Г. Чернов, В. С. Головань. О динамике развития Карпатской геосинклинали в меловом и палеогеновом периодах (на основе анализа скоростей осадконакопления)	107

Критика и дискуссии

И. Г. Рутштейн, В. В. Старченко. Новое направление региональных металлогенических исследований? (по поводу статьи В. В. Иванова и Г. М. Мейтува «Тектоника и эндогенное рудообразование»)	119
В. В. Иванов, Г. М. Мейтув. Ответ на критические замечания И. Г. Рутштейна и В. В. Старченко	123

GEOTECTONICS

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2 1973

CONTENTS

M. Z. Glukhovsky, E. V. Pavlovsky. To the problem of early stages in the evolution of the Earth	3
E. A. Dolginov, V. M. Moralev, V. P. Ponikarov. On the types of Early Precambrian structures	8
G. I. Kniazev. Geotectonical position of the telethermal copper and lead-zinc mineralization	20
G. B. Gollionko, N. S. Efimkin, V. E. Zinkovsky, E. M. Krestin. Deep geological structure of the north-eastern flank of Voronezh massif and the Pachelma depression (according to the data of geological-seismic soundings)	35
D. M. Trofimov. Fundamental features in the tectonics of South-Western Sahara	41
A. K. Bukharin, K. K. Piatkov. To the problems of eugeosynclines, miogeosynclines and transitory structures (on the example of Uzbekistan)	54
V. S. Burtman, G. Z. Gurary. On the nature of folded arcs of the Pamirs and Tien Shan (according to paleomagnetic data)	62
N. V. Lukina. On the deformations of the pre-Mesozoic surface of Eastern Karategin and Western Alai	68
Yu. V. Miller, R. I. Milkevich, V. A. Glebovitzky, G. V. Davidov. Structure of the north — eastern part of the Aginsk massif (Eastern Transbaikal region)	72
A. K. Mikhalev. On the mechanism of overthrust sheet formation in the Krasnoarmeisk region of Donetsk Basin	84
V. I. Shevchenko. Hercynian structure of the eastern part of the Main ridge of Central Caucasus and the role of granites in its formation	90
V. S. Popovich, L. A. Stupak. New data on the deep structure of the Northern Black Sea region	101
V. G. Chernov, V. S. Golovan. On the dynamics in the evolution of the Carpathian geosyncline during the Cretaceous and Paleogene periods (on the basis of an analysis of the rate of sedimentation)	107

Critique and Discussions

I. G. Rutshtein, V. V. Starchenko. New trend in regional metallogenic research? (on an article «Tectonics and endogenetic ore formation» by V. V. Ivanov and G. M. Meituv)	119
V. V. Ivanov, G. M. Meituv. A reply to the critical remarks by I. G. Rutshtein and V. V. Starchenko	123

УДК 551.241+551.72

М. З. ГЛУХОВСКИЙ, Е. В. ПАВЛОВСКИЙ

К ПРОБЛЕМЕ РАННИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Древнейший (более 4,5 млрд. лет) возраст пород катархея р. Сутам (Алданский щит), сходство их состава с толентовыми и лунными базальтами и ярко выраженное господство отрицательных кольцевых структур позволяет отнести рассматриваемый комплекс и его аналоги к лунной стадии развития Земли, завершившейся на рубеже 4,5—4,7 млрд. лет глубоким региональным метаморфизмом. Нуклеарная стадия наступает позже лунной. Ведущими структурными формами ее являются гранитогнейсовые купола.

Нуклеарная стадия развития земной коры была впервые выделена Е. В. Павловским (1962), а ее определение было дополнено Е. В. Павловским и М. С. Марковым (1963) на примерах докембрия Канады и Южной Африки. «Зеленокаменные ядра» континентов рядом исследователей выделяются в пределах Украинского, Балтийского, Алданского и других щитов.

В результате исследований последних лет, проведенных на юге Алданского щита, получен новый материал, позволяющий дополнить и развить представления об особом тектоническом режиме ранних стадий развития Земли.

На юге Алданского щита, в его западной части, а также в области Становика — Джугджура, заключенной между Становым и Тукурингским глубинными разломами, развиты метаморфизованные в гранулитовой фации высокого давления (по Кицулу, 1971) катархейские образования нижних частей курультино-гонамского комплекса (рис. 1). Они слагают полигональные блоки, либо овальные или овально-вытянутые ядра, облекающиеся архейскими гнейсовыми сериями. Последние метаморфизованы в гранулитовой (низкого и умеренного давления) и большей частью в регрессивной амфиболитовой фациях метаморфизма. Как правило, все архейские гнейсовые серии Алданского щита (чарская на западе, иенгская в центральной части, иликанская в области Станового хребта, свита Зверева курультино-гонамского комплекса) залегают на основных кристаллических сланцах, имея в основании горизонты кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, иногда корундовых пород — продуктов длительной химической дезинтеграции базальтового ложа (Фролова, 1951; Павловский, 1970). Это давачанская свита чарской серии, залегающая на несмуринской толще основных кристаллических сланцев (Глуховский, 1971), верхнеалданская свита, перекрывающая горбыляхскую свиту, и уже упоминавшаяся свита Зверева.

Остановимся на характеристике вещественного состава и тектоники нижней части курультино-гонамского комплекса бассейна р. Сутам. Здесь исключительным развитием пользуются породы основного состава, близкого, по мнению Ю. К. Полина (1966), к габбро-норитам и кварцевым диоритам (гиперстен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые, гранат-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, оливин-пироксеновые, пироксен-гранатовые эклогитоподобные породы, реже габбро-нориты и габбро-анортозиты). В подчиненном количестве встре-

чаются глиноземистые породы (гранат-кордиерит-силлиманитовые, гиперстен-кордиеритовые, биотит-сапфирин-двупироксеновые и другие сапфиринсодержащие породы), кварциты мономинеральные и магнетитовые. Эти породы залегают в виде пластов (кварциты), линзообразных залежей, выклинивающихся прослоев. Крайне незначительным развитием пользуются кальцифиры (мелкие линзы, тела неправильной формы, прослой). Характерной чертой катархея р. Сутам является его чрезвычайно высокая степень метаморфизма (сутамская фация глубинности), проявившаяся в условиях

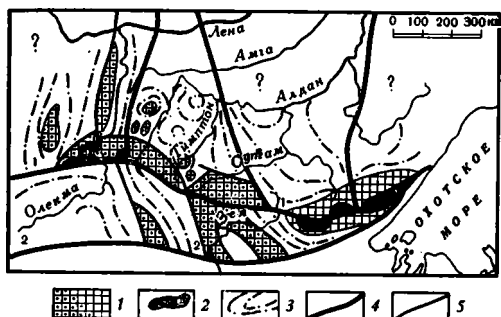


Рис. 1. Схема распространения катархея и архея Алданского щита

1 — установленные и предполагаемые выходы катархея (лунная стадия); 2 — массивы анортозитов; 3 — структурные линии гнейсовых серий архея; 4 — глубинные разломы — (1 — Становой, 2 — Тукурингрский и др.); 5 — прочие разломы

курультино-гонамского комплекса кряжа Зверева (к западу от р. Сутам) с радиометрическим возрастом 4500—4580 млн. лет (Глебовицкий и др., 1965), а также с горбыляхской свитой и несмуриной толщей центральной и западной частей Алданского щита.

По содержанию главных окислов (в весовых процентах) породы основного состава обнаруживают сходство с толеитовыми и лунными базальтами (см. таблицу), причем последние характеризуются и близким (4670 млн. лет) возрастом (Уонлесс и др., 1970).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
I	47,48	1,08	15,53	2,41	10,65	0,37	9,71	9,35	1,73	0,39
II	45,6	1,7	8,3	2,3	10,2	0,1	21,7	7,5	1,3	0,4
III	43,1	9,0	11,2	—	17,4	0,21	7,0	11,5	0,5	0,14

Примечание. I — породы основного состава катархея р. Сутам (среднее из 13 проб); II — океанит по Тиррелю (Войткевич и др., 1970, стр. 75); III — лунные породы — среднее из 5 проб (Войткевич и др., 1970, стр. 10.)

Вывод о первично базальтовом составе глубокометаморфизованных пород р. Сутам, характеризующихся вышеперечисленными плотностными константами, петрохимическим и минеральным составами, не противоречит экспериментальным данным перехода базальт-гранатовый гранулит — эклогит при высоких давлениях и температуре (Ито, Кеннеди, 1972). По утверждению Кейсукэ Ито и Дж. К. Кеннеди, при региональном метаморфизме базальтов не происходит существенного изменения их химического состава, что даёт возможность провести вышеизложенное сравнение. Глиноземистые породы по химическому (SiO₂ до 70%, Al₂O₃ — до 21%) и минеральному составам соответствуют кислым гранулитам П. Эскола (1967), которые могли произойти за счет метамор-

физма граувакк (Эскола, 1967; Миронюк и др., 1971). Хемогенная природа кварцитов Алданского щита, образовавшихся за счет разрушения пород основного состава, давно доказана Н. В. Фроловой (1951). Неясен пока генезис древнейших карбонатных пород, которые могли образоваться метасоматическим путем, или путем отложения из растворов, связанных с древним вулканизмом (Эскола, 1967), или в специфических условиях безводной среды при химическом взаимодействии атмосферы и литосферы (Кирилюк, 1971). Существует также мнение о седиментогенной их природе (Сидоренко и др., 1969).

Метаморфический комплекс бассейна р. Сутам слагает чашеобразную структуру, оборванную по краям крупными разломами (рис. 1). По периферии этого блока (200×100 км) развиты архейские (около 3 млрд. лет), а на юге и раннепротерозойские гранито-гнейсы и палингенно-метасоматические гранитоиды. Архейские аляскитовые граниты вписываются в общий структурный план чаши, местами усложняя ее куполами. Раннепротерозойские плагиогранито-гнейсы «древнестанового» комплекса тяготеют к зоне Станового глубинного разлома, где отмечается широкое развитие бластомилонитов амфиболитовой фации метаморфизма. Как правило, крылья чаши (плоскости кристаллизационной сланцеватости) наклонены под углами $50-60^\circ$. В ее центральной части архейские гранитоиды развиты крайне незначительно и не оказывают существенного влияния на состав и первичную структуру катархея. Здесь по данным Л. Г. Васютиной отмечается хаотическое скопление кольцевых, овальных, петельчатых и амебовидных синформных структур размером от 2×2 до 10×8 км с пологим наклоном крыльев ($20-40^\circ$). Эти структуры расположены плотно и разделяются узкими, иногда гребневидными или брахиальными антиформами (см. рис. 2). Подчеркнем, что основная масса кварцитов, в том числе и магнетитовых, часто совместно с глиноземистыми породами, сконцентрирована в центральной части чаши, тяготея, таким образом, к верхам достаточно мощного (более 10 км) разреза рассматриваемого метаморфического комплекса. Пласты кварцитов образуют в плане изолированные кольца и овалы, подчеркивая чрезвычайно сложный структурный узор центральной части чаши. Может быть кварциты в парагенезисе с глиноземистыми породами отлагались в изолированных округлых впадинах.

Специфический исходный состав пород Сутамского катархея, отвечающий толеитовым базальтам, присутствие в его верхах кремнистых и глиноземистых пород позволяет сближать его с корой океанического типа (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971). Вместе с тем древнейший возраст пород (более 4,5 млрд. лет), сходство их состава с лунными базальтами и ярко выраженное господство отрицательных кольцевых структур приводят к мысли об отнесении катархея бассейна р. Сутам и его аналогов к лунной стадии развития Земли. Сходство с Луной становится еще более разительным, если учесть, что именно в районах известного и предполагаемого выходов катархея располагаются крупнейшие в мире Каларский и Джугджурский массивы анортозитов (рис. 1).

Можно думать, что на самых ранних этапах развития Земли на ее поверхности существовал ландшафт, подобный лунному (Павлов, 1936; Страхов, 1962; Бенеш Конрад, 1962). Первичные вулкано-плутонические кольцевые структуры Земли могли возникнуть в результате плавления и дегазации вещества верхней мантии (Виноградов, 1962), так же как это предполагается для Луны (Виноградов, 1969). В первичных изолированных впадинах — кольцевых палеокальдерах в первую очередь отлагались продукты дезинтеграции базальтового ложа: хемогенные кварциты, глиноземистые породы, переслаивающиеся с граувакками, а также вулканы основного состава и местами карбонатные породы, что гармонирует с известными гипотезами пороодообразования в архее (Фролова, 1951; Страхов, 1962).

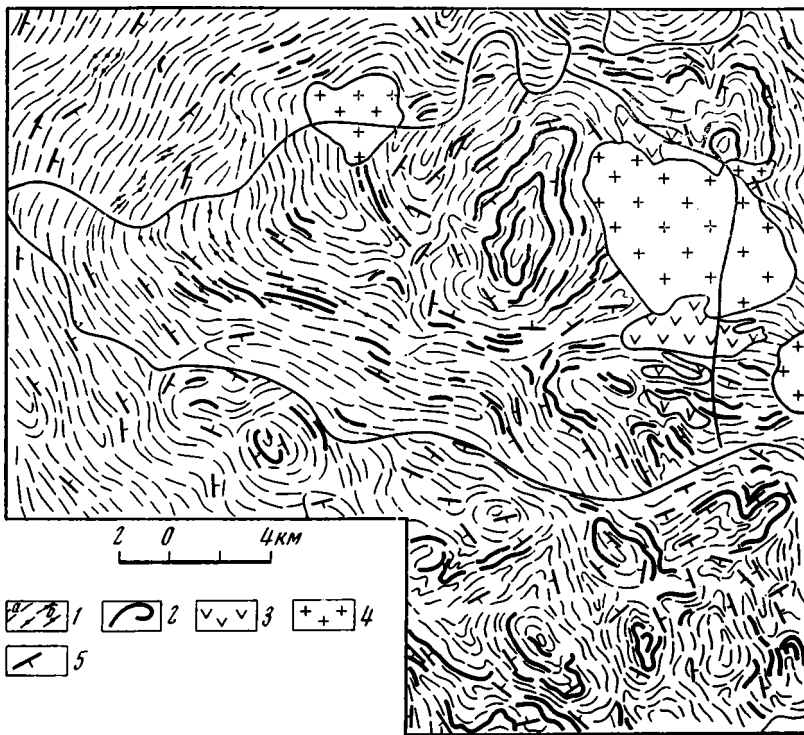


Рис. 2. Схема структуры катархея центральной части Сутамской чаши
 1 — структурные линии (а — кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, б — глиноземистые породы); 2 — пласты мономинеральных и железистых кварцитов; 3 — габбро-анортозиты; 4 — мезозойские граниты; 5 — элементы залегания кристаллизационной сланцеватости

Высокий метаморфизм пород катархея, возможно, связан с процессом зонной плавки вещества верхней мантии. Близость слоя раздела верхняя мантия — базиты к поверхности в катархейское время, вероятно, предопределила интенсивнейший по величине и широкий по площади тепловой поток, приведший к глубокому региональному метаморфизму. Именно фактору температуры, а не гидростатическому давлению при региональном метаморфизме, отдают предпочтение Р. У. Р. Рутланд (1967) и Дж. Саттон (1967).

Развивая идеи А. П. Павлова, мы предлагаем выделять лунную стадию развития Земли — как самую раннюю планетарную, безгеосинклинальную и бесплатформенную, догранитную, завершившуюся на рубеже 4,5—4,7 млрд. лет. Тектоника, присущая лунной стадии, по-видимому, определяется преобладанием отрицательных овально-кольцевых форм, а из глубинных образований ведущими являются габбро-нориты, гипербазиты и анортозиты. Лунную стадию нельзя именовать догеологической, ибо ее образования доступны для изучения обычными методами геологических исследований.

К лунной стадии развития Земли помимо катархея р. Сутам и его аналогов на Алданском щите могут быть отнесены: норит-диоритовая серия Русской и Финской Лапландии на севере Балтийского щита (Жданов, 1966), а также упоминавшиеся ранее (Павловский, 1970) гипербазиты серии Себаквий Южной Родезии, ортоамфиболиты, подстилающие древнейшую серию Кайенна в Гвиане на севере Южной Америки.

Нуклеарная стадия развития земной оболочки наступила позже завершения лунной стадии. Для нуклеарной стадии характерно

то же отсутствие полей горизонтальных напряжений, что и для лунной, но в отличие от последней наряду с вулканизмом здесь приобретают крупное значение процессы осадконакопления (в неориентированных бассейнах) и гранитизации. Ведущая роль в тектонике нуклеарной стадии, как известно, принадлежит процессам формирования положительных структур гранито-гнейсовых куполов (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963; Павловский, 1970).

Литература

- Бенеш К. Черты сходства и различия геологического развития системы Земля — Луна.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962, № 11.
- Виноградов А. П. Пройсхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962, № 11.
- Виноградов А. П. О составе пород Луны.— Геохимия, 1969, № 10.
- Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. 1970, «Недра».
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С., Судовиков Н. Г. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР, 1965, «Наука».
- Глуховский М. З. О нуклеарной и протогеосинклинальной стадиях развития архея юго-западной части Алданского щита.— В кн.: «Вопросы региональной геологии СССР, 1971, «Недра».
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. 1966, «Наука».
- Кейсуке Ито, Кеннеди Д. К. Экспериментальное изучение перехода базальт — гранатовый гранулит — эклогит.— Геохимия, 1972, № 4.
- Кирилюк В. П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры.— Геол. ж., 1971, т. 31, вып. 6.
- Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. 1971, «Наука».
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. 1965, «Наука».
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнусhevский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. 1971, «Недра».
- Павлов А. П. Геологическая история европейских земель и морей. 1936, Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1962, вып. 5, Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1970. То же: International Geology Review. 1971, 13, No. 3.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. 1963, Изд-во АН СССР.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков Н. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1971, т. 196, № 3.
- Полин Ю. К. Чернокитовый комплекс Сутамского железорудного района (Алданский щит).— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. 1966, «Наука».
- Рутланд Р. У. Р. Избыточное тектоническое давление.— В кн.: Природа метаморфизма. 1967, «Мир».
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн.: Природа метаморфизма. 1967, «Мир».
- Сидоренко А. В., Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6.
- Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12.
- Уонлесс Р. К., Лаверидж У. Д., Стивенс Р. Д. Определение абсолютного возраста и распространенности изотопов в образцах лунных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970, № 7.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутск. гос. ун-та, 1951, т. 5, сер. геол., вып. 2, Госгеоиздат.
- Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии, 1967, «Мир».

УДК 551.241+551.72

Е. А. ДОЛГИНОВ, В. М. МОРАЛОВ, В. П. ПОНИКАРОВ
О ТИПАХ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

Анализ тектоники раннедокембрийских толщ платформ Гондваны позволяет наметить существование двух типов структур: складчатых овалов (овоидов) и чарнокитовых поясов. Первые являются древними нелинейными структурами континентальной коры, вторые — древнейшими линейными подвижными зонами.

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы тектоники раннего докембрия привлекают в последнее время широкое внимание геологов, главным образом в связи с их особым значением для разработки общей теории развития Земли.

Согласно представлениям Е. В. Павловского (1964), начальная стадия формирования сиалической оболочки знаменуется накоплением вулканогенно-осадочных образований типа протоофиолитовой формации (Наливкина, Бурков, Русанов, 1969). Рассматривая эту стадию как эпоху формирования «базальтового» слоя земной коры (Хаин, 1968; Васильковский, 1970), естественно заключить о ее повсеместном проявлении на поверхности Земли. Возникновение складчатых овоидов, т. е. изолированных куполовидных структур — очагов метаморфизма и гранитизации, является следующей стадией развития (Павловский, 1964). При этом предполагается, что состав первичных вулканогенно-осадочных формаций был первоначально одинаковым как в пределах овоидов, так и в межовоидных зонах. Антиклинорные складчатые формы овоидов и сопряженные с ними синклинорные структуры обрамления являются образованиями одного порядка и одного тектоно-магматического цикла (Салоп, 1970; Каляев, 1970). В дальнейшем сформировавшиеся участки «жесткой» коры подвергались раскалыванию с образованием шовных прогибов зеленокаменных поясов, а недостаточно консолидированные участки претерпели более значительную протогеосинклинальную переработку.

Новый фактический материал заставил пересмотреть концепцию Е. В. Павловского, М. С. Маркова (1963) о первичных зеленокаменных ядрах, сложенных вулканогенными толщами «киватинского» типа, поскольку почти во всех главнейших районах развития раннего докембрия установлено существование более древнего гранито-гнейсового основания. Появилось представление о существовании древнейшей кислой (гранито-гнейсовой) коры, образованной до накопления зеленокаменных толщ киватинского типа в эпоху так называемой нелинейной тектоники, характерным типом структур которой являются гранито-гнейсовые купола и гнейсовые складчатые овалы (Салоп, 1970; Шейнманн, 1970). В. Е. Хаин (1968), сохраняя идею о нуклеарных ядрах как первичных центрах консолидации фундаментов древних платформ, «отодвигает» время их формирования в ранний докембрий (3500 млн. лет) и рассматривает в качестве таких ядер гнейсовые овалы докиватинского этапа развития.

В дополнение к этой известной схеме необходимо заметить, что среди раннедокембрийских комплексов, сформированных до эпохи заложения

зеленокаменных поясов и последующей массовой гранитизации, связанной с ремобилизацией гранитного материала и обусловившей формирование наиболее крупных овоидов (Каляев, 1970), тем не менее различаются структуры по крайней мере двух типов: один вслед за Л. И. Салопом (1970) будем именовать гнейсовыми складчатыми овалами или овоидами; вторые — чарнокитовыми поясами, используя в несколько измененном виде понятие о чарнокитовых районах, введенное Л. Л. Фермором (Ferguson, 1936) для Индостанского полуострова. Прежде чем приступить к анализу выделенных типов структур, необходимо показать принадлежность их к образованиям докиватинской стадии или, другими словами, доказать примерную синхронность овоидных структур и прилегающих к ним чарнокитовых поясов. С этой целью рассмотрим несколько примеров, представляющихся достаточно типичными и показательными.

ПРИМЕРЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

Южная часть Индостанской платформы является одной из классических областей развития древних комплексов докембрийских щитов. В последние годы изучение геологии и геохронологии этой области заметно продвинулось, так что в настоящее время эта часть Индостана совместно с о. Цейлон может явиться достаточно поучительным примером.

Важнейшей проблемой, определяющей основные черты тектонического строения юга Индостана, является вопрос о взаимоотношениях отложений Дарвара, отвечающих толщам метавулканитов киватинского типа и слагающим «зеленокаменные пояса», комплекса «гнейсов полуострова» и пород чарнокитовой серии Восточных Гат. Имеющиеся данные уже не оставляют сомнений в том, что дарварские отложения не являются древнейшим комплексом архея Индии, а занимают более высокое стратиграфическое положение, чем гнейсы основания. В общих чертах это положение намечалось еще Г. Штилле и Б. Паское, затем было подтверждено наблюдениями ряда советских геологов (Муратов, 1966; Лазько, 1966) и развивается в новых работах индийских геологов (Radhakrishna, 1967; Sarkar, 1968). Радиологические датировки дарварских пород позволяют определить (Rb-Sr-метод) их возраст в интервале от 2900 до 2364 ± 155 млн. лет (Crawford, 1969). Однако поскольку дарварские образования являются более древними, чем прорывающие их граниты, в том числе и чарнокитовые, которые датируются (Pb-метод) от 2600 до 2380 млн. лет, этот интервал может быть уменьшен до 2900—2600 млн. лет.

Гетерогенный характер комплекса «гнейсов полуострова», так же как и чарнокитовой серии Восточных Гат и крайнего юга Индостана, выражается в том, что для этих образований получены определения как большие, чем 3000 млн. лет, так и меньшие, чем 2600. Так, возраст древнейших гнейсов чарнокитового района Коимбатора определен (Rb-Sr-метод) А. Р. Крауфордом в 3065 ± 75 млн. лет, а промежуточных чарнокитов Нилгири в 3130—3205 млн. лет (Crawford, 1969). Следовательно, современные геохронологические данные вполне определенно указывают на более древний возраст метаморфических комплексов чарнокитового района относительно дарварских образований и разнообразных еще более молодых интрузивных пород, включающих чарнокитовые граниты (2600 и 1600 млн. лет, Pb-метод), пегматиты Неллура (1600—1400 млн. лет, Pb-метод) и другие интрузивные породы (Aswathanarayana, 1968).

В составе комплекса «гнейсов полуострова» присутствие более древних, додарварских образований доказывается прямыми геологическими наблюдениями. Залегание дарварских пород в синклинальных структурах, обрамленных выступами гнейсов, присутствие в дарварских конгломератах галек гранитоидов и гнейсов позволили Б. Радхакришне (Radha-

krishna, 1967) заключить о принадлежности части метаморфических пород комплекса) «гнейсов полуострова» к додарварским гнейсам основания. Однако поскольку в состав гетерогенного по своей природе комплекса «гнейсов полуострова» входят и многочисленные зоны развития мигматитов, разнообразных последарварских гранитов, имеющих возраст от 2600 до 2380 млн. лет и даже до 2100 млн. лет (Pb, K — Ag, Rb — Sr-методы), геохронологические исследования обычно с трудом преодолевают барьер этой позднеархейской - раннепротерозойской эпохи массовой гранитизации и метаморфизма. Известные единичные наиболее древние датировки (Rb — Sr-метод) в 2912, 3260 млн. лет и даже в 3765 млн. лет (Crawford, 1969) свидетельствуют о принципиальной возможности получения «реликтовых датировок» и подтверждают справедливость представления о наличии в составе комплекса «гнейсов полуострова» древних додарварских метаморфических образований.

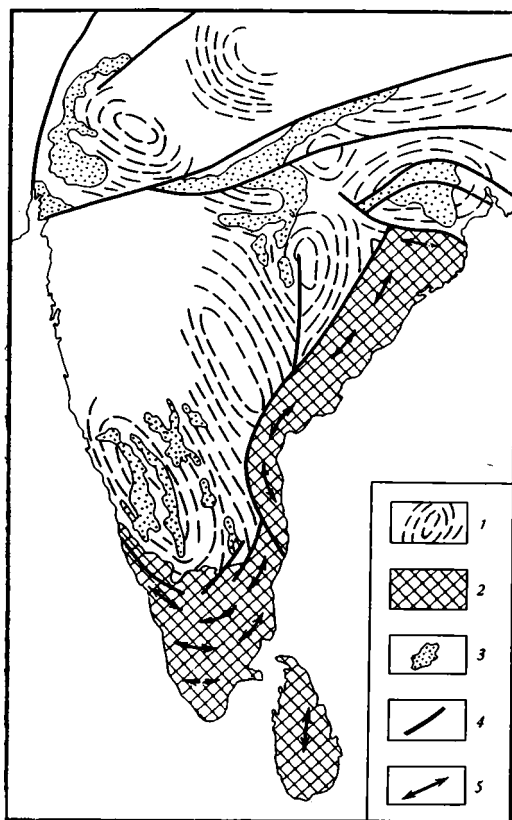


Рис. 1. Схема строения фундамента Индостанского щита.

1 — области распространения оvoidных структур; 2 — чарнокитовый пояс; 3 — зеленокаменные и другие наложенные вулканические докембрийские прогибы; 4 — разрывные нарушения; 5 — простирающиеся структуры в чарнокитовом поясе

Не углубляясь в рассмотрение сложного вопроса о взаимоотношениях древнейших комплексов Индостана, нельзя, однако, не признать, что пестрые по составу метаморфические толщи чарнокитового пояса Восточных Гат, крайнего юга полуострова и о. Цейлон, так же как и монотонные гнейсовые серии других областей развития раннедокембрийских образований Индостан-

ской платформы, формирующих серию крупных овоидов, представляют образования додарварской эпохи и датируются цифрами более 3000 млн. лет (рис. 1). Последарварская эпоха гранитообразования (2600—2300 млн. лет) проявилась как в пределах чарнокитового пояса, так и в пределах области развития овоидных структур и «зеленокаменных поясов», однако последующие тектоно-магматические эпохи и связанные с ними интрузии и «омоложенные» радиологические датировки вплоть до байкальских (450—500 млн. лет) оказываются локализованными уже лишь в пределах чарнокитового пояса.

Близкая картина намечается и для западной части Австралийской платформы. Толщи метавулканитов комплекса Калгурли, слагающие «зеленокаменные пояса» киватинского типа, датируются (Rb—Sr-метод), здесь как более молодые, чем 3000 млн. лет (возраст древних плагиогнейсов в гальке конгломератов Калгурли 3000—3100 млн. лет) и более древние, чем прорывающие их граниты, имеющие возраст 2612 ± 16 млн.

лет (Rb—Sr-метод). Гнейсы массива Йелгарн, слагающие серию овоидных структур, представляют собой в значительной части более древние образования, на что указывают определения (Rb—Sr-метод) возраста, укладываемые в интервал от 2900 до 3300 млн. лет (Compston and Arriens, 1968).

Для пород чарнокитового пояса Норттомптон — Луин — Фрезер большинство известных определений (Rb—Sr и K—Ar-методы) дает возраст более молодых эпох метаморфизма и пегматитообразования:

1100—1200, 970—1040, 680—750, 560—590, 450—560 млн. лет. Наиболее древние значения возраста, известные (Rb—Sr-метод) для гранито-гнейсов западного обрамления массива Йелгарн, составляют 1400 и 2000 млн. лет, а для гранулитов хребта Фрезер — 1328 ± 12 млн. лет. Как указывают П. Арренс и Дж. Ламберт (Arriens and Lambert, 1969), эти данные могут свидетельствовать о более молодом возрасте отложения и метаморфизма пород чарнокитового пояса по сравнению с комплексами Йелгарн и Калгурли или же о наложении процессов глубокой переработки и «омоложения» на древние породы. Имея в виду хорошо известное сходство геологического строения чарнокитовых поясов западного обрамления массива Йелгарн и Восточно-Гатского, подчеркнутое недавно Крауфордом (Crawford, 1970) в свете проблем дрейфа континентов, вторая трактовка П. Арренса и Дж. Ламберта представляется геологически более оправданной. Принимая ее, неизбежно приходится заключить, что монотонные гнейсовые толщи массива Йелгарн и гранулитовые комплексы чарнокитового пояса Норттомптон — Луин — Фрезер являются примерно синхронными образованиями и во всяком случае более древними, чем «зеленокаменные пояса» Калгурли (рис. 2).

В пределах архейского кристаллического фундамента Восточно-Антарктического щита М. Г. Равич и Г. Э. Грикуров (1970) указывают на широкое распространение пестрого комплекса метаморфических пород гранулитовой фации, включающего основные чарнокиты и эндербиты, предположительно датируемого как более древний, чем переработка и активизация эпохи ~ 2500 млн. лет и сравниваемого с древнейшими образованиями фундамента других гондванских платформ. Позднейшие процессы переработки, иногда хорошо совпадающие с установленными для Индии, Цейлона и Австралии, обуславливают неоднократное наложение метаморфизма и формирование реоморфических интрузий чарнокитов, габбро-анортозитов, гранитоидов, а также щелочных пород. Наблюдается, таким образом, значительное сходство в строении кристаллического фундамента Индии и Антарктиды, причем в пределах последней в состав древнейшего комплекса также входят и чарнокитовые образования, представляющие, следовательно, геологические тела докиватинской (додарварской) тектонической эпохи. Образования типа «зеленокаменных поясов» в пределах Антарктиды не описаны, и можно

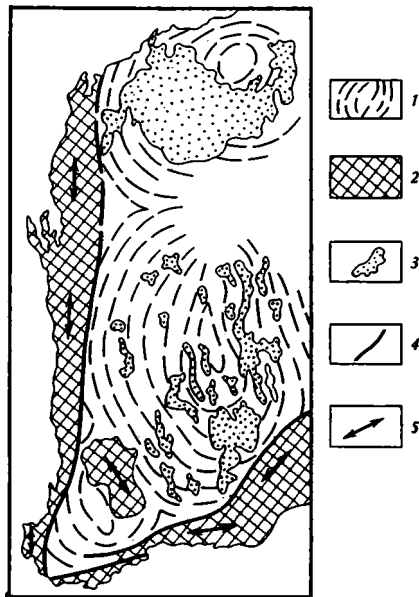


Рис. 2. Схема строения фундамента Западно-Австралийского щита

1 — области распространения овоидных структур; 2 — чарнокитовый пояс; 3 — зеленокаменные и другие наложенные вулканические докембрийские прогибы; 4 — разрывные нарушения; 5 — простирания структур в чарнокитовом поясе

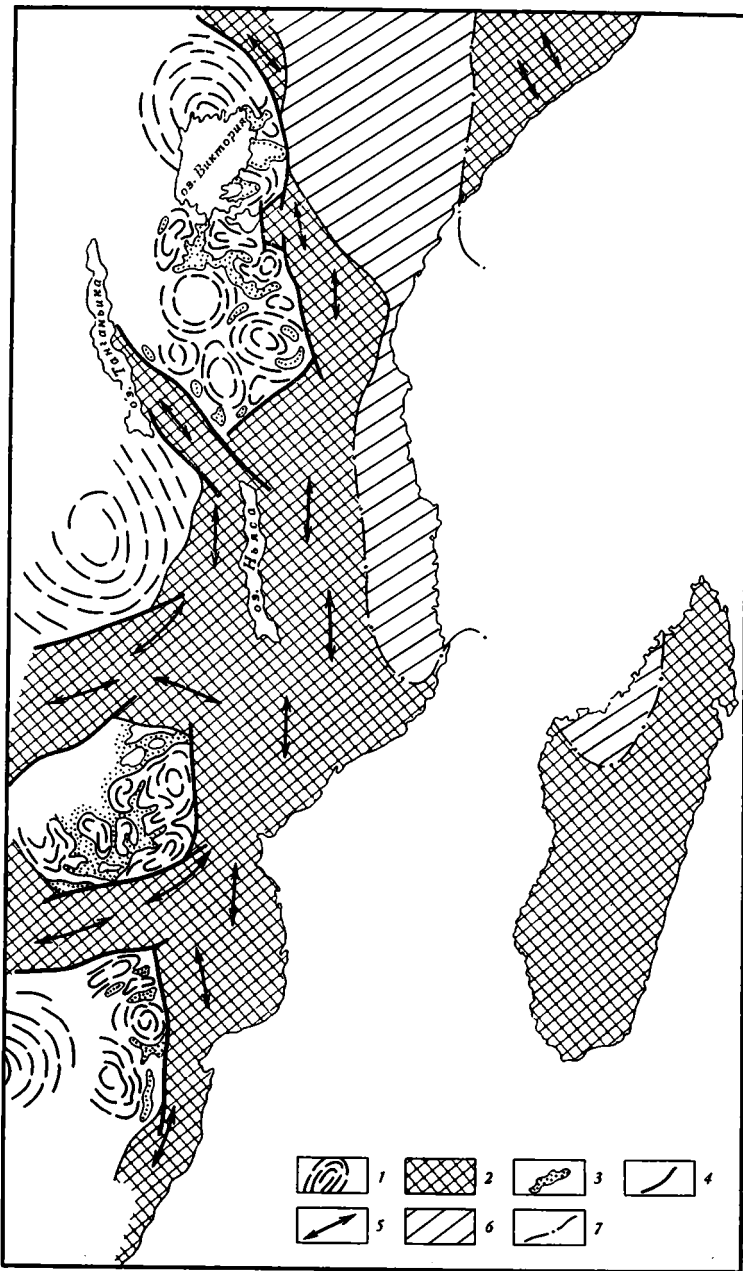


Рис. 3. Схема строения фундамента восточной окраины Африканско платформы

1 — области распространения овоидных структур; 2 — чарнокитовый пояс; 3 — зеленокаменные наложенные вулканические докембрийские прогибы; 4 — разрывные нарушения; 5 — простираения структур в чарнокитовом поясе; 6 — нижнепротерозойский складчатый комплекс; 7 — предполагаемая граница распространения нижнепротерозойского складчатого комплекса

лишь предполагать, что среди выделяемых И. Г. Равичем и Г. Э. Грикуровым (1970) мобильных областей фундамента, где развиты неоднократно переработанные гнейсовые и амфиболитовые комплексы, могут быть синклинорные зоны, сходные с дарварскими.

Восточная и южная части Африканской платформы представляют несколько хороших примеров взаимоотношений массивов овоидных структур и Мозамбикского чарнокитового пояса (рис. 3). Древнейшие образования, например, Танзанийского массива разделяются на три главных комплекса («системы»): нижний (додоманский), средний, — отвечающий зеленокаменным толщам киватинского типа (ньянзийский) и верхний (кавирондийский). Самый молодой комплекс — кавирондийский интродуцирован гранитами с радиологическим возрастом (К—Аг и Rb-методы) 3150—2900 млн. лет, а постньянзийские граниты прорваны кольцевой интрузией сиенитов с радиологическим возрастом (К—Аг-метод) 3235 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966). На основании этих данных возраст самого древнего додоманского комплекса определяется как катархейский (3500 млн. лет), а двух более молодых — как нижнеархейский (3500—3000 млн. лет). Возраст чарнокитов и гранулитов Мозамбикского пояса определен (К—Аг-метод) в 3600 млн. лет (Танзания) и в 3670 млн. лет (Уганда, Судан), что позволяет относить древнейшие гнейсовые толщи Мозамбикского пояса, как и додоманскую систему Танзанийского массива, к катархею (рис. 4). Таким образом, радиологические данные позволяют коррелировать нижние части докембрийских разрезов этих двух крупнейших структур Африканской платформы. Более того, Дж. Виттингемом, проводившим детальные исследования района Ньянза (Танзания), пограничного между Мозамбикским поясом и Танзанийским массивом, было установлено полное тождество строения усогарской и додоманской систем, помещенных им, в связи с этим на один стратиграфический уровень докембрийского разреза этого района (Whittingham, 1959). На общее большое сходство усогарской и додоманской систем указывает С. Хоутон (1966), который, однако, не высказал определенной точки зрения об их относительном стратиграфическом положении. Еще ранее Э. Тил и Ф. Вед (1937), Ф. Отс и Б. Тамперлей (1937) сопоставляли эти системы между собой и относили их к нижнему отделу древнейшего («основного») комплекса докембрийского разреза Танзании. К. Каэн и Н. Снеллинг приводят схему размещения докембрийских комплексов в Танзании, на которой часть гнейсовых толщ, развитых к северу от оз. Руква, относившихся ранее к убендийской системе, включают в комплекс основания Танзанийского массива, отодвигая тем самым значительно южнее его границу (Cahen, Snelling, 1966). Последнее, очевидно, также является свидетельством большого сходства древних гнейсовых толщ Мозамбикского пояса и Танзанийского массива. Д. Алмонд сопоставляет древнейшую серию китгам Северо-Восточной Уганды с додоманской системой Танзанийского массива (Almond, 1969).

Следует указать на один очень важный момент, который имеет большое значение для правильного понимания геологии раннего докембрия стран Восточной Африки. Всеми исследователями признается, что ньянзийская система и прорывающие ее граниты в пределах Танзанийского массива моложе гнейсов додоманской системы. Наряду с этим гнейсы усогарской и убендийской систем многими исследователями считаются более молодыми образованиями по сравнению с гранитами массива, которые, собственно, и придают ему структурную индивидуальность. Прежде всего этой точки зрения придерживаются геологи, рассматривающие те или иные вопросы докембрия Восточной Африки. Однако во всех описаниях и легендах к многочисленным листам крупномасштабных геологических карт Танзании их авторы относят граниты Танзанийского массива к постусогарским или постубендийским образованиям. Особенно хорошо и четко это показано Ф. Отсом и Б. Тамперлеем (1937), Дж. Виттингемом (Whittingham, 1959), проводившим детальные петрологические исследования. Таким образом, «гранитный» Танзанийский массив образовался значительно позднее, чем древний гнейсовый комплекс Мозамбикского пояса (см. рис. 4). По существу в Восточной

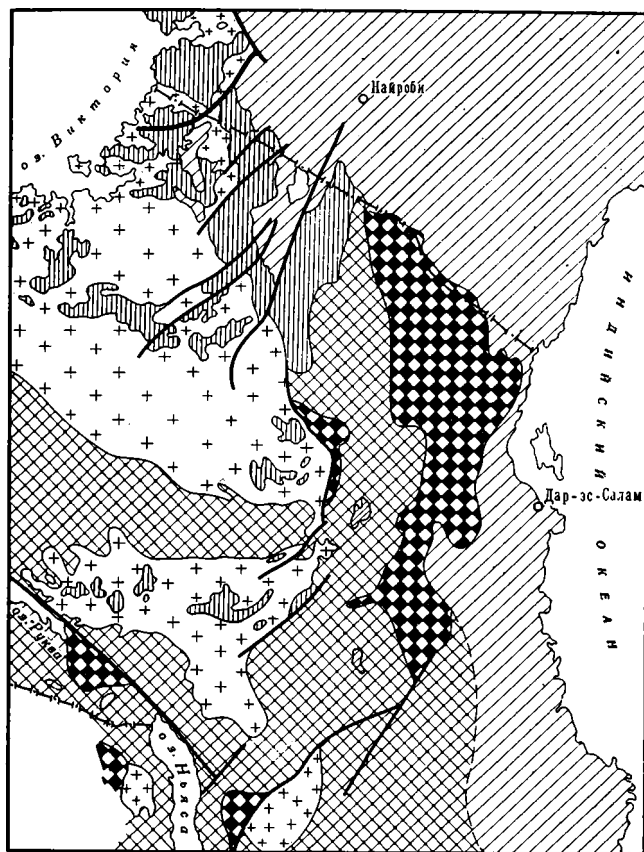


Рис. 4. Схема соотношения древнейших докембрийских складчатых комплексов Мозамбикского пояса и Танзанийского массива

1 — катархейский комплекс; а) «гранулитовая» серия, б) серия биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов; 2 — нижнеархейский вулканический комплекс; 3 — нижнеархейские-раннепротерозойские граниты; 4 — нижнепротерозойский комплекс

Африке устанавливаются те же тектонические соотношения между Мозамбикским поясом и Танзанийским массивом, которые были намечены между этим поясом и Родезийским массивом Л. И. Салопом (1970).

Приведенные примеры показывают, что чарнокитовые пояса существуют в составе древних платформ как самостоятельные структурные единицы уже с раннего докембрия и, несмотря на некоторые различия в возрасте слагающих их толщ, во всех случаях оформились как специфические, относительно мобильные зоны, до эпохи формирования «зеленокаменных поясов» киватинского типа. Аналогичная картина намечается для Канадского щита и Южной Африки (Anhaeusser et al., 1969; Glikson, 1970).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

Основные различия между двумя типами намечаемых раннедокембрийских структур были частично указаны С. Нарьянавами (Narayanawati, 1966) и А. Субраманиамом (Subramaniam, 1967) при характеристике чарнокитового и нечарнокитового районов Индостанского полуострова. Важнейшие из них могут быть сведены к следующим.

1. Существенно различен состав метаморфических комплексов овоидов и поясов. В пределах архейских или катархейских складчатых овоидов метаморфические толщи, наблюдаемые обычно в виде ксенолитов и тневых мигматитов среди более молодых гранитоидов, представлены исключительно однообразными гнейсовыми сериями. Наиболее характерными породами этих серий являются биотитовые, гранат-биотитовые и роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы. В чарнокитовых поясах состав метаморфических толщ значительно более сложен. Характерными породами этих толщ являются гиперстеновые (чарнокитовые) гранулиты, железистые кварциты, глиноземистые и графитовые гнейсы, мраморы. В общем виде можно сказать, что если в пределах чарнокитовых поясов древнейшие толщи представляют собой метаморфизованные серии вулканогенных, кремнистых и глинисто-карбонатных осадков (протоофиолиты), то метаморфические толщи складчатых овоидов отвечали, видимо, терригенно-глинистым отложениям.

2. Различен характер метаморфизма в пределах овоидов и поясов. Метаморфизм древнейших толщ складчатых овоидов обычно оказывается довольно однообразным и отвечающим условиям амфиболитовой фации. Чарнокитовые пояса характеризуются более глубоким метаморфизмом древнейших пород в условиях гранулитовой фации, однако они же почти всегда являются зонами полиметаморфизма и диафтореза. Последнее обстоятельство обуславливает типичную для чарнокитовых поясов ассоциацию пород гранулитовой фации метаморфизма с хлоритовыми, тальковыми и другими породами зеленосланцевой фации. В пределах овоидов такие ассоциации наблюдаются только в случаях тектонического совмещения древнейших метаморфических толщ с породами более молодых зеленокаменных поясов.

3. Отличаются по составу наиболее широко развитые и характерные типы интрузий. В пределах овоидов наблюдаются крупные мигмоплутонны ординарных гранитов, плагиогранитов и гранодиоритов, весьма однородные по составу пород. Эти интрузии часто имеют овальную в плане форму, хотя их контакты обычно согласуются со структурой вмещающих толщ. Наиболее поздние интрузии характеризуются широким проявлением калиевых гранитов и керамических пегматитов. Для чарнокитовых поясов характерны интрузии гиперстеновых гранитов (чарнокитов), слагающих пестрые по составу сложные массивы инъекционного типа, а также анортозиты и гипербазиты. Более поздние интрузии здесь также представлены калиевыми гранитами и сиенитами. Кроме того, для чарнокитовых поясов весьма характерны постархейские мусковитовые и редкометалльные пегматиты, формирующие нередко жильные поля, а также щелочные и щелочно-ультраосновные интрузии с карбонатитами.

4. Различен характер структурных форм складчатых овоидов и поясов. Для первых типичны овоидные нелинейные структуры, нередко сочетающиеся с наложенными, резко дискордантными линейными синклиноными зонами более молодых зеленокаменных поясов. Чарнокитовые пояса представляют собой протяженные линейные структуры, возможно, отвечающие крупнейшим межовоидным зонам, или же зонам, дугообразно ограничивающим области развития складчатых овоидов. Более молодые наложенные докембрийские структуры в пределах поясов обычно наследуют линейный характер и ориентацию поясов, чем усугубляется их линейность.

5. Отличаются по своей минерагении метаморфические комплексы складчатых овоидов и поясов. Для древних толщ чарнокитовых поясов весьма характерны железистые кварциты, высокоглиноземистые (силлиманитовые, кианитовые) породы, графитовые гнейсы и мраморы. В пределах монотонных гнейсовых толщ складчатых овоидов все эти рудоносные формации отсутствуют или имеют совершенно ничтожное развитие. При этом, естественно, рассматриваются металлогенические

характеристики, непосредственно связанные лишь с докиватинской стадией развития раннедокембрийских структур.

6. Последнее замечание касается характеристики границ чарнокитовых поясов. Многими исследователями отмечается резкость ограничений поясов (Fermor, 1936; Wilson, 1969), на основании чего эти ограничения могут рассматриваться как шовные зоны, частично залеченные и неактивные в последующей геологической истории, но нередко оказывающиеся и подвижными. В последнем случае они оказываются контролирующими размещение не только докембрийских интрузий, но и проявлений мезозойско-кайнозойского магматизма и даже определяющими формирование современного рельефа.

ПОСЛЕДУЮЩАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

Различия между гнейсовыми овоидами и чарнокитовыми поясами отразились в истории их развития и в последующие геологические эпохи.

В пределах областей развития овоидов в раннем и частично, возможно, позднем архее происходило формирование мощных вулканогенно-осадочных комплексов (киватинская система Канадского щита, булавайская и свазиландская системы Родезийского и Трансваальского массивов, ньянзийская система Танзанийского массива, серия Камбуи Леон-Либерийского кратона, дарварская система Центрально-Индостанского щита и т. п.). Вулканические процессы привели к образованию лавовых серий основного, среднего и кислого состава и накоплению соответствующих им пирокластов, составивших мощные формации базальт-андезит-риолитового ряда (Башарин, Шульдинер, 1970). Извержения имели подводный характер, на что указывает присутствие в составе этих серий граувакк, аргиллитов, песчаников, железистых кварцитов и конгломератов с обломками анортозитов (Osborn, Morin, 1962).

В современной структуре эти вулканогенно-осадочные комплексы образуют различные по размерам, но преимущественно сравнительно узкие синклинозные зоны среди обширных полей более молодых гранитов.

После накопления комплексов киватинского типа широко проявились процессы гранитообразования (ремобилизации). Последние, вероятно, имели длительный и пульсационный характер, на что указывает как многофазность гранитных интрузий, так и ряды значений радиологических определений их возраста, лежащих в диапазоне от 3100 до 2600—2300 млн. лет (Aswathanarayana, 1968; Cahen, Snelling, 1966).

Несмотря на широкое проявление процессов гранитизации, породы вулканогенно-осадочных комплексов типа киватина оказались регионально измененными главным образом в условиях зеленосланцевой фации прогрессивного метаморфизма. Не случайно области развития вулканогенных пород этих комплексов обычно называют зеленокаменными зонами или поясами (Вильсон, 1965).

Следовательно, эпоха накопления вулканогенно-осадочных комплексов киватинского типа не привела к глубокому прогибанию зон развития овоидных структур, развивавшихся по типу «подвижных шельфов» (Хоутон, 1966). В это время, как, по-видимому, и ранее, в их пределах главное значение имели процессы плутонического метаморфизма (Read, 1957; Кузнецов, Изох, 1969; Соогау, 1969). Однако процессы массового гранитообразования, вероятно, существенно переработали первичную структуру раннедокембрийских толщ, создав систему складчатых овоидов и обусловив складчатость зеленокаменных поясов (Anhaeusser et al., 1969).

В пределах чарнокитовых поясов ни накопления толщ киватинского типа, ни столь мощного гранитообразования не происходило. Таким образом, они оказались незначительно переработанными процессами гранитизации и благодаря этому сохранили свою линейную складчатую структуру.

Из этого следует единственно возможный вывод о том, что гнейсовые овиды как складчатые структуры в их современном виде представляют собой относительно более молодые образования, чем чарнокитовые пояса, которые наследуют свое строение от древнейшей эпохи.

Последующая история геологического развития складчатых овидов и чарнокитовых поясов была также различной. В пределах первых происходило накопление толщ молассового облика (серия тимискаминг Канадского щита, шамвайская серия Родезийского массива, серия Модис и ее аналоги Трансваальского массива, кавирондийская система Танзанийского массива, верхний отдел дарварской системы Центрально-Индостанского щита, серия Москито-крик Западно-Австралийского щита). После складчатости эти преимущественно грубообломочные толщи были прорваны гранитами. Аналогичного типа образования в пределах чарнокитовых поясов неизвестны.

В дальнейшем истории геологического развития овидные структуры оказываются, однако, более стабильными по сравнению с чарнокитовыми поясами. В пределах первых наблюдается широкое развитие типичных платформенных чехлов и ограниченное проявление процессов повторного метаморфизма, активизации и «омоложения». В пределах поясов, напротив, происходит заложение и развитие протерозойских и фанерозойских геосинклиналей, широко проявлен повторный метаморфизм, характерны явления активизации, радиологического «омоложения» и рифтообразования. В качестве типичных примеров процессов такого типа укажем Мозамбикский пояс Африки и Восточно-Гатский пояс Индии.

Связь зон рифтообразования с поясами тектонической активизации и «омоложения» отмечалась многими геологами (Schurmann, 1964; Machens, 1968; Хаин, 1969; Божко, 1970). И. Махенсом (Machens, 1968) такие зоны рассматривались как перикратонические, причем им было показано существенное отличие их от крупных кратонов Африканской платформы. В то же время нетрудно видеть, что эти зоны хорошо совпадают с чарнокитовыми поясами.

Часть древнейших поясов, вероятно, была переработана последующими геосинклинальными процессами настолько, что в настоящее время мы лишены возможности реконструировать их первоначальное положение. Реликтами их, вероятно, являются зоны развития гранулитов и чарнокитов во внутренних частях докембрийских платформ и складчатых поясов фанерозоя (Oliver, 1969). Однако для наиболее крупных и протяженных поясов, которые достаточно уверенно могут быть намечены в пределах древних щитов, можно заметить определенную приуроченность их к окраинам континентов, подобно тому как В. Е. Хаиним (1969) была показана приуроченность к окраинам материков зон «омоложения». Можно полагать, что чарнокитовые пояса, так же как и зоны «омоложения», являются не столько специфическими структурными элементами окраин континентов, сколько древнейшими ослабленными зонами земной коры, сыгравшими существенную роль в процессе разобщения континентов и образования океанических впадин.

Специфика последующей истории развития овидных структур и чарнокитовых поясов определила и их различную металлогению. В вулканогенно-осадочных формациях зеленокаменных комплексов зон овидных структур локализуются богатые месторождения железа и марганца, колчеданов, золота. С посткиватинскими молассовыми толщами связаны древнейшие ископаемые россыпные месторождения золота, а с осадочными и магматическими породами платформенных комплексов ассоциируют месторождения урана и полиметаллов. Почти исключительно к овидным структурам приурочены кимберлиты.

Для более поздних эпох развития чарнокитовых поясов характерны месторождения слюд (слюдястые пегматиты) алюминиевого сырья (не-

фелиновые сиениты) и редких металлов (карбонатиты). Таким образом, чарнокитовые пояса представляют собой специфический тип металлогенических провинций докембрийских платформ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ показывает принципиальную возможность выделения двух намеченных типов древнейших структур. Принимая во внимание первичный формационный состав метаморфических комплексов чарнокитовых поясов, а также учитывая большую глубину формирования гранулитов и чарнокитов (Кузнецов, 1941; Менерт, 1963; Хлестов, 1970; Закруткин, 1970), можно полагать, что эти пояса представляли собой относительно более подвижные структуры, чем зоны оvoidных структур. Приуроченность к чарнокитовым поясам габброидных интрузий (Goode and Nesbitt, 1969), а также крупных анортозитовых плутонов (Павловский, 1967; Windley, 1970), указывает на то, что эти структуры совпадали с глубинными зонами и имеют родственное отношение к эвгеосинклиналям. Для некоторых чарнокитовых поясов установлено отсутствие или резко сокращенная мощность гранито-гнейсового слоя (Wilson, 1969), так же как и для ряда эвгеосинклинальных зон складчатых систем более молодого возраста.

Намеченные типы раннедокембрийских структур отвечают, видимо, древнейшим неоднородностям континентальной коры. Формирование протоофиолитовых толщ чарнокитовых поясов может рассматриваться как стадия образования «базальтового» слоя коры; последующая гранитизация и формирование оvoidных структур приводят к созданию «гранитного» слоя. Последний процесс оказывается проявленным повсеместно, но в пределах чарнокитовых поясов в ослабленной форме. Отсюда ясно, что уже на ранних этапах развития земной коры континентов наметилась дифференциация земной поверхности на участки, отличающиеся по своей тектонической природе и характеру проявления плутонических процессов. Можно думать, что причиной такой дифференциации является первичная неоднородность внутреннего строения и состава Земли, определившаяся еще в догеологическую стадию ее развития.

Литература

- Башарин А. К., Шульдинер В. И. Основные черты тектоники докембрия Северо-Американского континента.— Геология и геофизика, 1970, № 8.
- Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских «активизированных» зон Африки.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Васильковский Н. П. О происхождении базальтового слоя земной коры.— В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов, Владивосток, т. 1, 1970.
- Вильсон А. Ф. Чарнокитовые породы Австралии.— В сб.: Вопросы геологии Австралии. «Мир», 1965.
- Закруткин В. В. О петрохимии чарнокитовой формации.— Геология и геофизика, 1970, № 8.
- Каляев Г. И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Петрохимия докембрия Южно-Енисейского кряжа.— В сб.: Материалы по геологии Западной Сибири, 1941, № 15.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества, как агентов метаморфизма и магнообразования.— В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. «Наука», т. 1, 1969.
- Лазько Е. М. О нижнем докембрии южной части Индийской платформы.— Сов. геология, 1966, № 11.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента юга Индийской платформы и его участие в новейших глыбовых поднятиях.— В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. «Наука», 1966.
- Наливкина Э. Б., Бурков Ю. К., Русанов М. С. Эволюционный ряд офиолитовых формаций и петрохимические черты его ранних членов.— В кн.: Вопросы петрохимии, Л., 1969.
- Отс Ф., Тамперлей Б. Н. К геологии нижнего отдела основного комплекса территории Танганьика.— Междунар. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. II. Докембрий. ГОНТИ, М., 1937.

- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ, «Наука», 1964.
- Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн.: Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой, Изд-во АН СССР, 1963.
- Равич М. Г., Грикуров Г. Э. Основные черты тектоники Антарктиды.— Сов. геология, 1970, № 1.
- Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья вторая.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, № 5.
- Тил Э. О., Вед Ф. Б. Геология докембрия территории Танганьика в Восточной Африке.— Междунар. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. II. Докембрий. ГОНТИ, М., 1937.
- Хайн В. Е. Основные тенденции в развитии земной коры.— Вестн. МГУ, 1968, № 1.
- Хайн В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Хлестов В. В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии.— Геология и геофизика, 1970, № 8.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. «Мир», 1966.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Almond D. C. Structure and metamorphism of the Basement Complex of north-east Uganda.— Overseas Geol. and Miner. Resour., 1969, No. 2.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Wiljoen M. J., Viljoen R. P. A Reappraisal of Some aspects of Precambrian shield geology.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, No. 11.
- Arriens P. A. and Lambert J. B. On the age and strontium isotopic geochemistry of granulite-facies rocks from the Fraser Range, Western Australia, and Musgrave Ranges, Central Australia.— Spec. Publ. geol. Soc. Austral., 1969, No. 2.
- Aswathanarayana U. Metamorphic chronology of the Precambrian provinces of South India.— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, No. 591.
- Cohen C., Snelling N. S. The geochronology of Equatorial Africa North. (Holl. Publ. Comp. Amsterdam, 1966.
- Compston W. and Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia.— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5.
- Cooray P. G. Charnokites as metamorphic rocks.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267.
- Crawford A. R. Reconnaissance Rb—Sr dating of the Precambrian rocks of southern Peninsular India.— J. Geol. Soc. India, 1969, v. 10, No. 2.
- Crawford A. R. Continental Drift and the Movement of India.— Naturwissenschaften, 1970, v. 57, No. 7.
- Fermor L. L. An Attempt at the Correlation of the Ancient Schistose formations of peninsular India.— Mem. Geol. Surv. Ind., 1936, No. 70.
- Glikson A. Y. Geosinclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems.— Tectonophysics, 1970, v. 9, No. 5.
- Goode A. D. and Nesbitt R. W. Granulites and basic intrusions of part of the eastern Tomkinson range, central Australia.— Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 1969, No. 2.
- Machens E. Das Prakambrium von Afrika. Handbouch der stratigraphischen Geologie. 1968. Bd XIII, t. 11, Mainz.
- Narayanaswami S. Tectonic problems of the Precambrian Rocks of Peninsular India.— Bull. Nat. Ins. Sci. India, 1966, No. 32.
- Oliver R. L. Some observation on the distribution and nature of granlite-facies terrains.— Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 1969, No. 2.
- Osborn F. F., Morin M. Tectonics of part of the Grenville subprovince in Quebec. The tectonics of the Canadian shield.— Rog. Soc. Canada. Spec. Publ., 1962, No. 4.
- Radhakrishna B. P. Reconsideration of some problems in the Archaean Complex of Mysore.— J. Geol. Soc. India, 1967, v. 8.
- Read H. H. The granite controversy. Thomas Murby Co. London, 1957.
- Sarkar S. N. Pre-Cambrian stratigraphy and Geochronology of Peninsular India. Dhana-bad Publishers, 1968.
- Schurmann H. H. Rejuvenation of Pre-Cambrian rocks under epigenetical conditions during old Paleozoic times in Africa.— Geol. en Mijnbouw, 1964, v. 43, No. 5.
- Subramaniam A. P. Charnokites and Granulites of Southern India.— Rev. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, 1967. Bl. 17, Hf. 4.
- Whittingham J. K. The geology of the Nyanzwa area.— Geol. Surv. Tanzania. Bull., 1959, No. 29, Dar-as-Salam.
- Wilson A. F. Granulite terrains and their tectonic setting and relationship to associated metamorphic rocks in Australia.— Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 1969, No. 2.
- Windley B. F. Anorthosites in the Early Crust of the Earth and on the Moon.— Nature, 1970, v. 226, No. 25.

551.242.3+553

Г. И. КНЯЗЕВ

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНОГО МЕДНОГО И СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Рассмотрена на примере Донбасса и Советских Карпат принципиальная схема зонального размещения рудных месторождений. В направлении от складчатых областей в сторону передовых прогибов происходит последовательная смена месторождений в следующем порядке: 1) полиметаллические (свинец, цинк, золото, серебро и др.), 2) ртутные, 3) сурьмяно-мышьяковые антимонит-реальгар-аурипигментовой формации, 4) телетермальные медные; 5) телетермальные свинцово-цинковые. Зоны распространения месторождений первых трех типов приурочены к складчатым областям, а четвертой и пятой, занимающих внешнее положение, — к передовым и перикратонным прогибам.

Наиболее типичными и многочисленными представителями класса телетермальных месторождений являются рассматриваемые здесь платформные (стратиформные) медные и свинцово-цинковые. Для них характерно широкое площадное и нередко многоэтажное распространение в стратифицированных толщах, что предопределяет уникальное промышленное значение некоторых месторождений (Джезказган, Катанга, Три-Стейт). Приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам пород считается рядом исследователей веским доказательством седиментационного накопления руд, но по этому поводу имеются и другие суждения (Яговкин, 1932; Сатпаев, 1932, 1955; Архангельский, Рожкова, 1932; Newhouse, 1933; Обручев, 1934; Линдгрэн, 1934, 1935; White, 1942; Домарев, 1948; Бетман, 1949; Bateman, 1956; Константинов, 1951, 1963; Попов, 1951, Смирнов, 1952, 1969; Бере, Гейл, Е. Мак-Найт, 1953; Беренд, 1953; Динс, 1953; Звижницкий, 1953; Бетехтин, 1954; Мануилова, 1954; Garlick, 1950; Schiiller, 1958; Вахромеев, 1961; Вольфсон, 1962, 1969; Страхов, 1962; Наркелюн, 1962; Парк, Мак-Дормид, 1966; Богданов и др., 1966, Князев, 1968, 1971).

Телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение известно как в складчатых, так и в платформенных областях в отложениях от протерозоя до кайнозоя включительно. Вместе с тем в пространственно-временном проявлении его обнаруживаются любопытные особенности.

Подмечено, что телетермальные медные и свинцово-цинковые месторождения не характерны для начальных и средних этапов развития складчатых областей и за редким исключением не встречаются во внутренних их зонах как эвгеосинклинального, так и миогеосинклинального типов¹. Они образуются, как правило, в завершающие и конечные этапы формирования складчатых областей, а в пространственном отношении тяготеют к их внешним зонам и примыкающим к ним окраинам платформенных сооружений. Особенно характерно телетермальное

¹ В складчатых областях, испытавших складчато-глыбовые дислокации в орогенный и последующие этапы послегеосинклинального развития, телетермальное оруденение локализовано в наложенных впадинах и мульдах.

медное и свинцово-цинковое оруденение для передовых и перикратонных прогибов (перикратонных опусканий в понимании Е. В. Павловского, 1959). Таково, например, геотектоническое положение медистых песчаников и пластовых свинцово-цинковых руд в Приуралье, Иркутском амфитеатре, Прикарпатье, Кодаро-Удоканской горной стране, в бассейне Миссисипи — Миссури и во многих других областях. Нередко оруденение прослеживается вдоль внешнего края складчатых областей на протяжении нескольких сотен и даже тысяч километров (в Приуралье — более 1500 км, Коро-Коро в Боливии — 750 км, медный пояс Катанги — свыше 500 км).

Принято считать, что телетермальное оруденение проявляется территориально несколько обособленно от собственно гидротермальных (более приближенных к магматическим очагам) типов оруденения. Однако в предыдущей публикации (Князев, 1968₁) было показано, что телетермальное свинцово-цинковые месторождения и медистые песчаники в ряде рудных провинций занимают закономерное замыкающее положение в региональной односторонней рудной зональности эндогенного происхождения. Проанализируем это подробнее на примере тех регионов, где тектоническая позиция и пространственно-генетические соотношения телетермального оруденения с эпи- и мезотермальным оруденением начинают вырисовываться наиболее отчетливо в результате проводимых региональных металлогенических исследований.

ДОНБАСС

Основные черты региональной рудной зональности Донбасса отражены на рис. 1. Возраст эндогенного оруденения здесь позднегерцинский, послепермский (Белоус, Кирикилица, Руев, 1967).

Последовательная смена мезо-, эпи- и телетермальных месторождений с продвижением с востока на запад вдоль Главной антиклинали Донбасса в сущности вырисовывалась еще в прошлом столетии. На востоке рассматриваемого региона в Нагольном Кряже в то время были известны многочисленные полиметаллические рудопроявления, являющиеся стандартными представителями мезотермального класса месторождений (Обручев, 1934). На северо-западном фланге Главной антиклинали расположен открытый по отвалам древних выработок в 1879 г. Никитовский рудный узел, отличающийся мощным проявлением эпитеермального ртутного оруденения. И наконец, в области северо-западного замыкания складчатых структур Донбасса в пермских отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин во второй половине прошлого столетия были выявлены (и ранее разрабатывались) во многих пунктах медистые песчаники, относимые одними исследователями к классу телетермальных месторождений, другими — к классу осадочных. Западнее полосы распространения медистых песчаников в пермских отложениях в 30-х годах текущего столетия установлены свинцово-цинковые рудопроявления. Аналогичные рудопроявления в последующие годы были выявлены в купольных структурах на северо-западной окраине Донбасса. Намеченную в самых общих чертах региональную рудную зональность (рис. 1) существенно детализируют новые данные, опубликованные геологами трестов Ворошиловградгеология и Артемеология (Штанченко, Сиденко, 1964; Утехин, Белоус, 1966). Ими подчеркнута отчетливая зональность в размещении нескольких типов гидротермальной жильной минерализации. В частности, установлено, что на востоке Донецкого бассейна в пределах Нагольного Кряжа широко распространены среднетемпературные кварцево-анкеритовые жилы и полиметаллическая минерализация. В контурах этой зоны выделены галенит-сфалеритовая и кварцево-анкеритовая подзоны. Обе они тяготеют к ядрам основных антиклинальных структур, причем галенит-

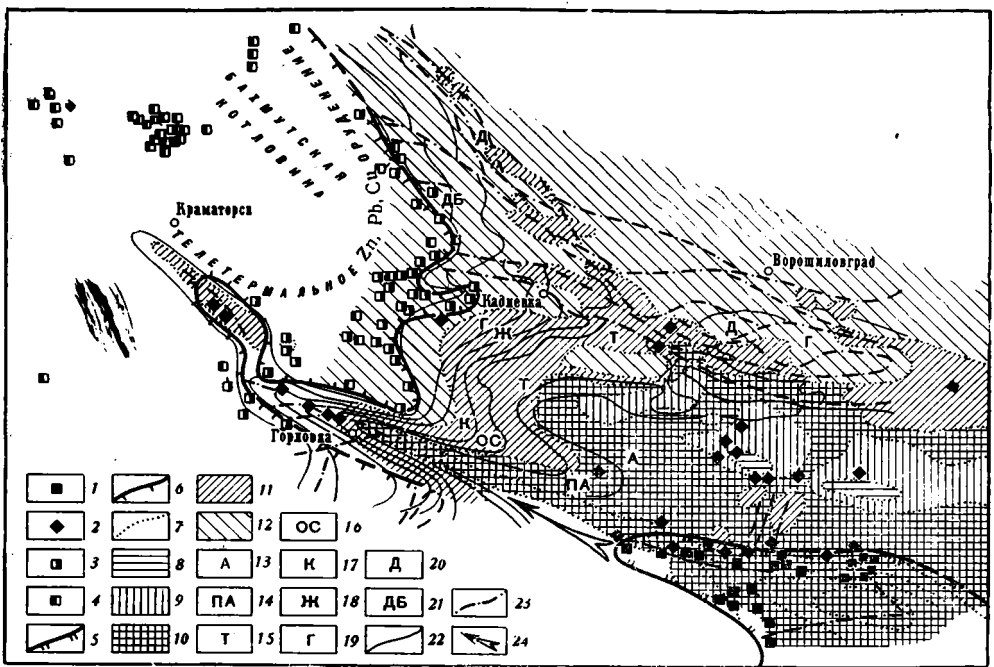


Рис. 1. Региональная рудная зональность Донбасса

1 — 4 месторождения и рудопроявления: 1 — мезотермальные полиметаллические, 2 — эпитермальные ртутные, 3 — телетермальные медные (медистые песчаники), 4 — телетермальные свинцово-цинковые; 5 — западная граница распространения полиметаллического (Pb, Zn, Au, Ag) оруденения в Нагольном Кряже; 6 — восточная граница распространения телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах; 7 — границы зон гидротермальной минерализации; 8 — 12 — зоны гидротермальной жильной минерализации: 8 — кварц-анкеритовая, 9 — кварц-анкерит-аллевардитовая, 10 — кварцевая, 11 — кварц-кальцитовая, 12 — кальцитовая; 13 — 21 — марочный состав каменных углей: 13 — антрациты, 14 — полуантрациты, 15 — тощие, 16 — отощенно-спекающиеся, 17 — коксующиеся, 18 — жирные, 19 — газовые, 20 — длиннопламенные, 21 — длиннопламенные бурые; 22 — границы распространения марок углей, 23 — разрывные нарушения; 24 — направление миграции эндогенного оруденения в позднеерцинское время

сфалеритовая минерализация распространена в ядре наиболее глубоко эродированной Главной антиклинали, а кварцево-анкеритовая — в смежных с ней с юга и севера антиклиналях.

Вторая зона, опоясывающая первую почти со всех сторон, отличается преимущественным развитием гидротермального «безрудного» кварца. Она также приурочена в основном к ядрам антиклиналей, но охватывает и их крылья, распространяясь значительно западнее зоны полиметаллической и кварцево-анкеритовой минерализации — вдоль Главной антиклинали на 50—70 км (почти до широты г. Горловки). На западной окраине кварцевой зоны расположен Никитовский рудный узел с эпитермальным ртутным оруденением.

Третья — кальцитовая зона, окаймляющая кварцевую зону с запада, в структурном отношении соответствует северо-западному периклинальному погружению Главной антиклинали, а также центральноклиальному замыканию Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин. По простиранию Главной антиклинали карбонатизация распространена на 70—100 км западнее кварцевой зоны (до широты г. Краматорска). В контуры зоны карбонатизации попадают пластовые медные и свинцово-цинковые рудопроявления в пермских отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин.

Рудопроявления меди, свинца и цинка в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах приурочены к пестроцветным нижнепермским отложениям. Залегающая в основании разреза перми картамышская свита (ранее она называлась свитой медистых песчаников) состоит из алевролитов, полимиктовых песчаников, уплотненных глин, аргиллитов и редких прослоев внутриформационных конгломератов. В Бахмутской котловине в составе картамышской свиты имеются маломощные (0,1—2,0 м) прослойки доломитов, доломитовых известняков и известняков. Вышележащая никитовская свита (прежде она именовалась соленосной) состоит из песчано-глинистых отложений с пластами карбонатных пород, гипса и каменной соли.

Медное оруденение (халькозин, халькопирит, борнит, ковеллин, малахит и другие вторичные минералы меди) локализовано преимущественно в низах картамышской свиты в пределах так называемых серых зон, сложенных полимиктовыми песчаниками с прослойками аргиллитов и уплотненных глин. Число серых зон в разрезе свиты достигает шести и более, мощность их от 1 до 40 м. Для пород серых зон характерно присутствие углистого вещества, остатков окаменевших стволов древесины, отпечатков листьев и стеблей.

Свинцово-цинковые рудопроявления (галенит, сфалерит, вторичные минералы свинца и цинка) залегают преимущественно в пластах карбонатных пород в верхах картамышской свиты и отчасти в низах никитовской свиты.

В размещении медной и свинцово-цинковой минерализации обнаруживается довольно отчетливая зональность (рис. 1): первая тяготеет к юго-восточной окраине Бахмутской котловины, а вторая распространяется значительно западнее и северо-западнее, ближе к внутренней части котловины. Смену состава рудной минерализации с продвижением на северо-запад можно наблюдать и в смежных рудопроявлениях. Так, если в Картамышском рудопроявлении, расположенном в одноименной мульде у юго-восточного замыкания Бахмутской котловины, в медистых песчаниках отмечается лишь незначительная примесь свинца, то в Берестянском рудопроявлении, находящемся в 12 км северо-западнее, содержание свинца и цинка в рудах достигает 1% и более. В Серебрянском рудопроявлении, отстоящем в 45 км к северо-западу от Картамышского, свинцовая минерализация преобладает над медной. Еще далее к северо-западу, в районе с. Ивано-Дарьевки, Славянского купола и Терско-Дробышевского поднятия свинцово-цинковая минерализация получает господствующее развитие.

Аналогичное, хотя и менее четкое, изменение состава рудной минерализации установлено в стратиграфическом разрезе пермских отложений Бахмутской котловины. В нижней части картамышской свиты ведущую роль играет медное оруденение. В верхах свиты свинцово-цинковая минерализация заметно увеличивается, а в отложениях вышележащей никитовской свиты она становится преобладающей. Изменение состава оруденения по стратиграфической вертикали в значительной мере предопределяет горизонтальную рудную зональность в пермских отложениях Бахмутской котловины, поскольку с продвижением от ее периферии к внутренней части на поверхность выходят более молодые пермские напластования, к которым приурочено телетермальное свинцово-цинковое оруденение.

В медистых песчаниках широко проявлены процессы карбонатизации, серитизации, хлоритизации и окварцевания (Федоровская, Беспалов, 1968), которые не являются диагенетическими или катагенетическими. Этому противоречит избирательная приуроченность наиболее интенсивной карбонатизации, серицитизации и хлоритизации к серым зонам, контролирующим медное оруденение. Все описанные типы изменений рудовмещающих пород обусловлены воздействием низкотемпе-

ратурных гидротермальных растворов и являются наиболее удаленными (от магматического очага) в намеченном выше зональном ряду гипогенной жильной и рудной минерализации Донбасса.

Снижение температуры гидротермальных процессов с продвижением от Нагольного Кряжа в область распространения медистых песчаников и свинцово-цинкового оруденения подтверждают результаты исследования термоэлектрических свойств галенитов (Князев, 1966₂). Галениты из полиметаллических месторождений Нагольского Кряжа обладают термоэлектродвижущей силой в пределах от 400 до 800 *мкв/град*, характерной для мезо- и гипотермальных месторождений. Галениты из пермских медистых песчаников обладают резко пониженными значениями термоэлектродвижущей силы (200—300 *мкв/град*), свойственными телетермальным месторождениям.

Минераграфические и петрографические наблюдения показывают, что сульфиды меди в медистых песчаниках Донбасса замещают карбонатизированный цемент и измененные (серичитизированные, хлоритизированные) обломки пород и минералов; они метасоматически развиваются по обуглившимся растительным остаткам, образуют секущие прожилки, неправильные гнезда и неравномерную вкрапленность. По времени отложения халькозин и халькопирит являются более поздними по отношению к новообразованным кристаллам доломита в цементе песчаников, так как корродируют последний. В сильно оруденелых песчаниках халькозин полностью вытесняет вторичный карбонат и становится цементирующим веществом. В минерализованных песчаниках и аргиллитах наблюдаются секущие прожилки халькопирита, пирита и других сульфидов¹. В прожилках нередко сконцентрирована основная масса сульфидов. Отсюда видно, что медная минерализация в пермских отложениях Донбасса является не сингенетичной, а наложенной, и проявилась после гидротермального изменения пород, что свойственно типично гидротермальным месторождениям.

Медистые песчаники Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин в совокупности с телетермальными свинцово-цинковыми рудопроявлениями северо-западной окраины Донбасса образуют внешнюю наиболее низкотемпературную зону намеченной выше региональной рудной зональности, и их ни в коем случае нельзя рассматривать изолированно от ртутных и полиметаллических месторождений Нагольного Кряжа. Что же касается пластообразной формы залегания руд, то она не может служить однозначным критерием их осадочного происхождения (Сатпаев, 1955; Вольфсон, 1969; Князев, 1968₁).

Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины по отношению к Донецкому бассейну занимают краевое (внешнее) положение, и в их сторону, как это видно на сводных геологических картах, происходила миграция пермо-триасовых ингрессий. В направлении с юго-востока на северо-запад также наблюдается уменьшение напряженности складчатости от линейной (сходной с геосинклинальной) в Донбассе до мультискладчатой и прерывисто-куполовидной на его северо-западной окраине.

В этом же направлении отмечается закономерное снижение степени метаморфизма углей Донецкого бассейна (рис. 1). Наиболее метаморфизованные разности углей — антрациты приурочены к центральной, южной и юго-восточной частям бассейна. Полоса распространения полуантрацитов и тощих углей окаймляет антрацитовую зону на северо-западе и севере. Спекающиеся угли марки ОК, ПЖ, К, ПС распространены в западной части бассейна, в Кальмиус-Торецкой котловине, а также на севере и северо-востоке бассейна. Длиннопламенные и газовые угли преобладают в северо-западных районах Донбасса. Наименее метаморфизованные (переходные от длиннопламенных к бурым)

¹ Пермские отложения Донбасса не метаморфизованы.

угли марки ДБ оконтурены на площади Старобельско-Миллеровского, Петриковского и Приднепровского районов. По мере уменьшения степени метаморфизма углей происходит снижение метаморфизма отложенный карбона от приближающейся к аспидно-филлитовой ступени в Нагольном Кряже до слабо или почти не затронутых метаморфизмом — в зоне перехода к Днепровско-Донецкой впадине. В Нагольном Кряже выявлены дайковые породы триас-юрского (?) возраста, в то время как на северо-западной окраине Донбасса они не установлены. Это может служить косвенным указанием на меньшие глубины залегания магматического очага и больший прогрев пород на востоке Донецкого бассейна в заключительные стадии герцинского тектоно-магматического цикла.

Итак, в пределах Донбасса в направлении с юго-востока на северо-запад намечается закономерное изменение нескольких геологических явлений.

Поразительное совпадение направления изменения, казалось бы, столь разнородных явлений, как отступление пермо-триасовых ингрессий, уменьшение напряженности складкообразования, спад температуры гидротермального рудообразования и снижение степени метаморфизма углей не может быть случайным. Надо полагать, что все эти явления порождены общей причиной — направленным с юго-востока на северо-запад поступательным развитием тектоно-метаморфических и магматических процессов в Донецком бассейне в заключительные стадии герцинского тектогенеза. Именно в этом кроется главная причина миграции эндогенного рудообразования в заключительный этап герцинского тектоно-магматического цикла и появления односторонней региональной рудной зональности, выраженной в последовательной смене в направлении с юго-востока на северо-запад мезотермального полиметаллического, эпитептермального ртутного и, наконец, телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. Гидротермальный рудный процесс в ходе своего развития распространялся в сторону погружения донецких структур, постепенно «затухая» в направлении с юго-востока (от Нагольного Кряжа) на северо-запад (к Днепровско-Донецкой впадине¹). Именно поэтому наиболее низкотемпературное, телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение приурочено к внешней части Донецкой складчатой области — Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинам, тектоническое положение и особенности развития которых аналогичны периклинальным прогибам. Телетермальное свинцово-цинковое оруденение распространено и в пределах Днепровско-Донецкой впадины, где оно локализовано в соляно-купольных структурах, включая нефтегазонасыщенные. Здесь же выявлены флюоритовая минерализация, самородная сера и калийные соли.

Из намеченной региональной рудной зональности вытекают следующие рекомендации о направлении поисковых работ.

1. Открытие мезотермальных полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений наиболее вероятно на юго-востоке Донбасса, ртутных — в полосе, примыкающей к Нагольному Кряжу с запада, телетермальных медных и свинцово-цинковых — на северо-западной окраине Донбасса и в прилегающих к нему районах Днепровско-Донецкой впадины.

¹ Н. С. Шатский (1946) и другие исследователи справедливо подчеркивали своеобразие Донецкого прогиба (авлакогена), состоящее в заложении его на древней платформе без раннегеосинклинального этапа. Своеобразие тектонического развития Донецкой складчатой области находит свое отражение и в ее металлогенических особенностях, в частности в подчиненной роли раннегеосинклинального и собственно геосинклинального этапов оруденения. Кроме того, в складчатых областях, прошедших типичное геосинклинальное развитие, миграция оруденения во времени, обуславливающая региональную одностороннюю рудную зональность, происходила поперек к генеральному простиранию складчатости, а в Донбассе — вдоль нее.

2. При поисках телетермальных медных и свинцово-цинковых месторождений в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах следует учитывать не только литолого-стратиграфические поисковые критерии, которые до сих пор служили направляющим началом при поисках. Наряду с бесспорно имеющим большое значение литолого-стратиграфическим контролем телетермального оруденения в пространственном размещении его немаловажную роль должны играть складчатые и разрывные структуры. Значение пликативных нарушений в локализации свинцово-цинкового оруденения видно на примере Славянского купола, где сосредоточены многочисленные свинцово-цинковые рудопроявления. Аналогичная картина наблюдается и в других купольных структурах северо-западной окраины Донбасса и в прилегающих районах Днепровско-Донецкой впадины.

Имеются определенные основания предполагать, что наиболее концентрированное и выдержанное по простиранию медное оруденение в Бахмутской котловине будет приурочено к разрывным нарушениям северо-западного, северо-восточного простирания и ослабленным зонам, повторяющим (трассирующим) направление складчатости, а также продольных и поперечных сбросов в Донбассе. Именно вблизи таких нарушений, секущих пермские отложения, обеспечивались наиболее благоприятные условия для образования выдержанных по простиранию лентообразных рудных залежей в пределах так называемых серых зон. В связи с этим привлекают к себе внимание признаки линейности в размещении целого ряда медных рудопоявлений: 1) Картамышское — Берестянское (северо-западного направления); 2) Кодемское — Марьяновское — Луганское — Лозовское (северо-западного направления); 3) Покровское — Медная Руда — Горелый Пень (северо-западного направления); Покровское — рудопоявления шурфа № 20 — Южная Долина — Берестянское (северо-восточного направления). Лентообразная минерализованная зона северо-восточного простирания протяженностью свыше 7 км оконтурена по данным бурения в последние годы на Берестянском медном месторождении.

На приуроченность медного оруденения Бахмутской котловины к разрывным нарушениям обращали внимание даже сторонники гипотезы осадочного происхождения медистых песчаников Бахмутской котловины. Они подчеркивают, в частности, что Картамышское и Ямкинское рудопоявления локализованы на крутых крыльях Картамышской мульды; Константиновское расположено вблизи разлома; Выскровка, Клиновское и Кислый Бугор приурочены к флексурным складкам, иногда сопровождающимся разрывами (Клиновское); Покровское, Медная Руда, Горелый Пень — также тяготеют к крупной тектонической зоне.

Все это позволяет утверждать, что в Бахмутской котловине скорее можно ожидать открытия не пластовых меденосных залежей (т. е. широкого площадного распространения), а протяженных лентообразных, вытянутых вдоль флексурных складок и разрывных нарушений. Ранее же поиски ориентировались на пластовый тип оруденения и, возможно, из-за этого были малоэффективными.

Аналогичная картина должна наблюдаться и в локализации телетермального свинцово-цинкового оруденения, характерного для северо-западной окраины Донбасса и примыкающих к нему районов Днепровско-Донецкой впадины. Здесь возможно нахождение также телетермального флюоритового оруденения, месторождений серы и калийных солей, собственных передовым прогибам.

3. Все типы гидротермального оруденения на северо-западе Донбасса тяготеют к окраинам Бахмутской котловины, образуя в совокупности, по-видимому, еще неполностью оконтуренный периферический рудный пояс (см. рис. 1), относящийся к категории замкнутых рудных поясов (Князев, 1967). Замкнутый рудный пояс обрамляет почти на всем про-

тяжении Бахмутскую котловину, соответствующую в региональном структурном плане глубоко опущенному блоку, в основании которого залегают породы карбона, девона и консолидированного докембрийского фундамента. Очертания рудного пояса эллипсоидные, усложненные на востоке коленообразными изгибами. Длинная ось эллипса ориентирована в северо-западном (днецком) направлении; протяженность ее около 150 км, а короткой оси — до 100 км. Восточный сегмент рудного пояса отличается широким развитием телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. Для западного сегмента характерно телетермальное свинцово-цинковое и в меньшей мере ртутное оруденение. В южном сегменте доминирует ртутное оруденение при подчиненном развитии телетермального медного. Концентрация оруденения по периметру Бахмутской котловины обусловлена наличием краевых расколов в ее фундаменте, послуживших рудоподводящими каналами. Именно в пределах намеченного замкнутого рудного пояса и следует сосредоточить первоочередные поисковые работы на медь, свинец, цинк, ртуть и флюорит.

СОВЕТСКИЕ КАРПАТЫ

Эндогенное оруденение рассматриваемого региона связано с неогеновым экструзивно-эффузивным вулканизмом, проявившимся на обширной территории юго-западнее внутренней зоны Карпат, включая смежные районы Румынии. Для этой территории характерно полиметаллическое, золото-полиметаллическое, ртутное, баритовое, мышьяково-сурьмяное, а также телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение. Большинство гидротермальных месторождений образовалось в заключительный этап вулканической деятельности, что подтверждается наличием соответствующей рудной минерализации в андезитах бужорской свиты верхнеплиоценового возраста (Мерлич, 1959; Лазаренко и др., 1963).

В поперечном направлении советского сектора Карпатской складчатой области с продвижением с юго-запада на северо-восток установлена последовательная смена нескольких типов гидротермального оруденения (рис. 2), во многом напоминающая региональную рудную зональность в Донбассе (рис. 1). На юго-западной окраине Закарпатья доминирует полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение, локализованное в сарматских осадочно-эффузивных образованиях. Северо-восточнее полосы распространения полиметаллического оруденения в пределах Выгорлат-Гутинской гряды неогеновых вулканогенных образований и внутренней антиклинальной зоны Карпат преобладающее развитие получило ртутное оруденение. Последнее далее к северо-востоку, в Петрошской зоне флишевых Карпат, уступает место сурьмяно-мышьяковому оруденению антимонит-реальгар-аурипигментовой формации. \

И, наконец, еще северо-восточнее вдоль внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба и внешней антиклинальной зоны Карпат параллельно полиметаллической, ртутной и сурьмяно-мышьяковой рудным зонам следует полоса распространения телетермального медного (медистые песчаники) и свинцово-цинкового оруденения, приуроченного к третичным отложениям. Четко локализуясь в пределах Предкарпатского передового прогиба и внешней антиклинальной зоны Карпат, телетермальное оруденение занимает в намеченной рудной зональности закономерное замыкающее положение¹. Следовательно, в данном регионе,

¹ Имеются определенные основания рассматривать в качестве завершающих региональную рудную зональность Советских Карпат расположенные еще далее к северо-востоку крупные месторождения калийных солей и самородной серы, приуроченных также к третичным отложениям. Полоса распространения соленосных отложений и серных месторождений протягивается вдоль внешней зоны Предкарпатского передового прогиба, следуя параллельно зонам развития телетермального свинцово-цинкового и медного, эпитеермального ртутного и сурьмяно-мышьякового, мезотермального полиметаллического и золото-полиметаллического оруденения альпийского возраста.

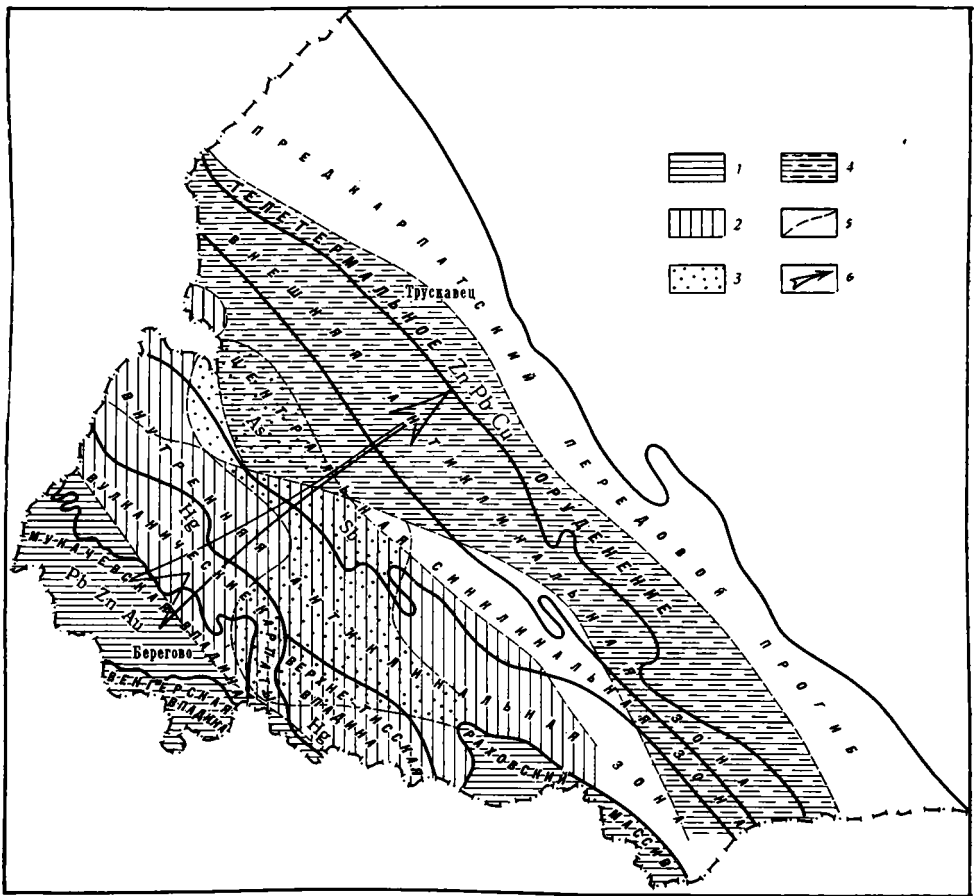


Рис. 2. Региональная рудная зональность Советских Карпат.

Типы оруденения: 1 — золото-полиметаллическое; 2 — ртутное; 3 — сурьмяно-мышьяковое; 4 — медное и свинцово-цинковое телетермальное; 5 — условные границы рудных зон; 6 — направление миграции эндогенного оруденения в неогене

как и в Донбассе, телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение хорошо укладывается в одностороннюю региональную рудную зональность эндогенного происхождения и составляет опять-таки ее внешнее звено. В полном соответствии с наблюдаемой последовательной сменой в пространстве полиметаллической, ртутной и сурьмяно-мышьяковой рудных зон происходило и образование соответствующих им продуктивных минеральных ассоциаций в месторождениях Закарпатья и Карпат (Мерлич, 1959; Князев, 1968₁). Аналогичная последовательность проявления полиметаллического, ртутного и сурьмяно-мышьякового типов оруденения свойственна многим рудным провинциям и отдельно взятым месторождениям. Отсюда напрашивается вывод о принадлежности всех типов оруденения, составляющих в совокупности региональную рудную зональность рассматриваемого региона к единой эволюционной гидротермальной рудной серии, конечным звеном которой является наиболее низкотемпературное и удаленное от магматического очага телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение.

В Восточных Карпатах М. Кутаном (Kuthan, 1949) установлена миграция центров неогенового вулканизма, с которым генетически связано эндогенное оруденение, в направлении с юго-запада на северо-восток, т. е. в направлении миграции неогенового эндогенного оруденения. Меж-

ду прочим, в этом же направлении мигрировали и третичные морские прогибы в заключительные стадии формирования восточного сектора Карпатской геосинклинали (Богданов, 1949). В процессе своего развития они постепенно отступали от Карпатской геосинклинали в сторону Предкарпатского передового прогиба, как бы накатываясь на юго-западный край Русской платформы. Коль скоро направление миграции неогеновой вулканической деятельности и третичных морских прогибов совпадает с последовательностью проявления и чередования различных типов неогенового эндогенного оруденения в пространстве, естественно, напрашивается вывод, что наблюдаемая региональная рудная зональность предопределена поступательным развитием с юго-запада на северо-восток тектоно-магматических процессов.

Телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение в рассматриваемом регионе очень слабо изучено, и поиски его проводились эпизодически лишь в отдельных пунктах (Трускавецкие свинцово-цинковые рудопроявления). В сущности данный регион остается в этом отношении еще «не тронутым», хотя его без колебаний можно причислить к числу наиболее перспективных на телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение на Украине.

Свинцово-цинковое телетермальное оруденение, согласно намеченной региональной рудной зональности, тяготеет к внутренней зоне Предкарпатского передового прогиба и прослеживается (по ореолам рассеяния и рудопроявлениям свинца и цинка) почти на всем его протяжении от границы с Румынией на юго-востоке до границы с Польшей на северо-западе. Наиболее перспективными являются следующие районы: 1) окрестности г. Трускавец, 2) окрестности городов Коломыя, Яремча, 3) окрестности г. Старого Самбора. Здесь необходимо провести первоочередные поисковые работы на свинец и цинк. В последующем поисками следует охватить всю Предкарпатскую зону распространения телетермального свинцово-цинкового оруденения.

Медное телетермальное оруденение, согласно схеме региональной рудной зональности, по отношению к свинцово-цинковому телетермальному оруденению несколько смещено к юго-западу. Полоса распространения медного оруденения охватывает внутреннюю зону Предкарпатского передового прогиба и внешнюю антиклинальную зону Карпат. Наиболее перспективными на медь являются следующие районы: 1) северо-западная окраина Прикарпатья, начиная от г. Сколе, на юго-востоке до г. Турка на северо-западе и 2) окрестности г. Надворная. Вообще же поиски меди следует проводить во всей внутренней зоне Предкарпатского передового прогиба и внешней антиклинальной зоне Карпат.

* * *

Во многих рудных провинциях со всей очевидностью обнаруживается краевое (внешнее) положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения по отношению к областям распространения более высокотемпературных гидротермальных месторождений (Донбасс, Прикарпатье, Приуралье, Кодаро-Удоканский хребет, Каратау, Джебказган, Мансфельд и др.). Телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение наиболее типично для передовых и перикратонных прогибов. Металлогеническая специализация передовых и перикратонных прогибов служит поучительным примером теснейшей связи определенных типов эндогенного оруденения с определенным тектоническим режимом.

Период формирования передовых прогибов совпадает с послениврссионным и орогенным этапами развития геосинклиналей, когда резко возрастала роль складчато-глыбовых дислокаций. Ранее уже отмечалось (Князев, 1966₃), что интенсивные складчато-глыбовые дислокации способствуют отделению насыщенных летучими дериватов магм и рудо-

образующих растворов, в связи с чем к завершающим этапам формирования складчатых областей приурочено образование подавляющей массы гидротермальных месторождений (Вольфсон, 1969).

В зонах сочленения с платформами и складчатыми областями в передовых и перикратонных прогибах процесс прогибания сопровождался заложением и подновлением глубоких расколов в фундаменте, которые достигали магматических очагов и могли служить рудоподводящими каналами. Нередко телетермальное оруденение следует строго параллельно простиранию примыкающих складчатых областей и границам платформ (Прикарпатье), что весьма выразительно подчеркивает связь оруденения с региональными краевыми расколами — зонами повышенной проницаемости. Рассекая консолидированное основание платформ, разломы проникали в стратифицированные толщи, выполняющие передовые и перикратонные прогибы. Многие рудоподводящие разломы не достигали дневной поверхности (выклиниваясь, погашаясь по восстанию в слабо уплотненных отложениях), т. е. являлись слепыми. Это способствовало широкой площадной циркуляции гидротерм в стратифицированных толщах и экстенсивному развитию рудной минерализации в пластах пород, особо благоприятных для рудоотложения по физико-химическим свойствам. Такими породами могут служить прежде всего пиритоносные песчаники, известняки, аргиллиты и др.

Пиритсодержащие породы из-за происходящих в них электрохимических процессов и относительно высокой электропроводности служат генераторами естественных электрических полей, под действием которых происходит направленная миграция ионов меди, свинца, цинка и др., реагировавших с ионами серы при диссоциации раннего пирита в гидротермах (Князев, Сейфуллин, 1966; Карасев и др., 1969).

Передовые прогибы в ходе своего развития, как правило, мигрируют в сторону прилегающих к ним платформ, вовлекая краевые части последних в прогибание (Пушаровский, 1960). Миграция тектоно-магматических процессов в завершающие этапы развития геосинклиналей в сторону передовых прогибов и обуславливает появление односторонней региональной рудной зональности с последовательным смещением более поздних типов оруденения в направлении передовых и перикратонных прогибов. Именно по этой причине телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение получает наибольшее распространение в передовых и перикратонных прогибах, а также во внешних зонах примыкающих к ним складчатых областей и периклиналильных прогибах. Реже оно локализовано во впадинах наложенного типа и мульдах, сформировавшихся в позднеорогенный этап, но опять-таки преимущественно во внешних зонах складчатых областей (Джезказган, Мансфельд, Верхняя Силезия). В этом случае обнаруживается закономерная приуроченность телетермального свинцово-цинкового и медного оруденения к периферии срединных и консолидированных массивов (Кокчетавский, Чешский, Центральный Французский — рис. 3).

Для месторождений, образующих региональную рудную зональность, характерна принадлежность к единой гидротермальной серии оруденения, т. е. их генетическое родство. Именно в этом С. С. Смирнов (1944) усматривал главную причину зонального размещения эндогенных месторождений в Восточном Забайкалье, принадлежащих в подавляющем большинстве к одной, верхнекиммерийской, металлогенической эпохе (Князев, 1966₁). Здесь, так же как и в Советских Карпатах и в Донбассе, подмечено, что региональная рудная зональность является отражением направленного к юго-востоку и востоку развития киммерийских тектоно-магматических процессов (Князев, 1968₁). Закономерное смещение более поздних типов эндогенного оруденения, параллельное и синхронное поступательному развитию киммерийских тектоно-магматических процессов, обусловило зональное размещение мезозойского оруде-

нения, выразившееся в последовательном расположении с северо-запада на юго-восток золото-молибденового, оловянно-вольфрамового и полиметаллического рудных поясов (рис. 4). Забайкальские рудные пояса прослеживаются вдоль мезозойской мобильной зоны северо-восточного простираения на протяжении нескольких сотен километров; ширина их изменяется десятками километров. При этом зональное размещение различных типов оруденения в пространстве в самых общих чертах повторяет последовательность отложения продуктивных минеральных ассоциаций в отдельно взятых месторождениях (Князев, Красников, 1967).

Региональная рудная зональность, как правило, проявляется только в период одного тектоно-магматического цикла (в пределах одной рудной провинции). При этом она бывает чаще всего одно-сторонней и выражается в закономерной смене в одном направлении гипо-, мезо-, эпи- и телетермального оруденения. Замыкающее положение в одно-сторонней региональной рудной зональности в ряде рудных провинций занимают пластовые свинцово-цинковые месторождения и медистые песчаники, что свидетельствует об эндогенном происхождении и этого типа оруденения.

Принципиальная схема зонального размещения месторождений полезных ископаемых с продвижением от складчатых областей в сторону передовых и периклиналильных прогибов в рассмотренных здесь регионах такова: 1) мезотермальные полиметаллические (Pb, Zn, Au, Ag и др.) 2) эпите-рмальные ртутные→3) эпите-рмальные сурьмяно-мышьяковые антимонит-реальгар-аурипигментовой формации→4) телетермальные медные→5) телетермальные свинцово-цинковые→6) каменная и калийная соли→7) самородная сера. Зоны распространения месторождений первых трех групп приурочены к складчатым областям, четвертой и пятой групп — к внутренним зонам передовых прогибов, шестой и седьмой групп — к внешним зонам передовых прогибов. В Прикарпатье к шестой и седьмой зонам тяготеют также месторождения нефти и газа.

О генетической общности этих типов месторождений может свидетельствовать тесная парагенетическая ассоциация в телетермальных свинцово-цинковых рудах галенита, сфалерита и самородной серы (Трускавецкие рудопроявления — Бетехтин и др., 1964), а также наличие свинцово-цинковой минерализации и самородной серы в соляных кепроках нефтегазоносных купольных структур (Днепровско-Донецкий авлакоген). Кроме того, в ртутных и полиметаллических месторождениях Закарпатья и Донбасса присутствуют жидкие и твердые битумы нефтяного ряда и углеводородсодержащие минералы (гагчеттит, элькерит, карпатит, кертисит — Лазаренко и др., 1963). Не исключено, что углеводороды, водород, сероуглерод, хлор эндогенного происхождения участвовали

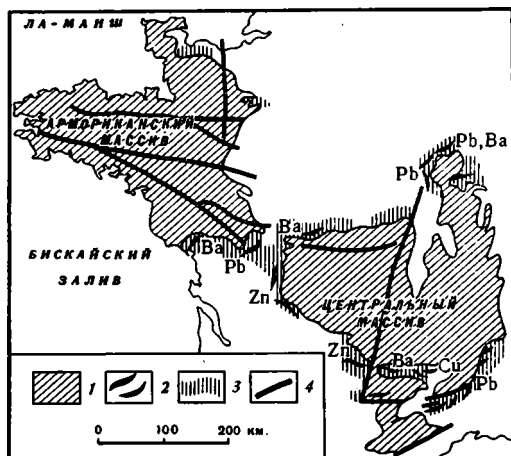


Рис. 3. Схема размещения пластовых свинцово-цинковых, флюоритовых, баритовых и пиритовых месторождений на периферии срединных массивов Франции. По П. Лаффиту (Laffitte, 1967)

1 — срединные массивы; 2 — пластовые месторождения свинца, цинка, флюорита, барита, пирита; 3 — рудные зоны с многочисленными признаками минерализации (Ba, F, Pb, Zn, пирит); 4 — глубинные разломы

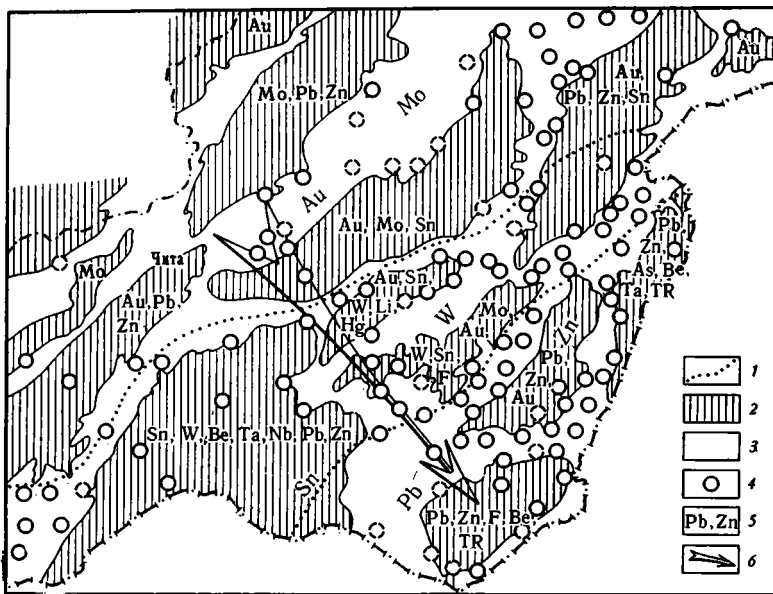


Рис. 4. Региональная рудная зональность Восточного Забайкалья
 1 — условные границы рудных зон; 2 — консолидированные массивы; 3 — мобильные юрские пояса; 4 — рудные узлы; 5 — главнейшие полезные ископаемые в замкнутых рудных поясах, окаймляющих консолидированные массивы; 6 — направление миграции эндогенного оруденения в киммерийском тектоно-магматическом цикле

в переносе металлов в карбидной, гидроксидной, хлоридной или иной форме, а присутствие их в гидротермах и флюидах обеспечивало резко восстановительную обстановку, необходимую для кристаллизации сульфидов. В этом, по-видимому, и кроется одна из главных причин близкого пространственного сонахождения в рассматриваемых районах телетермального свинцово-цинкового и отчасти медного оруденения с месторождениями самородной серы, нефти и газа. Между прочим, подобная же картина наблюдается в Приуралье, Поволжье, Средней Азии, Предкавказье (включая Керченский полуостров), в центральных и юго-восточных штатах США и целом ряде других регионов. Подмеченная закономерность может иметь определенное значение для прогнозирования и направления поисковых работ.

Литература

- Архангельский А. Д., Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1932, т. 10, № 2.
- Белоус И. Р., Кирикилица И. С., Руев С. С. К вопросу о возрасте эндогенной минерализации Донбасса.— Тез. докл. геол. конф. «Степановские чтения», Артемовск, 1967.
- Бере К., Гейл А., Мак-Найт Е. Цинковые и свинцовые месторождения долины Миссисипи.— В сб.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Изд-во иностр. лит., М., 1953.
- Беренд Ф. Вкрапленные месторождения свинцовых и цинковых руд в Пестром песчанике на северной окраине Эйфеля и их происхождение.— В сб.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Изд-во иностр. лит., 1953.
- Бетман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Бетехтин А. Г. К дискуссии по вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2.
- Бетехтин А. Г. и др. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. «Недра», 1964.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат.— Сов. геология, 1949, сб. 10.

- Богданов Ю. В. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. «Недра», 1966.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. Госгеолтехиздат. 1961.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. «Наука», 1969.
- Динс Т. Медистые сланцы и ассоциированная с ними свинцово-цинковая минерализация в пермских породах Силезии, Германии и Англии.— В сб.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Изд-во иностр. лит., 1953.
- Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников.— Всес. н.-и. геол. ин-т. Полез. ископ., 1948, сб. 4.
- Звиждницкий Я. Свинцовые и цинковые руды в Польше.— В сб.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Изд-во иностр. лит., 1953.
- Карасев А. П., Князев Г. И., Красников В. И., Сейфуллин Р. С. Влияние электрофизических свойств сульфидов и электрохимических явлений на процессы гидротермального рудообразования.— Геология и геофизика, 1969, № 11.
- Князев Г. И. Возраст гипогенного оруденения Восточного Забайкалья.— В сб.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. «Наука», 1966.
- Князев Г. И. Термоэлектрические свойства пиритов и галенитов некоторых полиметаллических месторождений.— Минералог. сб. 1966, № 20, вып. 2, Львов.
- Князев Г. И. О влиянии дислокационных процессов на гипогенное рудообразование.— Геотектоника, 1966, № 6.
- Князев Г. И. К систематике замкнутых рудных поясов.— Геотектоника, 1967, № 2.
- Князев Г. И. Тектонические структуры и рудная зональность.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Князев Г. И. Литолого-стратиграфический контроль свинцово-цинкового оруденения Восточного Забайкалья.— В сб.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1968.
- Князев Г. И., Сейфуллин Р. С. К проблеме гидротермального сульфидного рудообразования.— Геология и геофизика, 1966, № 6.
- Князев Г. И., Красников В. И. Поведение мезозойского гипогенного оруденения Восточного Забайкалья во времени и в пространстве. «Недра», 1967.
- Князев Г. И., Сейфуллин Р. С., Красников В. И. О рудоконтролирующем значении пиритизированных зон в условиях Восточного Забайкалья.— В сб.: Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. «Недра», 1967.
- Князев Г. И., Куделя В. К. Полупроводниковые свойства галенитов и пиритов как критерий условий рудообразования. «Наукова думка», Киев, 1969.
- Князев Г. И. Тектоно-металлогеническое районирование и региональная рудная зональность Украины.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. 1971, вып. 4, «Недра».
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка.— Разведка недр, 1951, № 5.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, 1963.
- Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. 1, 2 и 3. ОНТИ. 1934, 1935.
- Мануилова Н. С. К некоторым вопросам, касающимся генезиса медистых песчаников Джезказгана.— Зап. Всес. минералог. о-ва, № 4, 83, 1954, вып. 4.
- Мерлич Б. В. О генетических соотношениях ртутного и свинцово-цинкового оруденения в Закарпатье.— В сб.: Проблемы геохимии, 1959, вып. 1. Изд-во Львовск. ун-та.
- Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения. Изд-во АН СССР. 1962.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. Горн.-нефт. изд-во, 1934.
- Павловский Е. В. Зоны прекратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12.
- Парк И. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. «Мир», 1966.
- Попов В. И. О происхождении месторождений медистых песчаников гидротермального типа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Особенности строения и развития краевых прогибов. В сб.: Структура земной коры и деформации горных пород. XXI сес. МГК. Докл. сов. геол. Изд-во АН СССР, 1960.
- Сатпаев К. И. Джезказганский меднорудный район и его минеральные ресурсы. Цветметгиздат, 1932.
- Сатпаев К. И. Некоторые методологические вопросы теории рудообразования на примере генезиса так называемых «медистых» песчаников гидротермального типа.— В кн.: Вопросы геологии Азии. т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолгиздат. 1944.

- Смирнов В. И. К вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка.— Разведка недр, 1952, № 1.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», 1969.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.
- Утехин Г. М., Белоус И. Р. Зональное размещение сурьмяно-ртутной минерализации.— Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 95, 1966, вып. 6.
- Федоровская Л. И., Беспалов И. М. Вторичные преобразования в медистых песчаниках Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6.
- Штанченко М. С., Сиденко О. Г. Зональность гидротермальной минерализации в породах палеозоя Луганской области.— Матер. геол. конф. памяти Л. И. Лутугина, Луганск, 1964.
- Яговкин И. С. Медистые песчаники и сланцы.— Тр. ВГРО, 1932, вып. 185. Гос. научно-техн. горно-геол.-нефт. изд-во.
- Bateman A. Notes of the origin of the Rhodesian copper deposits.— Econ. Geol., 1956, v. 51, No. 6.
- Garlick W. G. Origin of the Roan Antelope copper deposit of Northern Rhodesia.— Econ. Geol., 1950, v. 50.
- Kuthan M. Únadačný vulkanizmus Karpatskeho orogenu a Vulkanologické Studia V. sev. časti. Prešovskych hor.— Prace Statného geologickeho ústavu. 1949. Sosit 17.
- Newhouse W. H. The temperature of formation of the Mississippi Valley lead-zinc deposits. — Econ. Geol., 1933, v. 28.
- Schiiller A. Die Metallisation und Genese des Kupferschiefers von Mansfeld.— Abhandl. Deutsch. Akad. Wiss., Berlin, Kl. f. Chemie, 1958, No. 6.
- White C. H. Notes on the origin of the Mansfeld copper deposits.— Econ. Geol., 1942, v. 37.
- Laffitte P. Cartographie metatogenique et gitis stratiformes.— Econ. geol., 1967. Monogr., No. 3, N.-Y.

Институт минеральных ресурсов
Днепропетровск

Статья поступила
21 декабря 1970 г.

УДК 551.241(470.324)

Г. Б. ГОЛИОНКО, Н. С. ЕФИМКИН, В. Е. ЗИНЬКОВСКИЙ,
Е. М. КРЕСТИН

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА И ПАЧЕЛМСКОГО ПРОГИБА (ПО МАТЕРИАЛАМ ГСЗ)

Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива, Пачелмского прогиба и юго-западного склона Токмовского свода характеризуется сложным блоковым строением. Высокоскоростные сейсмические границы, отмеченные в пределах древних щитов, можно считать приуроченными к поверхности комплекса «протооснования», представленного породами основного состава и характеризующего доархейскую и раннеархейскую историю развития земной коры.

Рассматриваемая часть регионального профиля ГСЗ Черное море — Карское море представляет большой интерес, так как детальными наблюдениями ГСЗ — КМПВ изучены кора и верхняя мантия Земли в области северо-восточного склона Воронежского массива, Пачелмского прогиба и юго-западного склона Токмовского свода.

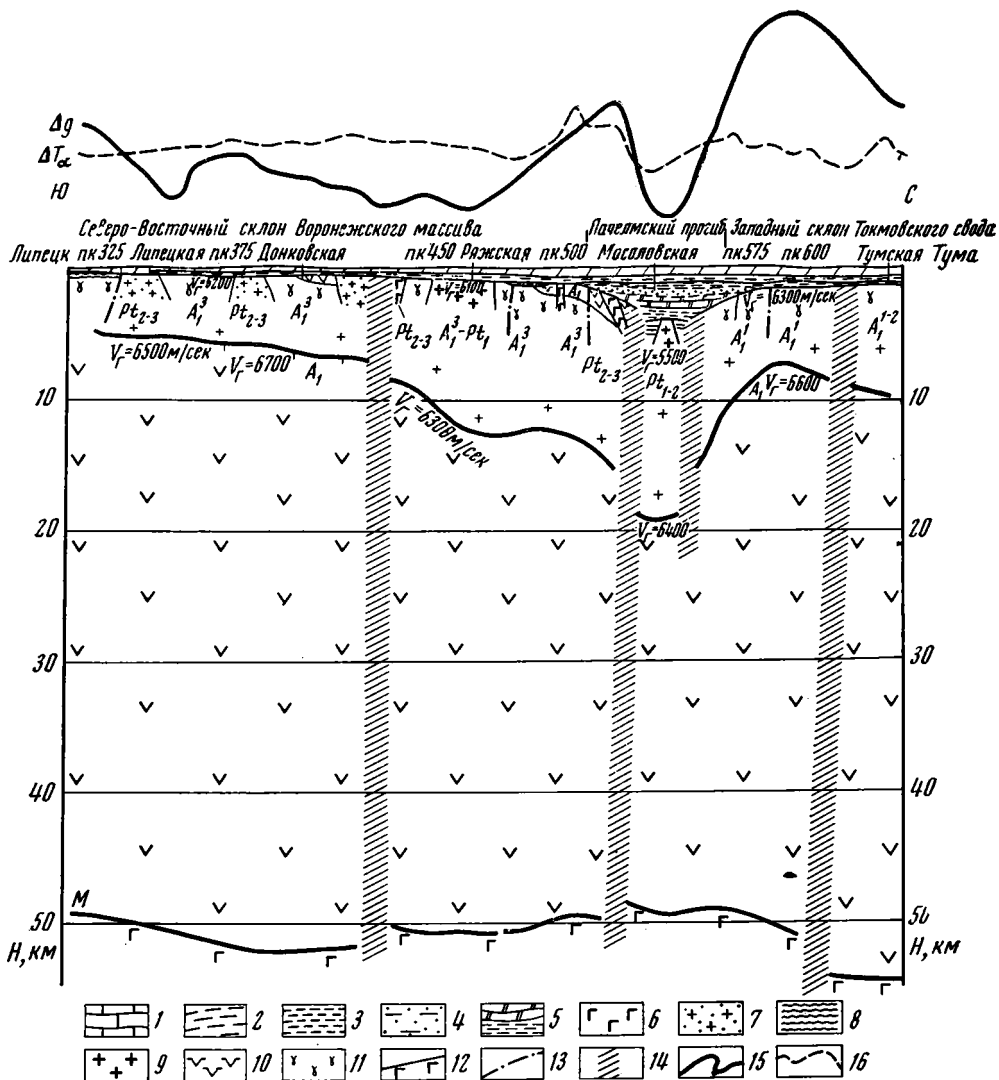
Профиль опирается на ряд скважин (рисунок), большинство из которых вскрывает верхи осадочного чехла, и только Липецкой, Данковской, Чаплыгинской, Ряжской и Тумской скважинами вскрыт кристаллический фундамент.

По некоторым скважинам был проведен сейсмокаротаж. В осадочном чехле по сейсмокаротажу выделены четыре комплекса, характеризующиеся различными пластовыми скоростями (Ефимкин и др., 1970): верхнепротерозойский — $V_{пл} = 3800$ м/сек, терригенный палеозойский — $V_{пл} = 3000$ м/сек, карбонатный палеозойский — $V_{пл} = 4000$ м/сек, мезозойский — $V_{пл} = 2800$ м/сек.

В пределах южной части рассматриваемого профиля кристаллический фундамент сложен биотитовыми плагиоклазовыми, реже амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов обоянской серии архея. Все эти породы относятся к образованиям амфиболитовой фации метаморфизма. Плотность пород этого комплекса в среднем составляет $2,75$ г/см³, магнитная восприимчивость меняется в пределах от 1 до $5000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ (Дмитриевский и др., 1968; Крестин, Соловьев, 1970; Красовицкая, Павловский, 1970). Все породы смяты в крупные складки с довольно пологим ($20-40^\circ$) падением крыльев. В ядрах некоторых синклинальных структур иногда устанавливаются амфиболовые гнейсы и сланцы, амфиболиты, магнетит-амфиболовые породы. Их плотность колеблется от $2,75$ до $2,95$ г/см³, магнитная восприимчивость — от $1500-2000$ до $50\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ.

В южной приразломной части Пачелмского прогиба, судя по геофизическим данным, широким развитием пользуются в различной степени измененные основные эффузивные образования и интрузии базит-гипербазитового состава, по-видимому, в основном ниже-среднепротерозойского возраста.

В строении кристаллического фундамента Пачелмского прогиба принимают участие, вероятно, метаморфические образования, близкие по



Сейсмо-геологический разрез коры и верхней мантии по профилю ГСЗ — КМПВ Липецк — Рязань — Тума

1 — палеозойский ($D_3f_2-C_3$) карбонатный комплекс (известняки, доломиты); 2 — палеозойский ($D_2-D_3f_2$) терригенный комплекс (алевролиты, аргиллиты, глины, песчаники); 3 — 5 — верхнепротерозойский терригенный комплекс: 3 — валдайская серия (аргиллиты, алевролиты); 4 — волынская и пачелмская серии (алевролиты, песчаники); 5 — сердобская серия (доломиты, аргиллиты); 6 — 11 — породы кристаллического фундамента: 6 — габбро, габбро-долериты; 7 — плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; 8 — сланцы воронцовской серии; 9 — амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты, гранодиориты, гранит-порфиры; 10 — амфиболиты, иногда амфибол-магнетитовые породы; 11 — биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-пироксеновые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранито-гнейсы; 12 — поверхность Моховичича; 13 — локальные разломы; 14 — глубинные разломы; 15 — кривая Δg ; 16 — кривая ΔT_a .

составу и возрасту карелидам или курской серии КМА, на что указывает широкое развитие здесь специфических линейных полосовых аномалий ΔT различной интенсивности (Гафаров, 1963).

В пределах Тумско-Шатурского выступа кристаллический фундамент сложен наиболее древними образованиями, относящимися к архею и представленными гранат-биотитовыми, кордиеритовыми, гранат-пироксе-

новыми и роговообманковыми гнейсами с отдельными пачками амфибол-магнетитовых пород. Все эти породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Плотность пород составляет 2,8—3,0 г/см³, магнитная восприимчивость — от единиц до 10 000 · 10⁻⁶ СГСМ.

Все рассматриваемые метаморфические образования прорываются и в различной степени мигматизируются гранитоидными образованиями ниже-среднепротерозойского возраста (амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты, гранит-порфиры, гранодиориты, плагиомикроклиновые граниты и др.) и ниже-среднепротерозойскими габброидными интрузиями различных формаций (Крестин, Быкова, 1971; Леоненко и др., 1967). Часть гранитоидных образований (жилые микроклиновые граниты, сиениты и др.) средне-верхнепротерозойского возраста. Плотность гранитоидных пород обычно колеблется от 2,6 до 2,75 г/см³, магнитная восприимчивость — от 10 до 2500 · 10⁻⁶ СГСМ, у базит-гипербазитов соответственно 2,85—3,1 г/см³ и (40—5000) · 10⁻⁶ СГСМ.

Граничные скорости в зависимости от состава слагающих фундамент пород колеблются от 5500 до 6700 м/сек. Наиболее высокие скорости характерны для пород основного и ультраосновного состава.

Кратко остановимся на характеристике рельефа фундамента, который, как видно из прилагаемого рисунка является довольно расчлененным.

Поверхность кристаллического фундамента в южной части рассматриваемого профиля залегает на глубине 300 м (пикеты 318—325) и полого погружается в северо-северо-восточном направлении. В районе пикетов 425—430 фиксируется глубинный разлом, который плохо выражен в рельефе фундамента. Наличие этого разлома подтверждается гравиметрическими, магнитными и косвенными геологическими данными (Голионко, 1971).

В зоне сочленения Воронежского массива с Пачелмским прогибом (пк 500) глубина кристаллического фундамента составляет 1100 м. Далее (в пределах юго-западного борта прогиба, пикет 526) отмечено резкое погружение фундамента до 2700 м. Здесь также отмечен глубинный разлом, осложняющий юго-западный борт прогиба. Амплитуда смещения поверхности фундамента по разлому составляет 1500 м. Глубина залегания ее в центральной части прогиба составляет 4200 м. Ложе прогиба в северной части приподнято относительно южной на 180 м, а его центральная часть осложнена поднятием с амплитудой 250 м. Несколько севернее пикета 550 в кристаллическом фундаменте прослежен разлом, ограничивающий ложе прогиба с севера, по которому фундамент смещен на 550 м. От этого разлома далее на север идет резкий подъем поверхности фундамента, соответствующий северо-восточному борту Пачелмского прогиба, и уже на пикете 567 глубина до фундамента составляет всего 1780 м. Значительно более пологое воздымание поверхности фундамента отмечается севернее пикета 570. Оно, по-видимому, соответствует юго-западному склону Токмовского свода.

В пределах рассматриваемого профиля выделен ряд локальных разрывных нарушений, которые ограничивают, как правило, блоки с различным петрографическим составом пород. Такие разрывы обычно плохо выражены в рельефе фундамента и выделяются по совокупности геолого-геофизических данных. Кроме того, здесь существуют тектонические зоны, ограничивающие и осложняющие отдельные блоки; они, как правило, имеют глубинное заложение и секут кору и верхнюю мантию. С развитием этих зон разломов связано внедрение интрузий гранитоидного и базит-гипербазитового состава. Некоторые из этих интрузивных комплексов несут медно-никелевое, полиметаллическое золотое и редкометальное оруденение.

Как видно из прилагаемого сейсмо-геологического разреза, помимо осадочного чехла выделяются два слоя: консолидированная кора и верх-

няя мантия Земли. В консолидированной коре в свою очередь выделяются «гранитный» и «базальтовый» слои. Кровле последнего соответствует преломляющая поверхность с граничными скоростями 6,3—6,7 км/сек. Резкого различия скоростей сейсмических волн, характеризующих эти слои, не наблюдается, однако по характеру волновой картины (кинематическим и динамическим особенностям) они выделяются вполне определенно.

В южной части рассматриваемого профиля (пикеты 318—420) поверхность «базальтового» слоя испытывает погружение на глубину от 5 до 7 км. Севернее глубинного разлома (пикеты 420—430) она резко погружается с 8,2 до 12,7 км. Далее после разлома на пикетах 480—482 в рельефе поверхности слоя намечается некоторое поднятие с амплитудой около 2 км, а затем новое крутое погружение к глубинному разлому, осложняющему юго-западный борт Пачелмского прогиба (пикеты 525—530). Глубина залегания рассматриваемой поверхности составляет здесь 15,6 км, а в наиболее погруженной части прогиба достигает 19 км. К северу после разлома, осложняющего северо-восточный борт Пачелмского прогиба, рассматриваемая поверхность резко воздымается, достигая глубин порядка 7,3 км в районе пикета 580, а затем более полого погружается до глубины 10 км.

Особый интерес вызывает то обстоятельство, что преломляющие границы, аналогичные рассматриваемой, прослеживаются повсеместно и достаточно уверенно в пределах всей Восточно-Европейской платформы. Сведения об этих сейсмических границах с высокими скоростями (6,3—6,9 км/сек), свойственными породам основного состава, все чаще появляются в литературе. Различными авторами эти границы связываются с поверхностью «базальтового» слоя. Так, факт существования упомянутой поверхности на небольших от поверхности кристаллического фундамента глубинах отмечался на Украинском щите — 1,5—3 км (Субботин и др., 1963; Соллогуб и др., 1966), на северо-восточном склоне Белорусского массива — 2—3 км (Голионко, 1971) и в пределах Балтийского щита (Жданов, 1965). Э. Б. Наливкина и А. Я. Дьячкова (1970) считают, что в пределах Бугско-Днестровского блока на Украинском щите «базальтовый» слой выходит на дневную поверхность и представлен сильно метаморфизованными породами архейской протофиолитовой формации.

Примечательно, что там, где упомянутая граница приближается в древней поверхности, отмечаются положительные аномалии гравитационного поля (северо-восточный склон Белорусского массива, Белозерский район Балтийского щита и др.). На прилагаемом разрезе видно, что рельеф преломляющий границы ($V_r=6,3-6,7$ км/сек), располагающейся ниже поверхности кристаллического фундамента, в основном определяет структуру гравитационного поля вдоль рассматриваемого профиля ГСЗ. Причем если в южной части профиля зависимость структуры гравитационного поля от рельефа «базальтового» слоя достаточно сложная, то в пределах Пачелмского прогиба и его прибортовых зон прямая. Приведенные данные, по-видимому, говорят о том, что рассматриваемый слой представлен главным образом породами основного состава, более плотными, чем породы гранито-гнейсового комплекса.

Интересно отметить, что в пределах древних Беломорского, Кольского, Бугско-Днестровского массивов встречаются отдельные глыбы и ксенолиты, представленные сильно метаморфизованными породами основного и ультраосновного состава, имеющими абсолютный возраст 3—3,5 млрд. лет. Скорости распространения продольных упругих волн этих пород аналогичны соответствующему параметру «базальтового» слоя. Е. В. Павловский (1970), М. В. Муратов (1970) и другие, исходя из концепции направленного развития земной коры от коры океанического типа к коре континентальной, считают упомянутые глыбы реликтами пер-

вичной коры, служившей, таким образом, «протооснованием», на котором формировался гранито-гнейсовый слой. Если следовать этой концепции, то выделяемую в пределах Воронежского массива проломляющую границу (с $V_T=6,3-6,7$ км/сек), а также отмечающиеся в пределах других древних щитов высокоскоростные сейсмические границы, связываемые различными исследователями с поверхностью «базальтового» слоя, можно считать приуроченными к поверхности комплекса «протооснования». Он сложен породами основного состава (если судить по граничным скоростям и гравиметрическим данным) и характеризует доархейскую и раннеархейскую историю развития земной коры. То обстоятельство, что комплекс «протооснования» в пределах древних щитов располагается на различных глубинах, свидетельствует об их горизонтальной неоднородности, обусловленной блоковым строением. Блочные же перемещения по глубинным разломам в ряде случаев могли быть причиной выведения этого комплекса на современную эрозионную поверхность (Наливкина, Дьячкова, 1970).

Таким образом, выявленной в пределах древних щитов высокоскоростной границе можно придавать историко-геологическое значение. Хотя очевидно, что как сама граница, так и ее геологическая привязка нуждаются в дальнейшем изучении. По-видимому, результаты сверхглубокого бурения, проводящегося на Балтийском щите, внесут ясность в этот вопрос.

На прилагаемом разрезе видно, что мощность земной коры увеличивается с 49 км на юге до 55—56 км на севере. Причем при общем увеличении мощности земной коры к северу отмечается изменение ее мощности в пределах отдельных блоков. Таких блоков на исследованном участке профиля можно выделить четыре. Блоки ограничивают и осложняют четыре крупных зоны тектонических нарушений, три из которых (в районе пикетов 420—430, 525—530, 600—610) секут кору и верхнюю мантию Земли. В пределах первого (южного) блока кровля верхней мантии (граница Мохоровичича) от 45 км на пикете 318 плавно погружается к пикету 420 до глубины 52 км. Затем после скачкообразного подъема по глубинному разлому амплитудой около 2 км поверхность Мохоровичича в пределах второго блока от пикета 430 до пикета 525 постепенно воздымается до глубины 50 км. В пределах третьего блока кровля верхней мантии, залегающая в его южной части на глубине 48,4 км (пикет 530), снова погружается на север до глубины 52 км (пикет 605). После глубинного разлома в районе пикета 610 глубина поверхности Мохоровичича резко опускается до 54 км и далее в северной части четвертого блока поднимается до 55 км.

Таким образом, между глубоко погруженными (по поверхности Мохоровичича) первым и четвертым блоками находятся относительно приподнятые второй и третий, причем последний приподнят наиболее высоко. Вследствие этого Пачелмский прогиб в глубинной структуре характеризуется общим уменьшением мощности земной коры. Само же ложе прогиба, имеющего характер довольно глубокого грабена, в рельефе кровли мантии не отражается.

Литература

- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8.
- Голионко Г. Б. Некоторые вопросы тектоники северной части Воронежского массива и сопредельных территорий.— Сов. геология, 1971, № 5.
- Дмитриевский В. С., Афанасьев Н. С., Фролов С. М. Материалы к изучению физических свойств кристаллических пород юго-востока Воронежской антеклизы.— Тр. Воронежск. ун-та, 1968, т. 66.
- Ефимкин Н. С., Зиньковский В. Е., Чамо С. С., Щукаев В. А. Строение кристаллического фундамента по сейсмическому профилю ГСЗ—КМПВ Липецк—Рязань—Тума.— Нефтегазовая геол. и геофизика, 1970, № 6.

- Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита.— Сов. геология, 1965, № 5.
- Красовицкая Р. С., Павловский В. М. Тектоническое строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным.— Матер. по геол. и полезн. ископаемым центр. районов Европейской части СССР, 1970, вып. 6.
- Крестин Е. М., Соловьев Г. А. Физические свойства интрузивных пород и их использование для интерпретации гравимагнитных аномалий на примере Курско-Воронежского кристаллического массива.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 4.
- Крестин Е. М., Быкова Т. А. Основные и ультраосновные интрузивные комплексы северо-западной части Курско-Воронежского кристаллического массива.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 6.
- Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, № 5.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Наливкина Э. Б., Дьячкова А. Я. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах.— Сов. геология, 1970, № 4.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
- Соллогуб В. Б. и др. Глубинное строение земной коры Украинского щита вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив.— Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, 1966, № 16.
- Субботин С. М. и др. Строение земной коры и геотектонических элементов территории Украины.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 3.

Трест «Спецгеофизика»

Статья поступила
9 августа 1971 г.



УДК 551.242.5(65)

Д. М. ТРОФИМОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ САХАРЫ

В статье рассматриваются основные черты тектоники докембрийского фундамента и платформенного чехла юго-западной части Сахарской плиты (синеклиз Таудени и Мали-Нигерской), занимающей северную половину древней Африканской платформы. Дается краткая характеристика крупных докембрийских блокового типа структур фундамента, глубинных разломов различного возраста, разрывных нарушений и их роль в строении платформенного чехла. Приводится описание структурных комплексов, ярусов и тектонических элементов платформенного чехла, связанных как с унаследованным развитием древних структур фундамента, так и являющихся молодыми наложенными формами. Рассматриваются рифтовые зоны мезозойской Западно-Африканской рифтовой системы, возраст их заложения и влияние на характер тектоники данного региона.

В тектоническом отношении рассматриваемый регион расположен в северной половине древней Африканской платформы, выделяемой под названием Сахарской плиты (Мазарович, 1952). В пределах последней:

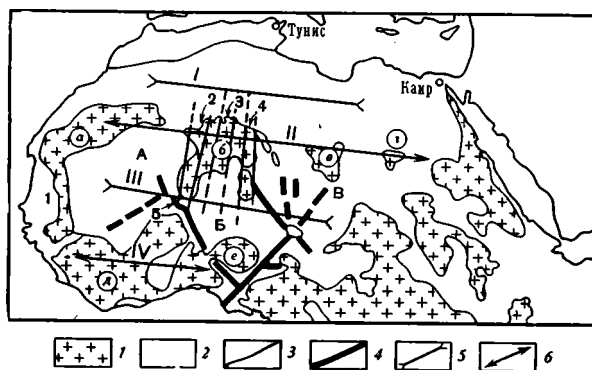


Рис. 1. Схема тектоники южной части Сахарской плиты
 1 — докембрийский фундамент; 2 — платформенный чехол;
 3 — региональные разломы; 4 — рифтовые зоны Западно-Африканской рифтовой системы; 5 — зоны опусканий: I — Северо-Сахарская; III — Южно-Сахарская; 6 — зоны поднятий: II — Центрально-Сахарская; IV — Гвинейско-Нигерийская. Тектонические элементы: Синеклизы: А — Таудени; Б — Мали-Нигерская; В — Чад. Докембрийские массивы: а — Регибат; б — Ахаггар; в — Тибести; г — Уэнат; д — Леоно-Либерийский; е — Камерунско-Нигерийский; Докембрийские горы (цифры на схеме): 1 — Сенегало-Мавританский, 2 — Адрар-Танезруфт; 3 — Центрального Ахаггара; 4 — Анахеф-Аир

В. Е. Хаин (1971) выделяет осложняющие ее субширотно ориентированные зоны опусканий: Северо-Сахарскую и Суданскую (или Южно-Сахарскую), а также зоны поднятий: Центрально-Сахарскую и Гвинейско-Нигерийскую (рис. 1). Эти крупнейшие структурные элементы северной части Африканской платформы, наиболее интенсивно развивавшиеся в:

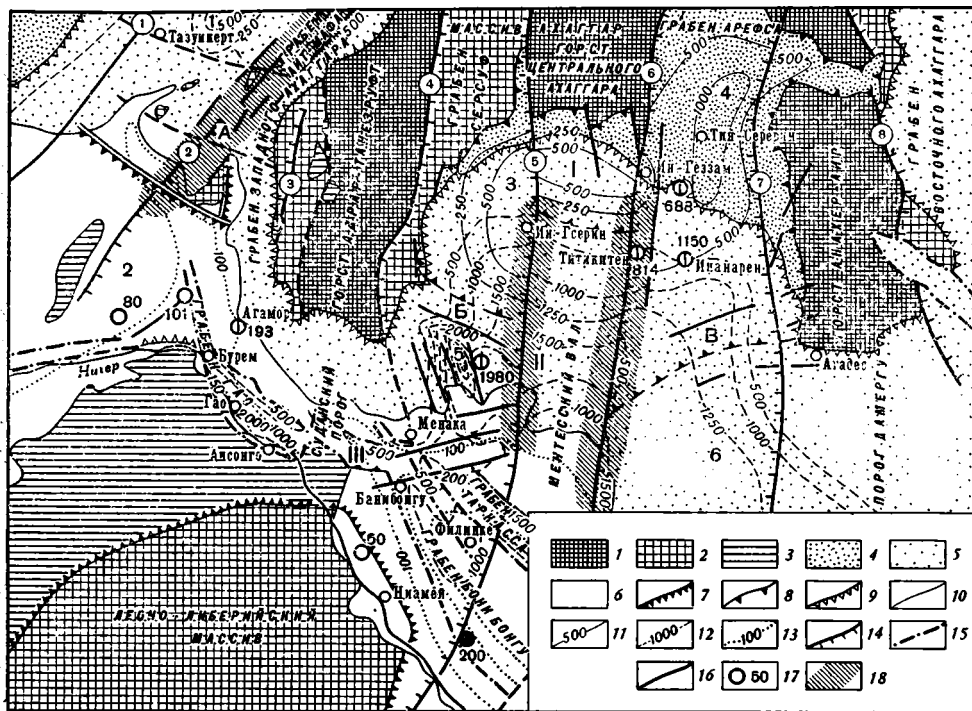


Рис. 2. Тектоническая схема юго-западной Сахары

Докембрийский складчатый фундамент. Структурные комплексы: 1 — нижнедокембрийский; 2 — верхнедокембрийский. Платформенный чехол: 3 — верхнерифейский. Структурные ярусы: 4 — нижний (ордовик — средний карбон); 5 — средний (верхний карбон — нижний эоцен); 6 — верхний (средний эоцен — миоцен). Границы распространения структурных комплексов и ярусов: 7 — верхнерифейского; 8 — нижнего; 9 — среднего; 10 — верхнего. Изолинии мощностей структурных ярусов: 11 — нижнего; 12 — среднего; 13 — верхнего. Глубинные разломы: 14 — докембрийского заложения (цифры на схеме): 1 — Арауанский; 2 — Айт-Нафанский; 3 — Западно-Адрарский; 4 — Восточно-Адрарский; 5 — Афесто; 6 — Тамайя; 7 — Западно-Аирский; 8 — Восточно-Аирский; 15 — альпийского заложения; 16 — прочие разрывные нарушения; 17 — скважины, вскрывшие докембрийский фундамент; 18 — зоны приразломных дислокаций

Тектонические элементы (цифры на схеме): Прогибы:

I — Южно-Ахаггарский; II — Иллюмеденский; III — Средне-Нигерский. Впадины: 1 — Танезруфт; 2 — Азауадская; 3 — Ин-Эсеринская; 4 — Тин-Сереринская; 5 — Азауакская; 6 — Тегамская. Поднятия: Грзим-Агадес А — Б — В. Погребенные выступы: А — Тиметрин, Б — Тенекерт, В — Ин-Галь

мезозойское и кайнозойское время, играли важную роль в формировании ее платформенного чехла.

Территория юго-западной Сахары находится в пределах центральной части Южно-Сахарской зоны опусканий и занимает восточную оконечность синеклизы Таудени, Мали-Нигерскую синеклизу, а также Суданский порог¹ и грабен Гао.

Сочленение зоны Центрально-Сахарских поднятий, включающей ряд докембрийских массивов (с запада на восток: Эглаб, Ахаггар, Тибести и Уэнат), и Южно-Сахарской зоны опусканий (синеклиз Таудени, Мали-Нигерской и Чад) наблюдалось автором в южном обрамлении Ахаггара.

¹ Названия Суданский порог и порог Дамергу, предложенные французскими геологами А. Радье (Radier, 1959) и И. Юрвой (Urvoy, 1942) даны для тектонических элементов, имеющих горстообразное строение и являющихся продолжением под платформенным чехлом массивов Адрар-Ифорас и Анр. Эти наименования широко применяются в геологической литературе о юго-западной Сахаре.

Оно характеризуется постепенным, относительно спокойным погружением к югу пород фундамента под платформенный чехол и осложнено субмеридиональными тектоническими нарушениями. В северной части синеклизы Таудени отмечается более сложная картина. Здесь развиты многочисленные, различно ориентированные сбросы, вдоль которых часто наблюдается внедрение даек долеритов.

Сочленение Гвинейско-Нигерийской зоны поднятий (массивы Леоно-Либерийский и Дагомейско-Нигерийский) и Южно-Сахарской зоны опускания гораздо сложнее. Вдоль юго-западной оконечности Мали-Нигерской синеклизы и южного обрамления синеклизы Таудени прослеживается рифтовая зона (рис. 2), частично совпадающая со средним течением р. Нигер (от г. Илло до г. Гундам), а ватем протягивающаяся в субширотном направлении в сторону г. Кай. Эта рифтовая зона, состоящая из грабенов Нара, Гао, Банибонгу и Таркасса, обрамляет Леоно-Либерийский массив, ограничивая его с севера и северо-востока системой глубинных разломов.

В строении изученного региона принимает участие ряд структурных комплексов и ярусов, образующих складчатый докембрийский фундамент и платформенный чехол.

В состав фундамента входят два комплекса: нижнедокембрийский и верхнедокембрийский.

Нижнедокембрийский структурный комплекс (архей — нижний протерозой) приурочен преимущественно к древним горстам, прослеживающимся на большей части Сахарской плиты. Он сложен в основном гнейсами, мигматитами, кварцитами и чарнокитами сугарийской «системы», имеющей мощность более 20 км. Для него характерны крупные симметричные складки с углами падения на крыльях 60—70° (Кагрэфф, 1958).

Верхнедокембрийский структурный комплекс (средний протерозой — средний рифей), залегающий с угловым несогласием на складчатых породах сугария, наблюдается на большей части массива Ахаггар и приурочен преимущественно к древним грабенам. Он сложен слюдистыми сланцами, амфиболитами, гнейсами и кварцитами фарузийской «системы», имеющей мощность около 15 км, и прорван позднерифейскими раннепалеозойскими гранитными интрузиями. Эти породы дислоцированы наиболее интенсивно по сравнению с нижнедокембрийскими и характеризуются изоклинальными складками часто веретенообразными, наклонными, изогнутыми, виргирующими и нарушенными сбросами.

В платформенном чехле юго-западной Сахары выделяются два структурных комплекса: верхнерифейский и фанерозойский.

Верхнерифейский структурный комплекс, слагающий нижнюю часть платформенного чехла, залегает с резким угловым несогласием и конгломератами в основании на пенепленизированной поверхности складчатого фундамента. Он имеет ограниченное распространение в западной части массива Ахаггар, где приурочен к приразломным зонам, а также развит в синеклизе Таудени (рис. 2). Верхнерифейский структурный комплекс сложен слабометаморфизованными терригенными и вулканическими породами нигритской «системы», имеющей мощность от нескольких сот до 5000 м. Эти породы в различной степени дислоцированы. В синеклизе Таудени они залегают горизонтально, а в западной части массива Ахаггар смяты в складки и осложнены разрывными нарушениями.

Структурные формы фанерозойского комплекса платформенного чехла сформировались под воздействием тектонических движений, особенно интенсивно проявившихся в конце карбона и в середине эоцена. В соответствии с этим в составе фанерозойского комплекса мы выделяем три структурных яруса: нижний (ордовикско-среднекаменноугольный), средний (верхнекаменноугольно-нижнеэоценовый) и верхний (постнижнеэоценовый).

Нижний структурный ярус распространен в северной части синеклиз Таудени и Мали-Нигерской. В первой он залегает с несогласием и размывом на породах верхнерифейского структурного комплекса (главное несогласие по Р. Pruvost, 1951), а во второй — с резким угловым несогласием и конгломератами в основании на удивительно ровной пенепленизированной поверхности складчатого фундамента. Этот структурный ярус сложен в основном терригенными породами (преимущественно песчаниками с подчиненным значением глин) мощностью не более 1500 м и в синеклизе Таудени прорван дайками долеритов. Для него характерно наличие серии сбумеридиональных пологих и широких складок размерами 30—40×5—15 км, с амплитудой 10—100 м, относительно небольшими углами падения западных крыльев (3—10°) и крутыми восточными (20—80°). Складки часто осложнены сбросами (Lessard et al., 1962), амплитуда смещения на которых прогрессивно возрастает с запада на восток от нескольких или десятка метров в районе Тассили Ирелален до сотен метров близ Ин-Геззама. Недалеко от Ин-Диберина отмечаются кольцевые дайки долеритов, прерывающие отложения силура и девона.

С угловым несогласием и конгломератами в основании на разновозрастных породах докембрия и палеозоя залегает средний структурный ярус. Он распространен в основном в центральной части синеклиз Таудени, Мали-Нигерской и лежит моноклинально, за исключением зон приразломных дислокаций. В стратиграфическом отношении средний структурный ярус включает отложения промежуточной континентальной серии (верхний карбон — нижний сеноман), верхнего мела, палеоцена и нижнего эоцена мощностью от нескольких сот до 2000 м. Промежуточная континентальная серия представлена исключительно терригенными породами, преимущественно песчаниками с подчиненным значением глин, а вышележащие отложения характеризуются чередованием морских, лагунных и континентальных осадков, разнообразных в литологическом отношении: известняками, мергелями, глинами, алевролитами и песчаниками.

Верхний структурный ярус, сложенный терригенными образованиями (песчаниками, алевролитами и глинами) конечной континентальной серии (средний эоцен — миоцен), залегает с размывом, а в окраинных районах синеклиз — с угловым несогласием на разновозрастных породах. Он развит в основном в пределах южной части изученного региона и залегает практически горизонтально.

Дислоцированность вышеописанных структурных комплексов и ярусов платформенного чехла тесно связана со структурой складчатого фундамента, изученного в пределах массива Ахаггар, а также по геофизическим данным в синеклизах Таудени и Мали-Нигерской. Структура складчатого фундамента Сахарской плиты характеризуется блоковым строением и сформировалась к концу позднего протерозоя.

Французский геолог М. Лелюбр (Lelubre, 1958, 1961), изучавший геологию Ахаггара, выделил в его пределах ряд грабенов (западного Ахаггара, Серсуф, Арефса, восточного Ахаггара) и горстов (Адрар-Танезруфт, центрального Ахаггара, Анахеф-Аир). Они четко прослеживаются как на самом массиве Ахаггар, так и к югу и северу от него под платформенным чехлом, развиваясь в фанерозойское время в виде унаследованных впадин и поднятий (рис. 1 и 2). Для древних структур и унаследованно развивавшихся на них впадин и валов характерна согласованность структурных планов докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, соответствие ограничивающих их разрывных нарушений в фундаменте и платформенном чехле, длительность развития. Распределение мощностей платформенного чехла, а также литологические и фациальные особенности фанерозойских отложений хорошо согласуются со структурным планом фундамента. В современном рельефе массива Ахаггар и его

обрамления древние горсты фиксируются довольно отчетливо и гипсометрически.

В структуре платформенного чехла выделяются два основных простирания. Одно обусловлено субмеридиональным простиранием древних структур, по которым унаследованно развивались в фанерозое валы и впадины. Второе направление — субширотное, отвечает простиранию Центрально-Сахарской и Гвинейско-Нигерийской зон поднятий, а также Южно-Сахарской зоны опусканий, являющейся наложенной структурой. Менее четко отмечается третье, северо-западное направление, связанное с Нигерской рифтовой зоной и погребенным поднятием Гризим-Агадес. Эти три тектонических направления и обуславливают рисунок современного структурного плана элементов первого порядка, таких, как синеклизы Таудени и Мали-Нигерская. Они ограничены с севера и юга Центрально-Сахарской и Гвинейско-Нигерийской зонами альпийских поднятий, а с запада и востока древними докембрийскими горстами: Сенегало-Мавританским, Адрар-Танезруфт и Анахеф-Аир (см. рис. 1).

Конфигурация структур второго (прогибы Южно-Ахаггарский, Иллюмеденский, Средне-Нигерский и погребенное поднятие Гризим-Агадес) и третьего порядка (впадины Ин-Эсеринская, Тин-Сереринская, Азауакская, Тегамская и выступы Тенекерт, Ин-Галь и др.) также контролируются более крупными структурными элементами. При этом необходимо подчеркнуть, что в строении северной части Южно-Сахарской зоны опусканий более отчетливо проявлены субмеридиональные простирания, а в центральной и южной — субширотные и северо-западные. Таким образом, наряду с унаследованно развивавшимися субмеридиональными структурами выделяются и более молодые, наложенные северо-западного и субширотного простирания. Причем контрастность последних заметно увеличивается с севера на юг.

В синеклизах Мали-Нигерской и Таудени к структурам субмеридионального простирания, характеризовавшимся унаследованным развитием, относятся валы Ментесский и Томбукту-Ферсига, а также разделяющий синеклизы Суданский порог.

Ментесский вал приурочен к древнему горсту (продолжение горста Центрального Ахаггара), прослеженному геофизическими работами через всю Мали-Нигерскую синеклизу с севера на юг. Он имеет протяженность более 800 км, ширину порядка 100—150 км и амплитуду по поверхности фундамента от нескольких десятков до 600 м, а по подошве промежуточной континентальной серии до 100 м. Ментесский вал погружается в южном направлении и характеризуется гораздо меньшей мощностью слагающих его отложений палеозоя (до 500 м), промежуточной континентальной серии (300—400 м) и верхнего мела (360 м) по сравнению с соседними впадинами. В северной части Ментесский вал в пределах Южно-Ахаггарского прогиба ограничен разрывными нарушениями с амплитудами несколько сот метров, затухающими к югу. В южной части (в пределах Иллюмеденского прогиба) он представляет собой по поверхности фундамента пологое валообразное поднятие, ограниченное местами сбросами небольшой амплитуды, не отражающимися в платформенном чехле.

Вал Томбукту-Ферсига расположен в восточной части синеклазы Таудени и имеет северо-восточное простирание, выделен на основании геологических исследований Ж. М. Эйма и Ш. Юбо (Aume et Hubault, 1955) и подтвержден по поверхности докембрийского фундамента результатами аэромагнитных работ советских геологов. Его протяженность составляет около 1000 км при ширине не более 130 км. Западное крыло вала осложнено кулисообразно расположенным по отношению к нему разломом Арауан, ограничивающим распространение отложений палеозоя, а в восточной его части отмечается также ряд дизъюнктивных нарушений. В период палеозойского осадконакопления это поднятие играло

роль барьера, что привело либо к полному выклиниванию палеозойских отложений на его западном крыле (девона и карбона) или к резкому сокращению их мощности (ордовика и силура). Подобное положение отмечается и по более молодым осадкам. В северо-восточной части синеклизы Таудени в районе Тиметрина на поверхности в осевой части вала обнажаются породы складчатого фундамента, погружающиеся в юго-западном направлении под отложения верхнерифейского структурного комплекса платформенного чехла, а также промежуточную и конечную континентальную серии. Причем, породы рифея также обнажаются в ядре южной части вала Томбукту-Ферсига среди континентальных образований. В целом для него характерно погружение в северо-восточном и юго-западном направлении по отношению к осевой части выступа Тиметрин (рис. 2).

Суданский порог представляет собой погребенное продолжение массива Адрар-Ифорас (в частности горста Адрар-Танезруфт) разделяет Средне-Нигерский прогиб на две части и пересекает Нигерскую рифтовую зону, отделяя грабены Гао и Банибонгу. Суданский порог по кровле фундамента представляет собой сложно построенный горст длиной около 150 км, ограниченный системой субмеридиональных разрывных нарушений небольшой амплитуды (10—15 м), которая лишь в центральной части достигает нескольких сот метров. Его ширина составляет несколько десятков километров. В платформенном чехле эти нарушения почти нигде не отмечены, за исключением района г. Ансонго, где амплитуда опускания по подошве конечной континентальной серии относительно размытой поверхности докембрия составляет несколько десятков метров. По отложениям конечной континентальной серии Суданский порог представляет собой пологое валообразное поднятие, погружающееся с севера на юг и ограниченное с юга системой разломов Нигерской рифтовой зоны.

К структурам субширотного простирания в Мали-Нигерской синеклизы относятся прогибы: Южно-Ахагарский, Иллюмеденский и Средне-Нигерский. В синеклизе Таудени намечается продолжение двух последних структур в виде впадин Танезруфт и Азаудской (рис. 2).

Южно-Ахагарский прогиб расположен в северной части Мали-Нигерской синеклизы. Он ограничен с севера выходами докембрия массива Ахагар, а с юга — выступами Тенекерт и Ин-Галь, входящими в состав погребенного поднятия Гризим-Агадес. Прогиб выполнен отложениями палеозоя, промежуточной континентальной серии, верхнего мела и особенно четко выделяется по палеозою, а также по изопахите 500 м нижнего структурного яруса. Его длина по этой изопахите составляет около 550 км, ширина изменяется от 80 до 200 км. Амплитуда прогибания не превышает 1500 м.

В результате пересечения древних, унаследованно развивавшихся субмеридиональных структур (горсты Адрар-Танезруфт, Центрального Ахаггара и Анахеф-Аир) с молодым, субширотно ориентированным Южно-Ахагарским прогибом, в пределах последнего обособились: Ин-Эсеринская и Тин-Сереринская впадины, разделенные Ментесским валом.

Ин-Эсеринская впадина имеет изометричную форму, на востоке ограничена разломом Афесто. Размеры ее достигают в пределах ограничивающих ее выступов докембрия 300×180 км, а по изопахите 500 м нижнего структурного яруса 200×80 км. Глубина по подошве платформенного чехла не превышает 1600 м в приразломной зоне, постепенно уменьшаясь в западном направлении к массиву Адрар-Ифорас. Докембрийское основание впадины и нижний структурный ярус нарушены разрывами субмеридионального простирания, которые гораздо слабее ощущаются в более молодых отложениях. Мощность палеозойских отложений достигает максимум 800 м в приразломной зоне, где вышележащие образова-

ния промежуточной континентальной серии и верхнего мела достигают соответственно 700 и 150 м.

Тин-Сереринская впадина имеет изогнутую S-образную форму. Размеры ее достигают 500×200 км по подошве платформенного чехла, а по изопахите 500 м нижнего структурного яруса 400×150 км. На западе впадина ограничена разломом Тамаяя, амплитуда которого в районе Ин-Геззама превышает 1000 м и постепенно уменьшается к югу. Мощность палеозойских отложений достигает 1000 м и более в приразломной зоне, промежуточной континентальной серии — 300—400 м, а верхнего мела — порядка 100 м.

На простирании Южно-Ахаггарского прогиба в северной части впадины Танезруфт под мощной толщей отложений промежуточной континентальной серии верхнего мела на глубине около 2500—3500 м в ряде скважин вскрыты дислоцированные породы палеозоя (Activite..., 1965).

Важную роль в строении платформенного чехла юго-западной Сахары играет погребенное валообразное поднятие Гризим-Агадес, осложненное разрывными нарушениями и протянувшееся через восточную оконечность синеклизы Таудени и всю Мали-Нигерскую синеклизу. Оно было заложено, по-видимому, в начале палеозоя, играло роль барьера в раннепалеозойский, поздне меловой и палеогеновый периоды осадконакопления.

Поднятие Гризим-Агадес состоит из более мелких структурных элементов, к которым относятся погребенные выступы: Тиметрин, Тенекерт и Ин-Галь (рис. 2).

Выступ Тиметрин расположен в северо-восточной части синеклизы Таудени, имеет северо-запад — юго-восточное простирание и прослеживается по геофизическим и геологическим данным от юго-восточной оконечности массива Эглаб до Адрар-Ифораса в районе Тесалит-Агуельхок. Он представляет собой приподнятый блок фундамента, постепенно погружающийся в северо-западном направлении. Лишь при пересечении с валом Томбукту-Ферсига отмечаются выходы на поверхность пород докембрия в районе Тагену-Агере и Салема. Выступ Тиметрин разделяет впадины Танезруфт и Азауадскую, осложнен разрывными нарушениями, зафиксированными как в фундаменте, так и в платформенном чехле. Разрывные нарушения северо-западного простирания имеют гораздо большую амплитуду вдоль северо-восточного борта выступа (100 и более метров), нежели юго-западного, амплитуда разрывов в платформенном чехле достигает максимума в районе колодца Айт-Нафа и затухает в обе стороны. Выступ Тиметрин характеризуется сокращенными мощностями палеозойских отложений, промежуточной континентальной серии (не более 50 м) и верхнего мела (порядка 100 м) в северо-западной части.

К юго-востоку от выступа Тиметрин в пределах Адрар-Ифораса отмечается слабо выраженное пологое поднятие, выделенное Р. Карповым, находящееся на продолжении выступа Тиметрин и ориентированное в северо-западном направлении. Оно выделяется в современном рельефе Адрар-Ифорас и контролирует гидрографическую сеть этого района (Karhoff, 1958).

В западной части Мали-Нигерской синеклизы поднятие Гризим-Агадес фиксируется в виде выступа Тенекерт, впервые отмеченного сейсмическими работами американской компании «Мобил Ойл», в дальнейшем изученного сейсморазведкой советских специалистов (Гатинский и др., 1967). Эта структура по поверхности фундамента имеет валообразную форму, с севера и с юга осложнена разрывными нарушениями небольшой амплитуды — порядка 150—250 м. Она разделяет впадины Ин-Эсеринскую и Азауакскую, на северном ее склоне отмечается выклинивание пород ордовикско-каменноугольного возраста и сокращенная мощ-

ность отложений промежуточной континентальной серии. Размеры выступа: длина 200 км, ширина колеблется от 40 до 70 км, амплитуда 150—300 м.

В районе пересечения поднятия Гризим-Агадес с Ментесским валом, по геофизическим данным, наблюдается приподнятое залегание складчатого фундамента (до 1100 м), погружающегося к северу и к югу, а также сокращенная мощность платформенного чехла.

В восточной части Мали-Нигерской синеклизы поднятие Гризим-Агадес отмечается в виде выступа Ин-Галь, разделяющего впадины Тин-Сереринскую и Тегамскую. Оно было установлено геофизическими исследованиями. Результаты бурения нефтяной компании «Петропар» также подтвердили предположение о выклинивании ордовикско-каменноугольных отложений на его северном склоне. Выступ имеет размеры: длину 280 км, ширину 30—100 км, амплитуду около 250 м и осложнен с севера и юга разрывными нарушениями. По поверхности фундамента они имеют амплитуду около 200 м, а в платформенном чехле гораздо меньше — 10—50 м.

Представляло бы большой интерес проследить продолжение этого поднятия в пределы синеклизы Чад, изученной крайне слабо в связи с небольшим объемом геофизических исследований и отсутствием глубокого бурения. Данные по геологическому строению этого региона позволяют предположить, что оно продолжается в сторону оз. Чад. Любопытно, что здесь проходит зона глубинных разломов, к системе которой относится грабен Ин-Тафидет, имеющий ряд черт, присущих рифтам, и находящийся на продолжении поднятия Гризим-Агадес.

Необходимо отметить, что на фоне общего северо-западного простирания валообразного поднятия Гризим-Агадес наблюдается закономерное изменение направлений составляющих его элементов. Так, выступы, разделяющие впадины, имеют ориентировку, близкую к субширотной, в то время как при пересечении унаследованно развивающихся валов субмеридионального простирания их ориентировка приближается к северо-западной.

Иллюмеденский прогиб расположен в центральной части Мали-Нигерской синеклизы и ограничен с севера валообразным поднятием Гризим-Агадес, а с юга — Нигерской рифтовой зоной. В его пределах выделены три структуры более низкого порядка: Азаукская и Тегамская впадины, разделенные южной частью Ментесского вала.

Иллюмеденский прогиб выполнен отложениями промежуточной континентальной серии, верхнего мела и палеогена. Особенно четко он выделяется на изопахите 1250 м среднего структурного яруса и имеет серповидную форму. Простирание прогиба в западной части юго-запад — северо-восточное, в центральной субширотное, а в восточной — северо-запад — юго-восточное. Его длина в пределах изопахиты 1250 м достигает 550 км, а ширина колеблется от 140 до 180 км. Амплитуда наибольшего прогибания по подошве платформенного чехла максимум 3000 м наблюдается в районе уэда Тадериан (западная часть Азаукской впадины) и сокращается в восточном направлении. Здесь Иллюмеденский прогиб ограничен рядом разрывных нарушений, амплитуда которых по поверхности фундамента колеблется от 250 до 500 м.

Азаукская впадина имеет неправильную форму, ограничена с севера выступом Тенекерт, с запада Суданским порогом, с юга — Нигерской рифтовой зоной, а в востока — Ментесским валом. В этих пределах она имеет размеры приблизительно 260×220 км. Более отчетливо Азаукская впадина рисуется по изопахите 1250 м среднего структурного яруса, но имеет по ней гораздо меньшие размеры 230×120 км. Мощность отложений промежуточной континентальной серии здесь достигает максимальной величины — 2000 м и более, а верхнего мела и палеогена — 500—700 м.

Тегамская впадина характеризуется неправильной формой, ограничена с севера выступом Ин-Галь, с запада — Ментесским валом, на востоке — порогом Дамергу, а с юга — выходами докембрия Дагомейско-Нигерийского массива. В этих пределах ее размеры достигают 500×260 км, а по изопаките 1250 м среднего структурного яруса 300×200 км. Мощность отложенной промежуточной континентальной серии в Тегамской впадине достигает 1500 м, а верхнего мела и палеогена — 600—700 м.

На простирании Иллюмеденского прогиба в восточной части синеклизы Таудени расположена впадина Танезруфт. Она выполнена отложениями промежуточной континентальной серии мощностью более 1000 м, залегающими непосредственно на складочном фундаменте, и верхнего мела. Впадина Танезруфт ограничена с юга и юго-запада выступом Тиметрин, а на востоке выходами докембрия массива Адрар-Ифорас. Ее северо-западное и северо-восточное замыкания находятся вне района наших работ и изучены довольно слабо. Наиболее отчетливо южная часть впадины выражена по изопаките 500 м среднего структурного яруса. В этих пределах ее размеры составляют $200\text{—}240$ км \times $89\text{—}120$ км. Для впадины Танезруфт характерна сильная дислоцированность слагающих ее отложений промежуточной континентальной серии и верхнего мела. Отмечаются многочисленные пликативные и дизъюнктивные нарушения, затухающие в юго-западном направлении и приуроченные в основном к длинному и узкому грабену Айт-Нафа.

Одной из наиболее интересных и наименее изученных структур юго-западной Сахары является Нигерская рифтовая зона (Трофимов, 1970). Она расположена симметрично по отношению к Восточно-Африканскому рифту, в западной части Африканской платформы, и является лишь частью более крупной мезозойской Западно-Африканской рифтовой системы.

При изучении структуры, характера литолого-фациальных изменений и мощности платформенного чехла этой зоны было установлено, что она приурочена к валообразному поднятию большой протяженности (более 1000 км), шириной несколько десятков километров и небольшой амплитуды (50—150 м). В осевой части поднятия отмечается система глубоких разломов и грабенов, выполненных отложениями мощностью от нескольких сот до 3500 м в диапазоне от юры до четвертичных.

Нигерская рифтовая зона имеет ширину от 60 до 200 км и большую протяженность — более 1000 км. В ее пределах отмечается большое количество блоков различных размеров, что позволяет выделить ряд относительно изолированных грабенов и разделяющих их горстов (рис. 2). Платформенный чехол в этой зоне дислоцирован слабо.

Через юго-западную часть Мали-Нигерской синеклизы до г. Бурем прослеживается единая система грабенов (Таркасса, Банибонгу, Гао), а далее к северо-западу она разделяется на две ветви. Одна, являющаяся продолжением грабена Гао, прослеживается в северо-западном направлении, постепенно выходящая и затухая на пересечении с валом Томбукту-Ферсига. Вторая продолжается в юго-западном направлении до грабена Нара. Далее к западу отмечается зона разломов, прослеживающаяся в сторону г. Кай, с которой связаны, по-видимому, внедрения долеритов юго-западной части синеклизы Таудени.

Все перечисленные выше блоковые структуры Нигерской рифтовой зоны характеризуются сложным строением и общими чертами геологического развития. Древние докембрийские горсты на пересечении с грабенами рифтообразной зоны фиксируются в пределах последних поднятыми блоками. Наиболее характерным примером может служить Суданский порог, разделяющий грабены Гао и Банибонгу и находящийся на продолжении горста Адрар-Танезруфт.

Средне-Нигерский прогиб прослеживается от юго-западной части Мали-Нигерской синеклизы через южную оконечность синеклизы Тауде-

ни, тяготея к Нигерской рифтовой зоне. Этот прогиб довольно слабо изучен, является наложенной и самой молодой структурой юго-западной Сахары. Он имеет правильную форму, большую протяженность — более 1600 км и огибает с северо-востока Леоно-Либерийский массив, перекрывая целый ряд разновозрастных структур (Ментесский вал, складчатую область Гурмы, северо-восточную оконечность Леоно-Либерийского массива, Нигерскую рифтовую зону и др.).

Средне-Нигерский прогиб сложен отложениями конечной континентальной серии постнижнеэоценового возраста. Его очертания наиболее четко вырисовываются по изопахите 100 м верхнего структурного яруса. Восточная часть прогиба (в Мали-Нигерской синеклизе) характеризуется максимальной мощностью слагающих его пород (300 м в скважине Догондучи), а наименьшая мощность (менее 100 м) отмечается в пределах Суданского порога.

Западная часть Средне-Нигерского прогиба, расположенная в синеклизе Таудени, локализуется в среднем течении р. Нигер и уэде Тилемси и известна под названием Азауадской впадины, выделенной Ж. М. Эймом и Ш. Юбо (Aume et Hubault, 1955). Она ограничена с юго-востока выходами пород складчатой области Гурмы, с востока — массивом Адрар-Ифорас, с севера — выступом Тиметрин, а с юго-запада — валом Томбукту-Ферсига. Азауадская впадина выполнена в основном отложениями промежуточной и конечной континентальными сериями мощностью не более 300 м.

Приведенные данные показывают, что Средне-Нигерский прогиб, связанный с ослабленными приразломными зонами, является структурой развивающейся со среднего эоцена по настоящее время.

В изученном регионе широкое развитие имеют разрывные нарушения, которые практически почти не были изучены французскими геологами, за исключением Р. Карпова (Karoff, 1965). Среди них можно выделить глубинные разломы и более мелкие разрывы.

По времени заложения глубинные разломы можно разделить на две группы: докембрийские и раннеальпийские. К докембрийским разломам относятся: Араунский, Айт-Нафанский, Западно-Адрарский, Восточно-Адрарский, Афесто, Тамайя, Западно-Аирский и Восточно-Аирский (рис. 2). Они имеют субмеридиональное или северо-восточное направление, совпадающее с простираем докембрийских структур, и прослеживается не только в изученном регионе, но и в пределах Сахарской плиты на расстоянии свыше 2000 км. Для них характерна длительность развития с докембрия по четвертичное время, постоянство знака движений и ультраосновные интрузии, а также затухание амплитуды смещения во времени. Если в докембрии она достигала нескольких тысяч метров, а в палеозое сотен, то в мезозое уже не превышала десятка метров. Типичным для этих разломов является затухание смещений по обе стороны от докембрийского массива Ахаггар по мере отдаления от него, отмечавшееся в фанерозойское время, а, возможно, и в докембрии. Так, например, разломы Тамайя и Афесто имеют амплитуду смещения по кровле фундамента несколько сот метров (на широте 10° с. ш.), а по отложениям сеномам — турона не более 10 м. В 200 км южнее смещение соответственно уменьшается по фундаменту до сотни метров и менее, а по меловым и палеогеновым отложениям практически не ощущается. Подобная картина отмечается и в синеклизе Таудени на примере разлома Айт-Нафа. Почти всегда отмечаются складки в чехле и мелкие разрывные нарушения, оперяющие зоны глубинных разломов (рис. 3).

На участках максимальных смещений, приуроченных в основном к массиву Ахаггар и его обрамлению, в фарузийское время отмечалась вулканическая деятельность в виде трещинных излияний андезитов, риолитов и основных лав. Для палеозоя характерно внедрение даек долеритов, а для конца неогена излияние основных и щелочных лав.

Для разломов древнего заложения типичным является развитие в платформенном чехле сложнопостроенных зон приразломных дислокаций (рис. 2 и 3).

По району северной Сахары в качестве примера, иллюстрирующего затухание смещений в направлении от Ахаггара и их длительное развитие, можно сослаться на разлом Рамадан (Birot et Dresch, 1955).

Глубинные разломы раннеальпийского заложения связаны с Нигерской рифтовой зоной и прослеживаются на расстоянии свыше 1000 км. Они имеют амплитуду вертикального смещения, достигающую нескольких тысяч метров, и характеризуются проявлением основного вулканизма и слабой сейсмической активностью. Эти разломы отчетливо фиксируются на гравиметрических и магнитометрических картах (Green, 1954). Тектонические движения вдоль них проявлялись в раннем мелу, на границе маастрихтского и датского веков, а также в течение неогена. Подобные фазы тектонической активности отмечаются и в районе Гвинейского залива (Reumont, 1965).

При пересечении разломов докембрийского и раннеальпийского заложения отмечаются проявления вулканизма — излияния базальтов, например, близ г. Гундам (Mopod et Palausi, 1958), в грабене Гао (Etude par prospection..., 1962), в районе Таркасса (по устному сообщению американских геологов) и в грабене Ин-Тафидет (Faugé, 1966).

Амплитуды вертикальных смещений по разломам раннеальпийского заложения, как правило, больше в районах пересечения с древними «фарузийскими» грабенами и намного меньше при пересечении с «суггарийскими» горстами.

Складчатые формы низшего порядка в основном локализируются в узких зонах приразломных дислокаций. Они связаны с древними разломами, ограничивающими структурные элементы второго порядка, и сформировались под воздействием позднеальпийских движений. В изученном регионе выделено три зоны приразломных дислокаций: Афесто и Тамая в Мали-Нигерской синеклизе и Айт-Нафа в восточной части Таудени, названные по одноименным разломам.

В северной части зоны Афесто вдоль одноименного разлома, выраженного в платформенном чехле в виде флексуры, расположен ряд небольших удлиненных складок субмеридионального простирания. В южной части зоны Афесто, где разлом не выражен на поверхности, отмечается ряд субмеридиональных складок: Сессао, Ментес, Ажинджер и др. Они характеризуются небольшими углами падения крыльев и сравнительно крупными размерами.

Локальные структуры Айт-Нафанской зоны приразломных дислокаций восточной части синеклизы Таудени характеризуются крутыми углами

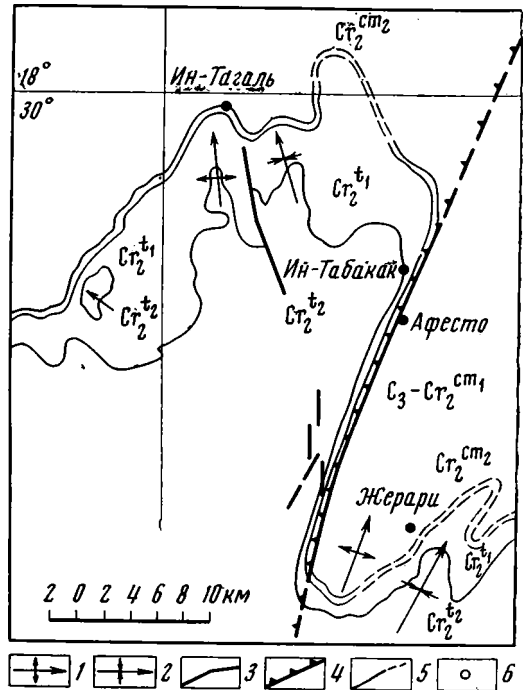


Рис. 3. Схема тектоники зоны приразломных дислокаций Афесто

1 — оси антиклинальных структур; 2 — оси синклиналичных структур; 3 — разрывные нарушения; 4 — флексура Афесто; 5 — геологические границы; 6 — колодцы

ми падения (30—90°) и гораздо большим разнообразием форм, что объясняется относительно небольшой мощностью платформенного чехла, преобладанием в разрезе пластичных пород, многочисленностью разрывных нарушений и значительной вертикальной амплитудой перемещения. Здесь можно выделить следующие виды складок: прямые, косые, опрокинутые и лежащие, а также выпуклые и сундучные. Для многих из них характерным являются выходы в ядре пород фундамента, осложненность разрывными нарушениями и особенно флексурами.

Прямые симметричные складки с выпуклыми сводами расположены в основном вдоль северо-западного обрамления Адрар-Ифораса в районе уэда Ин-Абсер. Они характеризуются размерами 20—30 км × 5—10 км и углами падения крыльев 10—30°.

По направлению к западу отмечается более сложнодислоцированная зона, характеризующаяся косыми, лежащими и опрокинутыми видами складок, особенно в приразломной полосе, где наблюдается также некоторая дисгармоничность в пластичных сеноманских отложениях по отношению к вышележащим и подстилающим.

Еще далее к западу прослеживается антиклинальная зона Ин-Афрак — Тин-Таунант, на большей части которой в ядре обнажаются породы докембрия. Она представляет собой узкий и длинный горст по фундаменту, которому в платформенном чехле отвечают структуры сундучного облика (антиклиналь Тадулильт). Давление со стороны этого огромного блока привело к образованию сложно построенной Айт-Нафанской зоны приразломных дислокаций со складками типа раздавливания (по В. Е. Хаину, 1954). В южной части этой зоны в 70 км юго-западнее Тин-Таунанта автор наблюдал ряд линейно-вытянутых складок в отложениях конечной континентальной серии.

Большое развитие в пределах юго-западной Сахары имеют мелкие разрывные нарушения и тектоническая трещиноватость (Трофимов, 1966, 1969). Среди них наибольшее развитие имеют сбросы, преимущественно небольшой амплитуды. Они наиболее детально изучены в палеозойских, верхнемеловых и палеоценовых отложениях. В палеозойских отложениях амплитуда вертикального смещения колеблется от 3 до 50 м, а по верхнему мелу и палеоцену не превышает нескольких метров. Часто наблюдается ряд параллельных нарушений, образующих небольшие сложные горсты или грабены.

Деформации типа сдвигов в основном имеют северо-западное простирание и, по-видимому, связаны в возрастном отношении с Нигерской рифтовой зоной. Они отмечены в пределах массива Адрар-Ифорас и имеют амплитуду до нескольких километров (Karpoff, 1958), а в районе колодца Арда их амплитуда не превышает нескольких метров.

С разрывными нарушениями и структурой фундамента связан ряд поднятий в платформенном чехле, выявленных в западной части Мали-Нигерской синеклизы. В качестве примера можно рассмотреть детально изученное в результате сейсмических работ и структурно-картировочного бурения поднятие Тахабанат, отмечаемое по поверхности фундамента и всем горизонтам чехла. Его современный структурный план и особенно конфигурация по кровле известняков с *Ostrea bellovasina* (нижний палеоцен) контролируется позднеальпийскими разрывными нарушениями небольшой амплитуды. В отличие от вышеописанных складок зон приразломных дислокаций структура Тахабанат имеет простирание, близкое к субширотному, и относительно небольшие размеры.

В заключение подчеркнем следующие основные черты тектоники изученного региона.

1. Структура докембрийского фундамента имеет глыбово-складчатый характер и четко выраженное субмеридиональное простирание, контролируемое глубинными разломами.

2. В строении платформенного чехла выделяются как субмеридиональные структуры, наследующие деформации фундамента, так и субширотные, наложенные.

3. В строении платформенного чехла южной части изученного региона значительную роль играет Нигерская мезозойская рифтовая зона, с которой связаны сдвиговые деформации.

4. Большое значение в формировании структуры юго-западной Сахары принадлежит глубинным разломам, среди которых выделяются докембрийские и альпийские. Первые из них сопровождаются в платформенном чехле сложно построенными зонами приразломных дислокаций.

Литература

- Гатинский Ю. Г., Герус Е. А., Ключко В. П., Трофимов Д. М. Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-западной части Мали-Нигерской синеклизы. Африка. «Недра», Л., 1967.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Ч. II. Изд-во МГУ, 1952.
- Трофимов Д. М. Некоторые вопросы формирования Тассили восточного склона Адрар-Ифораса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, т. LI, № 2.
- Трофимов Д. М. Основные черты тектоники юго-западной Сахары. Тез. докл. четвертой научной отчетной конференции геологического факультета МГУ. Изд-во МГУ, 1969.
- Трофимов Д. М. О Нигерской рифтообразной зоне. Тез. докл. пятой научной отчетной конф. геол. факультета МГУ. Изд-во МГУ, 1970.
- Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. «Азнефтиздат», 1954.
- Хайн В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», М., 1971.
- Activité de l'industrie pétrolière. Paris, 1965.
- Aume J. M. et Hubault Ch. Reconnaissance géologique de la bordure sédimentaire de l'Adrar des Iforas et du Timétrine. Dakar, 1955.
- Biroit P. et Dresch J. Une faille du Quaternaire récent dans la plaine d'Amguid.— Comt. rend. Soc. geol. France, No. 11, 1955.
- Etude par prospection de Détroit sédimentaire Adrar des Iforas-Gourma. Campagne Générale. Géophysique, Paris, 1962.
- Green Y. Reconnaissance gravimétrique en AOF de Bamako à Zinder. ORSTOM, Paris, 1954.
- Faure H. Reconnaissance géologique des formations sédimentaire postpaleozoïque du Niger Oriental.— Mémoires BRGM, No. 47, Paris, 1966.
- Karpoff R. La géologie de l'Adrar des Iforas, Paris, 1958.
- Karpoff R. Les grandes époques de fracture et de bombement du Sahara central.— Bull. Géol. Soc. France, 7 ser. 1965, t. 7, No. 3.
- Lelubre M. Stratigraphie de l'Antécambrien au Sahara.— Bull. Géol. Soc. France, ser. 7, 1958, t. 3, No. 7.
- Lelubre M. Problèmes de la géologie de l'Antécambrien en Ahaggar (Sahara central).— Bull. Géol. Soc. France, ser. 6, 1961, t. 3, No. 2.
- Lessard L., Reboul C., Moussu H. Notice explicative de la carte géologique au 1/500000 du Hoggar (Sahara central) BRGM, Paris, 1962.
- Monod Th., Palausi G. Sur la présence dans le région du lac Fuguibine (Soundan) français du venues volcanique d'age subactuel.— C. r. Acad. Sci. 1958, t. 246, No. 5.
- Pruvost P. L'Infracambrien.— Bull. Soc. belge. géol., Paleontol. et hydrol., 1951, t. LX.
- Radier H. Le bassin Crétacé et Tertiaire de Gao le detroit Soudanais.— Bull. serv. géol. prosp. mines. Dakar, 1959, No. 26.
- Reyment R. A. Aspect of the geology of Nigeria. Jbadan, 1965.
- Urvoy Y. Les bassin du Niger. Memoires J. F. A. N. Paris, 1942.

Московский государственный университет

Статья поступила
5 ноября 1970 г.

УДК 551.242.3(575.1)

А. К. БУХАРИН, К. К. ПЯТКОВ

К ВОПРОСУ ОБ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЯХ, МИОГЕОСИНКЛИНАЛЯХ И ПЕРЕХОДНЫХ СТРУКТУРАХ (НА ПРИМЕРЕ УЗБЕКИСТАНА)

Рассматриваются определения терминов эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь. Анализируются структуры, переходные между эв- и миогеосинклиналями в пределах Южного и Срединного Тянь-Шаня, предлагается выделять эти структуры под названием хемизвгеосинклиналей. Дается краткая характеристика структурно-формационных зон Южного и Срединного Тянь-Шаня как эвгеосинклинальных, хемизвгеосинклинальных и миогеосинклинальных структур и делается вывод о том, что Южный Тянь-Шань является эвгеосинклинальной, а Срединный Тянь-Шань (для каледонского цикла) — хемизвгеосинклинальной системами.

Различные типы геосинклинальных структур, а также их разнообразные сочетания в пространстве предопределяют рудную зональность в складчатых системах и областях. Г. А. Твалчрелидзе (1966) справедливо считает, что «в качестве двух главных типов структур, отчетливо различающихся характером металлогении, целесообразно выделить вулканогенные и терригенные геосинклинали... Многие авторы вслед за Г. Штилле и М. Кэем эти структуры называют эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями».

В советскую геологическую практику термины эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь, позволяющие выделять две группы геосинклиналей по вещественному признаку, вошли сравнительно недавно. А. А. Богданов, М. Ю. Муратов, В. Е. Хаин (1963), следуя за Г. Штилле (1964), отмечали те же три признака различий между эв- и миогеосинклиналями, добавляя к ним более энергичную складчатость и метаморфизм в эвгеосинклиналях по сравнению с миогеосинклиналями.

Как указывал А. А. Богданов (1965₂), классификация геосинклиналей, предложенная Г. Штилле и широко использованная М. Кэем, Ф. Кингом, Ж. Обуэном, Н. С. Шатским, В. Е. Хаиным, Н. П. Херасковым, В. А. Николаевым и др., имеет большую перспективность применения при составлении тектонических карт, поскольку в основу ее положена характеристика магматической активности различных частей геосинклинальной области, подчеркивающая качественные изменения земной коры в процессе ее эволюции.

Г. М. Заридзе (1967) пришел к выводу, что метаморфизм и вулканизм развиваются главным образом в хорошо проницаемых для глубинного вещества областях, т. е. в эвгеосинклиналях по Штилле, тогда как внешние прогибы (миогеосинклинали), заложенные на древней консолидированной коре со слабым проявлением вулканической деятельности, метаморфизма практически не испытывают, что, по-видимому, зависит от масштаба предшествующего метаморфическому процессу вулканизма. В них также не обнаруживаются или проявляются слабо гидротермальные процессы и рудообразование. Широкое развитие процессов метаморфизма и гранитообразования в вулканогенных геосинклиналях является давно установленным фактом. Еще Л. Кюбер вулканогенные геосинклинали выделил под названием «метаморфид».

Исходя из таких резких различий эв- и миогеосинклиналей, они были выделены в последние годы на ряде тектонических карт, в том числе, по предложению Н. С. Шатского, на тектонической карте Европы (Богданов, Муратов, Шатский, 1964). К типичным эвгеосинклиналям были отнесены Восточный Урал, Центральный Казахстан и др., а к миогеосинклиналям — области, развитые только вдоль краев древних платформ (в пределах Евразии — на Западном Урале, в Свентокшистских горах Польши, в Циньлине, Луньменьшане и др.). Сюда же был отнесен и Южный Тянь-Шань.

В процессе работы над тектонической картой Европы А. А. Богданов (1965₂) пришел к заключению, что для каждой эпохи возможно замещение по простираению друг другом зон с различными режимами развития; что признаки (особенности строения, история развития) каждой конкретной зоны характеризуются большой индивидуальностью; что каждая зона обладает своими чертами, которые невозможно полностью распространить на другие, даже очень похожие на нее зоны; что с этим связана и целесообразность выделения промежуточного, переходного между эв- и миогеосинклиналями типа, который известный швейцарский геолог Р. Трюмпе (1960) предложил именовать лептогеосинклиналями.

Геологическая общественность в общем положительно встретила введение в тектоническую карту Европы эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей (Долицкий, Черноок, 1965; Шанцер, 1965, и др.), относя это к числу больших достоинств карты и предлагая пути улучшения их расчленения.

Наряду с этим высказывались и критические замечания. Так, Е. В. Шанцер (1965) отмечал, что объединяя несомненно качественно различные образования одним термином «эвгеосинклиналь», мы невольно резко обедняем сложную и многообразную картину историко-тектонической эволюции геосинклинальных областей, а тем самым, наверно, упускаем из виду многие важные общие закономерности. То же можно сказать и в отношении миогеосинклиналей, которые не менее разнообразны в структурном и историко-тектоническом аспектах. Л. И. Красный (1965) обратил внимание на то, что в природе ясно выраженная «эвгеосинклинальность» характерна для немногих складчатых областей (Апеннинский полуостров, Урал).

Подобные критические высказывания были обусловлены несовершенным и не совсем последовательным практическим применением классификации Г. Штилле и появлением определений эв- и миогеосинклиналей, позволявших трактовать их очень широко.

Таким образом, встал вопрос о необходимости более четкого разграничения понятий «эвгеосинклиналь», «миогеосинклиналь», выделения более дробных подразделений внутри них, а также выделения промежуточных структур. Если этот вопрос оказался важным для тектонических карт масштаба 1 : 2 500 000, то он тем более важен для карт масштаба 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000 и крупнее.

По мнению М. В. Муратова (1967), «преобладающую роль среди всех геосинклинальных систем в их развитии играют эвгеосинклинальные прогибы. Они являются основой строения всех систем и с их развитием собственно связан весь геосинклинальный процесс. К их числу следует отнести также прогибы, характеризующиеся проявлением магматизма даже в незначительных масштабах, так как именно магматизм дает ключ к пониманию генезиса прогибов. Эти проявления во всех случаях связаны с зонами проницаемости земной коры, т. е. с проникновением по разломам глубинного вещества из мантии, несущего прежде всего огромные запасы энергии из глубины... Что касается миогеосинклинальных прогибов, т. е. таких, которые лишены проявлений интрузивного и эффузивного магматизма, то они играют совершенно подчиненную роль в строении складчатых систем. Они присутствуют далеко не во всех из них, развиты

вдоль края древних и реже молодых платформ (западный склон Урала, Копет-Даг и др.)» (стр. 57—58). Сходные представления развивает Л. П. Зоненшайн (1969).

Более подробные подразделения введены Г. А. Твалчрелидзе (1966) и Ю. А. Кузнецовым (1964) под названием относительных поднятий и погружений в вулканогенных и терригенных геосинклиналях (приравняваемых Г. А. Твалчрелидзе к эв- и миогеосинклиналям). Несколько позже Ж. Обуэн (1967) предложил для них более удачную, по мнению авторов терминологию, расчленив «истинные» геосинклинали (ортогеосинклинали Г. Штилле или первичные геосинклинали А. В. Пейве и В. М. Синицына, 1950) на миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные прогибы, миогеоантиклинальные и эвгеоантиклинальные поднятия, различающиеся между собой как по структуре, так и по составу слагающих толщ.

Многие геологи, сталкиваясь при своих исследованиях со структурными зонами, отличными от типичных эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей, начали выделять их под названием криптоэвгеосинклиналей (греч.— скрытый, тайный,— Книппер, 1963), сланцевых геосинклиналей (Н. А. Богданов, 1963), лептогеосинклиналей (Трюмпе, 1965, А. А. Богданов, 1965_{1,2}), терригенных геосинклиналей (Твалчрелидзе, 1966, Зоненшайн, 1967, 1969), эвмиогеосинклиналей («Рабочая легенда...», 1968).

Как справедливо указывает Л. П. Зоненшайн (1969), встает вопрос, как называть эти переходные зоны.

В «Справочнике тектонической терминологии» (Косыгин, Парфенов, 1970) лептогеосинклиналь определяется как «геосинклиналь промежуточного, переходного между эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями типа». Термин предложен швейцарским геологом Р. Трюмпе (А. А. Богданов, 1965₁). В монографии же Ю. А. Косыгина (1969) сказано, что сам Р. Трюмпе (1965) так называет эвгеосинклиналь с накоплением маломощных отложений (лептос — тонкий). «Альпийские геологи вслед за Отгом,— пишет Р. Трюмпе,— считают, что осадконакопление в подлинных эвгеосинклиналях могло истощиться по мере того, как по той или иной причине уменьшался привнос обломочного материала и устанавливались условия, неблагоприятные для скелетных или раковинных донных организмов» (стр. 44—45). Если не считать, что в эвгеосинклиналях обязательно должно быть аномально быстрое осадконакопление, то термин «лептогеосинклиналь», по мнению Р. Трюмпе, не нужен. Однако следует отметить, что в последнее время термин «лептогеосинклиналь» получил широкое распространение в западноевропейской геологической литературе для обозначения некомпенсированных глубоководных геосинклинальных прогибов (Косыгин, 1969). Таким образом, этот термин явно непригоден для обозначения переходных структур.

Термин «криптоэвгеосинклиналь» представляется несколько громоздким, а «сланцевая геосинклиналь» — не охватывающим всего разнообразия толщ (в частности, мощных карбонатных), слагающих эти зоны. Термин «эвмиогеосинклиналь», по мнению авторов, обозначает «среднеарифметические» переходные структуры и не отражает генетической принадлежности их к эвгеосинклиналям.

В отношении терригенных геосинклиналей Л. П. Зоненшайн (1969) указывал, что термин не очень удачный и лучше подходило бы сложное словообразование типа полуэвгеосинклиналь (или хемизэвгеосинклиналь).

По мнению авторов, последний термин и в самом деле наиболее удачный для подобного рода структур: он довольно благозвучный, сохраняет одинаковый (хотя и сложный) корень с эв- и миогеосинклиналями, отражает принадлежность к эвгеосинклиналям и показывает некоторые отличия от них (например, как минимум «ополовинивает» количество вулканогенных пород в их разрезе). От него, используя методику Ж. Обуэна, легко образовать такие важные термины, как хемизэвгеосинклинальные прогибы и хемизэвгеоантиклинальные поднятия.

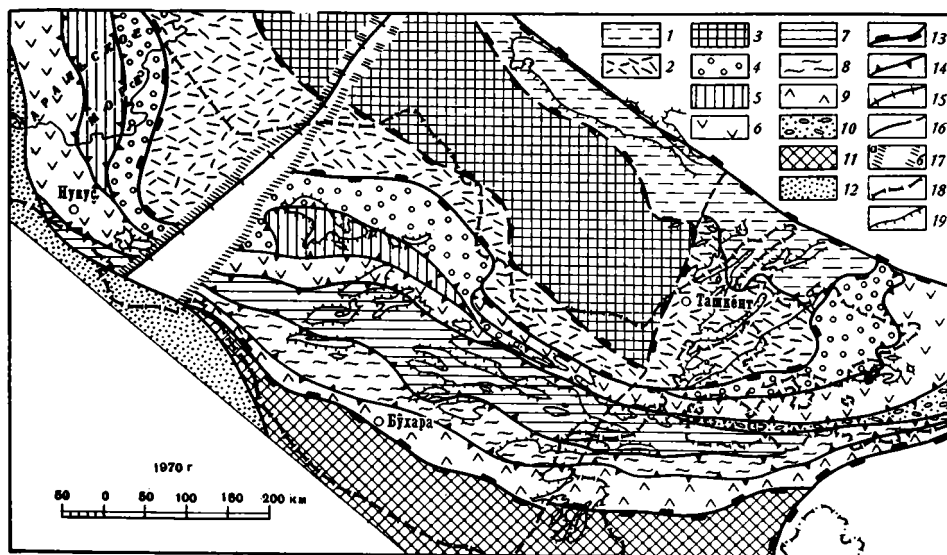


Схема распространения различных типов структурно-формационных зон западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня

Срединный Тянь-Шань (для геосинклиального этапа каледонского цикла, кембрий — силур), хемизвгеосинклиальные прогибы: 1 — Каратау-Нарынский; 2 — Бельтау-Кураминский; 3 — Сырдарьинский срединный массив. Южный Тянь-Шань (для геосинклиального этапа каледонско-варисского цикла, кембрий — ранний карбон): 4 — Карачатырский (Северо-Букантауский) эвгеосинклиальный прогиб; 5 — Южно-Букантауское эвгеоантиклинальное поднятие; 6 — Туркестано-Алайский эвгеосинклиальный прогиб; 7 — Зарафшано-Туркестанское хемизвгеоантиклинальное поднятие; 8 — Зарафшано-Алайский хемизвгеосинклиальный прогиб; эвгеосинклиальные прогибы; 9 — Южно-Гиссарский; 10 — Сурметашский. Юго-Западный Тянь-Шань; 11 — Байсунский срединный массив с варисским вулканоплутоническим поясом; 12 — Устюртский позднеорогенный краевой молассовый прогиб. Глубинные разломы, разделяющие: 13 — складчатые системы; 14 — структурно-формационные зоны; 15 — Урало-Тяньшаньский поперечный разлом; 16 — прочие региональные разломы; 17 — границы части зоны смятия вдоль Урало-Тяньшаньского разлома, где теряется корреляция структурно-формационных зон (а — более и б — менее достоверные); 18 — граница Узбекской ССР; 19 — границы выходов докембрийских образований (бергштрихи обращены наружу)

Итак, изложенное выше привело нас к выделению в геосинклиальных системах по существу трех типов зон: эвгеосинклиальных, хемизвгеосинклиальных и миогеосинклиальных, представляющих собой поднятия (эвгеоантиклинальные, хемизвгеоантиклинальные и миогеоантиклинальные), либо прогибы (эвгеосинклиальные, хемизвгеосинклиальные и миогеосинклиальные).

Точно так же целесообразно, по мнению авторов, и сами геосинклиальные системы подразделять на эвгеосинклиальные, хемизвгеосинклиальные и миогеосинклиальные.

Список примеров структур переходного типа (хемизвгеосинклиалей, как мы условились называть их), приведенных в перечислявшихся выше работах Н. А. Богданова, А. Л. Книппера, Г. А. Твалчрелидзе и Л. П. Зоненшайна, авторы могли бы пополнить двумя структурно-формационными зонами Южного и двумя Срединного Тянь-Шаня (рисунок).

В Южном Тянь-Шане к ним относятся Зарафшано-Туркестанская и Зарафшано-Алайская, а в Срединном Тянь-Шане Каратау-Нарынская и Бельтау-Кураминская структурно-формационные зоны. Детальное описание их приведено в работах А. К. Бухарина и др. (1964), К. К. Пяткова и др. (1967), Г. Ю. Алферова и др. (1967). В связи с этим ниже приводится лишь обобщенная характеристика этих зон.

Зарафшано-Туркестанская и Зарафшано-Алайская структурно-формационные зоны располагаются в середине Южно-Тяньшаньской палеозойской (каледонско-варисской) геосинклинальной системы и разделяются глубинным разломом. Общая протяженность каждой зоны составляет более 1000 км.

С севера к Зарафшано-Туркестанской зоне также по глубинному разлому примыкает Туркестано-Алайская зона, которую С. С. Шульц (1966_{1,2}), Е. Н. Горецкая и др. (1968₂) и с 1967 г. авторы (Арапов и др., 1971) отнесли вместе с расположенной еще севернее Северо-Букантауской (Карачатырской) зоной к эвгеосинклинальным варисским (по авторам, палеозойским) прогибам¹. С юга к Зарафшано-Алайской зоне по глубинному разлому примыкает Южно-Гиссарская структурно-формационная зона, отнесенная С. С. Шульцем (1966_{1,2}) вместе с расположенной еще южнее Байсунской зоной к краевому вулканическому поясу поздневарисского возраста. Авторы считают более правильным трактовать Южно-Гиссарскую зону как эвгеосинклинальный варисский прогиб.

Зарафшано-Туркестанская и Зарафшано-Алайская зоны рассматриваются как зоны миогеосинклинального типа развития (Горецкая и др., 1968₁), Зарафшано-Алайская зона — миогеосинклинальный варисский прогиб (Шульц, 1966_{1,2}), а Зарафшано-Туркестанская — как миогеоантиклинальное каледонско-варисское поднятие (Арапов и др., 1971).

В Зарафшано-Туркестанской зоне низы разреза представлены мощной (до 4 км) рифейской (?) серией кремнисто-терригенных пород с подчиненными прослоями кварцитов, амфиболитов, доломитов, мраморизованных известняков и эффузивов среднего и основного состава (ауминзинская, тасказганская и бесапанская свиты Кызылкумов). Выше несогласно (?) залегает также мощная (до 5 км) сланцево-известняковая толща кембрийского возраста, сменяющаяся ордовикско-нижнесилурийскими, преимущественно песчано-сланцевыми флишоидными образованиями мощностью до 3,5 км, причем в Южном и Северном Нуратау в нижнем силуре отмечены горизонты с туфами и эффузивами смешанного состава (данные Ю. И. Лошкина и Н. Р. Асагуллаева). Венлокско-нижнемосковские отложения представлены переслаивающимися доломитами и известняками (мощностью до 6 км), и лишь в южной части зоны в Зиаэтдинских горах развит эффузивно-карбонатно-терригенный нижнедевонский разрез мощностью около 4 км. И, наконец, верхнепалеозойская часть разреза (орогенный комплекс) сложена преимущественно обломочными породами, в верхней своей части красноцветными, мощностью до 3 км. Интрузивные образования в зоне довольно разнообразны: здесь и дайковые пояса верхнесилурийских (?) габбро-диабазов, и цепочки небольших по размеру тел девонских (?) габбро-перидотитов, и многочисленные верхнепалеозойские многофазные гранитоидные батолиты с дайковыми сериями, и спорные по возрасту единичные щелочные интрузии.

Ряд фактов свидетельствует о геоантиклинальном режиме зоны в течение всего палеозоя: приуроченность более древних толщ к центру зоны, наличие многочисленных (в сравнении со смежными зонами) локальных крупных угловых несогласий, преимущественное распространение в разрезе карбонатных и почти полное отсутствие вулканогенных формаций; резкое (до 20 раз) колебание мощностей у разновозрастных толщ в поперечном и продольном направлениях; наличие послевенлокских разрозненных конседиментационных мульд, имеющих полные разрезы в центре и сокращенные, с частыми несогласиями, по краям (Меришкор, Койташ,

¹ Работы последних лет показали значительно большее развитие вулканогенных и габбро-перидотитовых образований в допалеозойских комплексах Узбекистана, чем считалось ранее.

Шохтау и др.). Дислоцированность пород сильная и равномерная. Анализ вещественного состава показывает принадлежность зоны к промежуточному типу между эв- и миогеосинклиналями. В целом же Зарафшано-Туркестанская структурно-формационная зона вырисовывается как палеозойское хемизвгеоантиклинальное поднятие.

В Зарафшано-Алайской зоне широко развиты нижне- и среднепалеозойские терригенно-карбонатные толщи общей мощностью до 9 км. Верхнепалеозойский разрез (орогенный комплекс) сложен маломощными (до 1 км) в основном мелкообломочными породами. Несогласия фиксируются лишь перед турне, в визе и среднем карбоне. В ордовикской, нижнесилурийской и турнейской толщах повсеместно прослеживаются прослои эффузивов и туфов смешанного состава. Из интрузивных образований отмечаются цепочки небольших тел верхнесилурийских (?) габбро-перидотитов и плагиогранитов, нижнебашкирские (?) габбро-диориты и многочисленные многофазные батолиты верхнепалеозойских гранитоидов с дайковыми сериями. Дислоцированность пород сильная и равномерная, типичны чешуйчатые структуры. На всем своем протяжении зона характеризуется равномерным площадным распространением мало изменчивых (по составу и мощности) толщ, что позволяет отнести ее к хемизвгеосинклинальным прогибам.

Каратау-Нарынская и Бельтау-Кураминская каледонские зоны Среднего Тянь-Шаня имеют довольно сходный разрез кембрийско-силурийских (отвечающих раннегеосинклинальному периоду развития) и нижнедевонских (орогенный этап) отложений. С юга они граничат по глубинному разлому с Северо-Букантауским (Карачатырским) и Туркестано-Алайским эвгеосинклинальными прогибами Южно-Тяньшанской палеозойской геосинклинальной системы. С севера к Каратау-Нарынской зоне по «линии Николаева» примыкают каледониды Северного Тянь-Шаня.

Предыдущие исследователи единодушно относили Каратау-Нарынскую зону к миогеосинклиналям (Ахмеджанов, 1969; Ахмеджанов и др., 1967; Борисов, 1970; Горецкая и др., 1968₁). Такого же мнения вплоть до недавнего времени придерживались и авторы (Арапов и др., 1971), однако более детальная проработка материалов по этому вопросу заставила переменить точку зрения. И в самом деле, кембро-ордовикские отложения здесь преимущественно терригенные и кремнисто-терригенные, в верхней части разреза флишоидные, с эффузивами основного состава. Силурийские образования, установленные И. Д. Доронкиным, также песчано-сланцевые. Общая мощность этих толщ более 7,5 км. В Бельтау-Кураминской зоне в отличие от Каратау-Нарынской пока не установлены кембрийские отложения, а к силуру условно отнесена вулканогенная толща кислого состава (мощностью до 2,5 км), развитая в Моголтау и других местах. Верхний (орогенный) структурный этаж представлен в обеих зонах довольно однообразной нижнедевонской вулканогенной молассой мощностью до 2000 м. Если силурийский возраст вулканогенной толщи в Моголтау окажется верным, то тогда здесь орогенный этап начался раньше, чем в Каратау-Нарынской зоне. Несогласия зафиксированы перед кембрием, силуром и нижним девоном. Дислоцированность толщ в общем умеренная, довольно равномерная. Интрузивные образования проявлены слабо, но все же в Каратау-Нарынской зоне известны верхнеордовикские (?) габбро-перидотитовые и габбро-диоритовые интрузии, а в Бельтау-Кураминской — верхнесилурийские плагиограниты и граниты, а также нижнедевонские (?) габбро-сиениты, гранодиориты и гранит-порфиры.

Таким образом, представляется очевидным резкое отличие Каратау-Нарынской и Бельтау-Кураминской структурно-формационных зон от «истинных» миогеосинклиналей и принадлежность к категории переходных структур, т. е. к хемизвгеосинклинальным прогибам.

В заключение необходимо остановиться на вопросе, какого типа структурам принадлежат Южно-Тяньшанская и Срединно-Тяньшанская геосинклинальные системы?

Из выделенных в Южно-Тяньшанской геосинклинальной системе структурно-формационных зон пять — Карачатырская (Северо-Букантауская), Туркестано-Алайская, Зарафшано-Туркестанская, Зарафшано-Алайская и Южно-Гиссарская — слагают Южный Тянь-Шань почти на всем его протяжении и по существу определяют основные черты его строения. Шестая — Южно-Букантауская зона — располагается между Северо-Букантауской и Туркестано-Алайской и быстро выклинивается в восточном и западном направлениях. Из перечисленных шести зон три являются эвгеосинклинальными прогибами: Карачатырская (Северо-Букантауская), Туркестано-Алайская и Южно-Гиссарская; Южно-Букантауская — эвгеоантиклинальным поднятием, Зарафшано-Туркестанская — хемизвгеоантиклинальным поднятием и Зарафшано-Алайская — хемизвгеосинклинальным прогибом.

Таким образом, более правильно называть рассматриваемую территорию Южно-Тяньшанской эвгеосинклинальной системой, а не миогеосинклинальной, как называли ее Х. М. Абдуллаев и др. (1960), А. А. Богданов (1965), М. А. Ахмеджанов и др. (1967), М. А. Ахмеджанов (1969), О. М. Борисов (1970). Отсюда не совсем верным представляется тезис А. А. Богданова (1965) о том, что «в пределах северных частей Туранской плиты также осуществляется замещение миогеосинклинального типа разреза палеозоя Тянь-Шаня на эвгеосинклинальный тип разреза восточных зон Урала».

Срединно-Тяньшанская геосинклинальная система, сложенная двумя хемизвгеосинклинальными зонами, так же, вероятно, должна рассматриваться, как хемизвгеосинклиналь.

ВЫВОДЫ

1. В геосинклинальных областях целесообразно выделять эвгеосинклинальные, хемизвгеосинклинальные и миогеосинклинальные системы, а в геосинклинальных системах — эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные структурно-формационные зоны.

2. Перечисленные выше типы структурно-формационных зон целесообразно подразделять на прогибы (эвгеосинклинальные, хемизвгеосинклинальные, миогеосинклинальные) и поднятия (эвгеоантиклинальные, хемизвгеоантиклинальные и миогеоантиклинальные).

3. Южный Тянь-Шань следует называть эвгеосинклинальной системой, а Срединный Тянь-Шань (для каледонского цикла) — хемизвгеосинклинальной системой.

4. Восточный Урал и Южный Тянь-Шань представляет собой не противоположные (эв- и миогеосинклинальные), а генетически однотипные (эвгеосинклинальные) структуры.

5. Установление хемизвгеосинклинальной природы перечисленных выше структурно-формационных зон увеличивает их перспективы на соответствующие полезные ископаемые, поскольку в «истинных» миогеосинклиналях мировой практикой подтверждено отсутствие крупных рудных месторождений полезных ископаемых.

Литература

- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Главнейшие рудно-петрографические провинции СССР. — Узб. геол. ж., 1960, № 3.
- Алферов Г. Ю., Арапов В. А., Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Кнауф В. И., Пяновская И. А., Пятков К. К., Рубанов Д. А., Яскович Б. В. Тектоническая карта Узбекской ССР. «Тект. и металлогения УзССР», № 1, Ташкент, «ФАН», 1967.
- Арапов В. А., Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Козырев В. В., Коновалов О. А., Пятков К. К., Талалов В. А., Шаякубов Т. Ш. Опыт метал-

- логического районирования домезозойских образований Узбекистана на эндогенный комплекс полезных ископаемых.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Тр. V Всес. металлогенич. совещ., июнь 1968 г. Фрунзе. «Илим», 1971.
- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан). Автореф. докт. дис. ИГГ АН УзССР, Ташкент, 1969.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение палеозойского фундамента Узбекистана, т. 1, Ташкент, «Фан», 1967.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5 и 6.
- Богданов А. А. Вопросы региональной тектоники на заседаниях комиссии геологической карты мира во время работы XXII сессии Международного геологического конгресса.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, № 3.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Шатский Н. С. (ред.). Тектоника Европы. «Наука» — «Недра», 1964.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. ИГГ АН УзССР, Ташкент, 1970.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала.— В сб.: научн. тр. Главгеол. УзССР и ТашПИ, вып. 4, Ташкент, 1964.
- Горечкая Е. Н., Зубцов Е. И., Тарасенко А. Т. Средний Тянь-Шань.— В кн.: Геологическое строение СССР. т. III. Магматизм. «Недра», 1968.
- Горечкая Е. Н., Шульц С. С., Пуркин М. М. Южный Тянь-Шань, Кызылкумы и Султануздаг.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. Магматизм. «Недра», 1968.
- Долицкий А. В., Черноок С. В. Общие итоги обсуждения международной тектонической карты.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Заридзе Г. М. К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Зоненшайн Л. П. О миогеосинклиналях.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклиория (Центральный Казахстан). Изд-во АН СССР, 1963.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. (ред.). Справочник по тектонической терминологии. «Недра», 1970, стр. 172.
- Красный Л. И. Международная геотектоническая карта Европы.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 10.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. «Мир», 1967.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, «ФАН», 1967.
- Рабочая легенда и методические указания по составлению карты осадочных и вулканических формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000 (ВСЕГЕИ). Л., 1968.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. «Недра», 1966.
- Трюмпе Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В кн.: Тектоника Альпийской области. «Мир», 1965.
- Шанцер Е. В. О международной тектонической карте Европы.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Штилле Г. Введение в строение Америки (1940). Избр. тр. (перевод с нем.). «Мир», 1964.
- Шульц С. С. (мл.). Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Статья 2. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966.
- Шульц С. С. (мл.). О современной практике структурно-формационного районирования и необходимости генетической классификации прогибов подвижных поясов (на примере Тянь-Шаня). Тез. докл. к совещ. по проблеме «Прогибы». Л., 1966.

Специализированная геолого-разведочная экспедиция
Комплексная геологосъемочная поисковая экспедиция
Ташкент

Статья поступила
6 мая 1971 г.

В заключение необходимо остановиться на вопросе, какого типа структурам принадлежат Южно-Тяньшанская и Срединно-Тяньшанская геосинклинальные системы?

Из выделенных в Южно-Тяньшанской геосинклинальной системе структурно-формационных зон пять — Карачатырская (Северо-Букантауская), Туркестано-Алайская, Зарафшано-Туркестанская, Зарафшано-Алайская и Южно-Гиссарская — слагают Южный Тянь-Шань почти на всем его протяжении и по существу определяют основные черты его строения. Шестая — Южно-Букантауская зона — располагается между Северо-Букантауской и Туркестано-Алайской и быстро выклинивается в восточном и западном направлениях. Из перечисленных шести зон три являются эвгеосинклинальными прогибами: Карачатырская (Северо-Букантауская), Туркестано-Алайская и Южно-Гиссарская; Южно-Букантауская — эвгеоантиклинальным поднятием, Зарафшано-Туркестанская — хемизвгеоантиклинальным поднятием и Зарафшано-Алайская — хемизвгеосинклинальным прогибом.

Таким образом, более правильно называть рассматриваемую территорию Южно-Тяньшанской эвгеосинклинальной системой, а не миогеосинклинальной, как называли ее Х. М. Абдуллаев и др. (1960), А. А. Богданов (1965₁), М. А. Ахмеджанов и др. (1967), М. А. Ахмеджанов (1969), О. М. Борисов (1970). Отсюда не совсем верным представляется тезис А. А. Богданова (1965₁) о том, что «в пределах северных частей Туранской плиты также осуществляется замещение миогеосинклинального типа разреза палеозоя Тянь-Шаня на эвгеосинклинальный тип разреза восточных зон Урала».

Срединно-Тяньшанская геосинклинальная система, сложенная двумя хемизвгеосинклинальными зонами, так же, вероятно, должна рассматриваться, как хемизвгеосинклиналь.

ВЫВОДЫ

1. В геосинклинальных областях целесообразно выделять эвгеосинклинальные, хемизвгеосинклинальные и миогеосинклинальные системы, а в геосинклинальных системах — эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные структурно-формационные зоны.

2. Перечисленные выше типы структурно-формационных зон целесообразно подразделять на прогибы (эвгеосинклинальные, хемизвгеосинклинальные, миогеосинклинальные) и поднятия (эвгеоантиклинальные, хемизвгеоантиклинальные и миогеоантиклинальные).

3. Южный Тянь-Шань следует называть эвгеосинклинальной системой, а Срединный Тянь-Шань (для каледонского цикла) — хемизвгеосинклинальной системой.

4. Восточный Урал и Южный Тянь-Шань представляет собой не противоположные (эв- и миогеосинклинальные), а генетически однотипные (эвгеосинклинальные) структуры.

5. Установление хемизвгеосинклинальной природы перечисленных выше структурно-формационных зон увеличивает их перспективы на соответствующие полезные ископаемые, поскольку в «истинных» миогеосинклиналях мировой практикой подтверждено отсутствие крупных рудных месторождений полезных ископаемых.

Литература

- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Главнейшие рудно-петрографические провинции СССР. — Узб. геол. ж., 1960, № 3.
- Алферов Г. Ю., Арапов В. А., Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Кнауф В. И., Пяновская И. А., Пятков К. К., Рубанов Д. А., Яскович Б. В. Тектоническая карта Узбекской ССР. «Тект. и металлогения УзССР», № 1, Ташкент, «ФАН», 1967.
- Арапов В. А., Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Козырев В. В., Коновалов О. А., Пятков К. К., Талалов В. А., Шаякубов Т. Ш. Опыт метал-

- логического районирования домезозойских образований Узбекистана на эндогенный комплекс полезных ископаемых.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Тр. V Всес. металлогенич. совещ., июнь 1968 г. Фрунзе. «Илим», 1971.
- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан). Автореф. докт. дис. ИГГ АН УзССР, Ташкент, 1969.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение палеозойского фундамента Узбекистана, т. 1, Ташкент, «Фан», 1967.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5 и 6.
- Богданов А. А. Вопросы региональной тектоники на заседаниях комиссии геологической карты мира во время работы XXII сессии Международного геологического конгресса.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, № 3.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Шатский Н. С. (ред.). Тектоника Европы. «Наука» — «Недра», 1964.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. ИГГ АН УзССР, Ташкент, 1970.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала.— В сб.: научн. тр. Главгеол. УзССР и ТашПИ, вып. 4, Ташкент, 1964.
- Горецкая Е. Н., Зубцов Е. И., Тарасенко А. Т. Средний Тянь-Шань.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. Магматизм. «Недра», 1968.
- Горецкая Е. Н., Шульц С. С., Пуркин М. М. Южный Тянь-Шань, Кызылкумы и Султануздаг.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. Магматизм. «Недра», 1968.
- Долицкий А. В., Черноок С. В. Общие итоги обсуждения международной тектонической карты.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Заридзе Г. М. К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Зоненшайн Л. П. О многоэпизодности.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклиория (Центральный Казахстан). Изд-во АН СССР, 1963.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. (ред.). Справочник по тектонической терминологии. «Недра», 1970, стр. 172.
- Красный Л. И. Международная геотектоническая карта Европы.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 10.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. «Мир», 1967.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, «ФАН», 1967.
- Рабочая легенда и методические указания по составлению карты осадочных и вулканических формаций СССР м-ба 1:2 500 000 (ВСЕГЕИ). Л., 1968.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. «Недра», 1966.
- Трюмпе Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В кн.: Тектоника Альпийской области. «Мир», 1965.
- Шандер Е. В. О международной тектонической карте Европы.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Штилле Г. Введение в строение Америки (1940). Избр. тр. (перевод с нем.). «Мир», 1964.
- Шульц С. С. (мл.). Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Статья 2. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966.
- Шульц С. С. (мл.). О современной практике структурно-формационного районирования и необходимости генетической классификации прогибов подвижных поясов (на примере Тянь-Шаня). Тез. докл. к совещ. по проблеме «Прогибы». Л., 1966.

УДК 551.24.052 (235.216 + 235.211)

В. С. БУРТМАН, Г. З. ГУРАРИИ

**О ПРИРОДЕ СКЛАДЧАТЫХ ДУГ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ
(ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ)**

Исследование эффективной естественной остаточной намагниченности нижнемеловых пород Внешней зоны Памира свидетельствует о вторичном происхождении современной дугообразной формы его структур. Результаты палеомагнитного исследования палеозойских пород Южного Тянь-Шаня — довод в пользу представлений о вторичном происхождении дугообразных в плане варисских структур Восточной Ферганы.

Происхождение дугообразной в плане формы складчатых зон Памира и Тянь-Шаня давно привлекает внимание исследователей и вызывает значительные разногласия. Решение этой проблемы зависит от ответа на вопрос: первична или вторична дугообразная форма складчатых зон. Для решения этой проблемы авторы привлекли палеомагнитный метод.

Методика. Суть метода заключается в следующем. Векторы доскладчатой естественной остаточной намагниченности одновозрастных пород на участках складчатой дуги, имеющих разное простирание, будут обладать либо: 1) одинаковым направлением, если дуга первична; 2) разным направлением, если дуга вторична. Во втором случае угол ϕ между направлениями горизонтальных проекций доскладчатой естественной намагниченности на разных крыльях дуги будет равен углу сжатия дуги. Развернув крылья (или крыло) дуги на угол ϕ , можно восстановить первоначальную форму складчатой зоны.

Исследование природы складчатых дуг палеомагнитным методом имеет некоторые особенности по сравнению с палеомагнитными исследованиями, проводимыми с иными целями. Обычно (в исследовании пород платформы, в стратиграфических целях и т. п.) неизменным условием пригодности палеомагнитных данных является доказательство первичности естественной остаточной намагниченности и, следовательно, ее корреляция с положением соответствующего палеомагнитного полюса. Для наших целей вполне достаточным является доказательство того, что наблюдаемая естественная остаточная намагниченность возникла в любое время до смятия пород в складки. Мы будем называть такую намагниченность эффективной и обозначать ее вектор I_n^e . Направление I_n^e может не соответствовать направлению на одновозрастный геомагнитный полюс — либо за счет того, что доскладчатая намагниченность непервична, либо вследствие вращения блока земной коры, в пределах которого расположена складчатая дуга. Это вращение могло быть и доскладчатым, и соскладчатым, и послескладчатым. Если интервал между временем образования исследуемых пород и смятием их в складки относительно краток, то возможный эффект доскладчатого перемагничивания будет слабым, так как положение геомагнитного полюса изменилось за это время незначительно.

Определение доскладчатого происхождения намагниченности проводилось методом выравнивания Грэхема — путем изучения положения векторов естественной остаточной намагниченности в поперечных разрезах

вертикальных (антиклинальных, синклиналиных) складок. В случае до- складчатой намагниченности направления векторов на разных крыльях вертикальной складки различны, а если мысленно развернуть эту складку — векторы становятся параллельными. Развернув вертикальные складки, мы получили направления эффективной естественной остаточной намагниченности I_n^e в древней системе координат. Проекции I_n^e на сферу показаны на диаграммах, а на рисунках обозначено направление горизонтальной составляющей вектора I_n^e (в палеозойских породах — без учета знака намагниченности). Количество образцов палеозойских пород Тянь-Шаня невелико, и мы ограничились графическим представлением результатов: на диаграммах видно, что разброс направлений перемангничивания значительно шире разброса направлений I_n^e . Для исследованных пород Внешней зоны Памира расхождение направлений перемангничивания не превышает 90° , и на диаграмме показаны средние направления перемангничивания. Значительные расхождения между направлениями I_n и перемангничивания свидетельствуют о древнем происхождении I_n , а сопоставление кучностей (Дарваз: $K_{др}=16$, $K_{совр}=6$; Заалай: $K_{др}=115$, $K_{совр}=21$) позволяет ограничить верхний предел возникновения I_n временем складкообразования, т. е. исследованная I_n является эффективной естественной остаточной намагниченностью I_n^e . Наличие в ряде случаев прямо и обратно намагниченных пород, направление в которых отличается на 180° , свидетельствует в пользу первичного происхождения естественной остаточной намагниченности.

Намагниченность исследованных образцов была проверена на стабильность к переменному и постоянному полю, нагреву и длительной выдержке в слабом магнитном поле. В результате была проведена отбраковка образцов, не обладающих стабильной естественной намагниченностью, и определена методика чистки I_n . Наиболее эффективным методом чистки оказался прогрев образцов при температуре $200\text{—}300^\circ$ в течение 1 часа в немагнитном пространстве. На диаграммах нанесены данные измерений после чистки.

Сравнительно небольшое число образцов, в которых была обнаружена эффективная естественная остаточная намагниченность, заставляет авторов относиться к излагаемым ниже результатам исследований как к предварительным. В большей мере это относится к результатам изучения палеозойских пород Тянь-Шаня.

ПАМИР

В отношении Памира вопрос стоит следующим образом: возникла ли современная дугообразная (выпуклая на север) форма складчатых зон Памира во время альпийской складчатости (рис. 1, 1) или она наследует более древнюю форму — первичное простираание седиментационных бассейнов мезозоя или варисских структур Памира (II—IV, рис. 1). Первая точка зрения принадлежит Д. И. Мушкетову (1924) и Д. В. Наливкину (1926), ее поддерживают О. С. Вялов (1943), С. А. Захаров (1964), А. В. Пейве (1964), А. И. Суворов (1968) и другие исследователи. Вторая точка зрения в разных вариантах была сформулирована А. П. Марковским (1936), И. Е. Губиным (1940) и Н. М. Синицыным (1949, 1960). При этом И. Е. Губин и А. П. Марковский допускали некоторое увеличение кривизны памирских дуг в процессе альпийской складчатости, а Н. М. Синицын и его последователи (Петрушевский, 1955; Кухтиков, 1958; Леонов, 1961; Крестников, 1962; Бархатов, 1963; и др.) подчеркивали неизменность формы тектонических зон, обусловленной первично дугообразными краевыми разломами.

Для решения поставленного вопроса авторы подвергли палеомагнитному исследованию породы Внешней зоны Памира, отобранные в вершине Памирской дуги: в хребте Заалайском, и на западном крыле дуги — в

предгорьях Дарвазского хребта. Главным объектом исследования были красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты нижнемелового возраста и отчасти породы верхнего мела. В предгорьях Дарваза породы

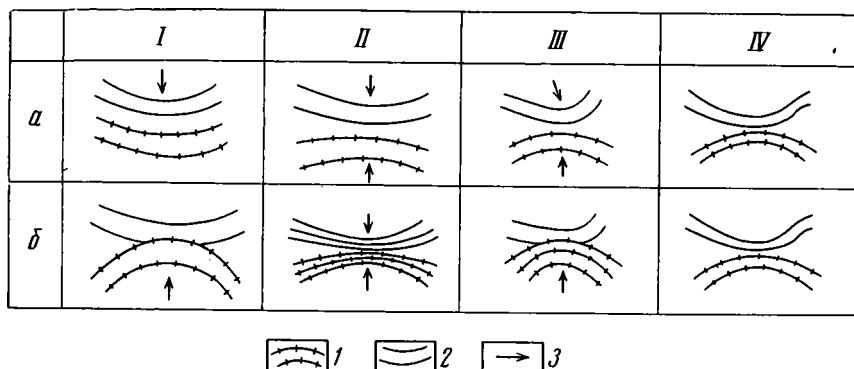


Рис. 1. Схемы соотношений в плане между структурами Памира и Тянь-Шаня до альпийской складчатости (а) и после альпийской складчатости (б)
 1 — Памир; 2 — Варисский Тянь-Шань; 3 — горизонтальная составляющая активных тектонических сил: I — по Д. И. Мушкетову (1924) и Д. В. Наливкину (1926); II — по А. П. Марковскому (1936); III — по И. Е. Губкину (1940); IV — по Н. М. Сеницыну (1949, 1960)

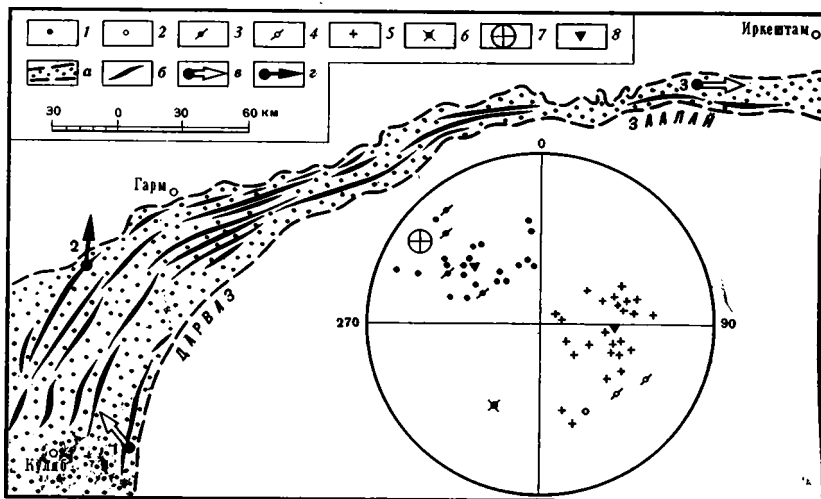


Рис. 2. План альпийских складчатых структур Внешней зоны Памира (по И. Е. Губкину, 1960) и диаграмма эффективной естественной остаточной намагниченности (I_n^e) пород мелового возраста
 а — Внешняя зона Памира; б — оси антиклинальных складок; в — г — места отбора проб и направление горизонтальной составляющей I_n^e в породах нижнего мела (в — по данным авторов, г — по материалам Ю. С. Ржевского, 1964). Обозначения на диаграмме: 1 — 2 — нижний мел Дарваза; 3 — 4 — верхний мел Дарваза; 5 — нижний мел Заалая; 6 — 7 — средние направления перемангничивания: 6 — Заалай, 7 — Дарваз; 8 — средние направления I_n^e (1, 3, 5, 6, 8 — проекции на нижнюю полусферу; 2, 4, 7 — проекции на верхнюю полусферу)

нижнего мела были изучены в разрезах по р. Щучь-Поен (правый приток р. Обиминью) и по р. Дехивайрон, притоку Пянджа (рис. 2, 1). На диаграмму нижнемеловых пород (рис. 2) нанесены также I_n^e шести образцов верхнего мела из долины р. Хирманджой: направление I_n^e пород нижнемелового и верхнемелового возраста совпадают. В Заалайском

хребте образцы пород нижнего мела были отобраны в левом борту долины р. Кызыларт, севернее пос. Бордоба (рис. 2, 3).

Простирание эффективной естественной остаточной намагниченности в нижнемеловых породах Дарвазского сектора получилось $СВ=311^\circ$

Результаты исследования образцов

Возраст пород	№ точек на рис. 2,3	Количество образцов		Направление		Угол между	
		исследовано	обладает I_n^e	складчатых структур	горизонтальной проекции I_n^e	простирающимися складчатых структур	горизонтальными проекциями I_n^e (Ф)
Внешняя зона Памира							
Cr_1	1	31	22	0°	310°	} 100° }	} 60° } 140°
	2		100	40°	10°		
	3	41	26	110°	90°		
Варисский Тянь-Шань							
C_3-P_1	4	32	15	80°	0°	70°	70°
	5	19	9	10°	290°		
D	6	23	10	95°	85°	65°	85°
	7	21	4	30°	0°		

($I=40^\circ$), а в Заалайском хребте В— 93° ($I=56^\circ$), т. е. горизонтальные проекции I_n^e ориентированы в указанных пунктах под углом 140° друг к другу. Складчатые структуры Внешней зоны Памира между обследованными пунктами Заалайского и Дарвазского секторов меняют свое простирание на 110° (рис. 2). Чтобы восстановить доскладчатую форму Внешней зоны, необходимо в соответствии с полученными результатами палеомагнитных исследований повернуть Дарвазский или Заалайский секторы относительно друг друга на 140° . В результате вместо крутой дуги, выпуклой к северу, мы получим пологую дугообразную структуру, выпуклую в противоположном направлении. Приведенные материалы свидетельствуют в пользу представлений о вторичном происхождении современной дугообразной формы структур Памира в результате альпийских складкообразовательных процессов. Они согласуются со схемой, предложенной Д. И. Мушкетовым и Д. В. Наливкиным (см. рис. 1, 1).

Результаты палеомагнитного изучения нижнемеловых пород Дарваза и Заалая хорошо согласуются с результатами исследования Ю. С. Ржевским (1964) разновозрастных пород из центральной и северной части Таджикской депрессии. Один из разрезов Ю. С. Ржевского (Булгари) находится в пределах рассматриваемой нами зоны, результаты его изучения помещены в таблицу и показаны на рис. 2, 2.

ВАРИССКИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Складчатые структуры Алая на территории Восточной Ферганы испытывают резкие изгибы в плане, которые впервые были описаны Д. И. Мушкетовым (1919) как Ферганская горизонтальная флексура. В дальнейшем одни исследователи рассматривали эти изгибы как вторичные образования, результат складчатости (Огнев, 1935; Вонгаз, 1958; Буртман, 1964, 1968; Буртман, Клишевич, 1971;), а другие считали, что изгибы отражают первичный план расположения седиментационных прогибов и краевых разломов (Синицын, 1949, 1960; Резвой, 1959; др.).

Результаты исследования образцов, отобранных на разных крыльях дугообразных структур Восточной Ферганы, приведены на рис. 3 и в таб-

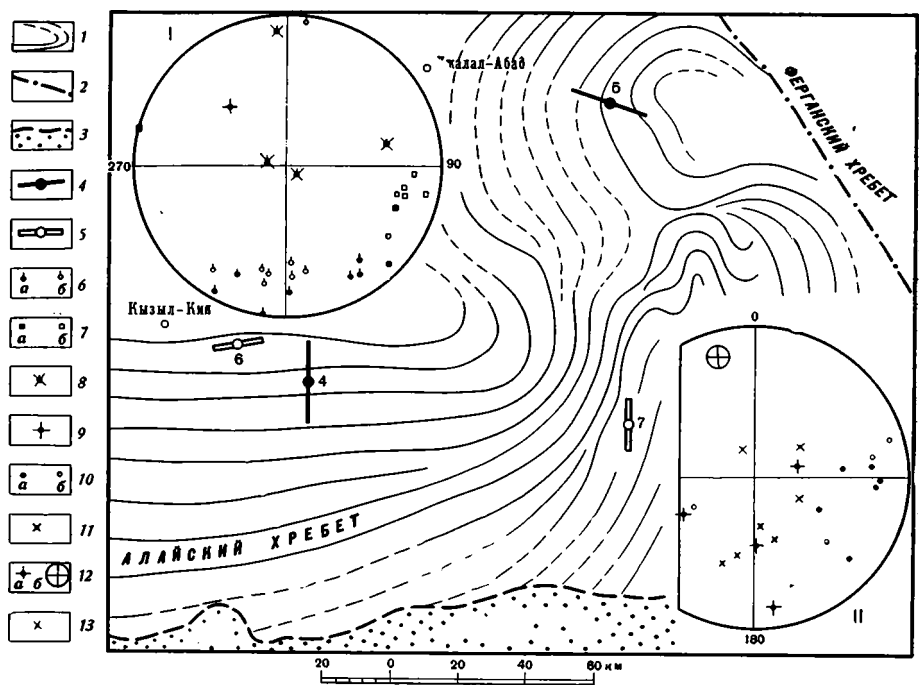


Рис. 3. План варисских складчатых структур Восточной Ферганы и диаграммы I_n^e пород верхнего палеозоя (I) и девона (II)
 1 — Тянь-Шань: простираения варисских складчатых структур; 2 — Таласо-Фарганский разлом; 3 — Внешняя зона Памира; 4 — 5 — направления горизонтальной проекции I_n^e в породах: 4 — верхний карбон и нижняя пермь, 5 — девон. Обозначения на диаграммах: 6 — верхний карбон Алайского хребта; 7 — нижняя пермь Ферганского хребта; 8 — 9 — направления перемагничивания (8 — Алай, 9 — Ферганский хр.); 10 — девон Алайского хребта; 11 — девон Восточно-Алайского хребта; 12 — 13 — направления перемагничивания (12 — Алайский хр., 13 — Восточно-Алайский хр.); (6a, 7a, 8, 9, 10a, 11, 12a, 13 — проекции на нижнюю полусферу; 6б, 7б, 10б, 12б — проекции на верхнюю полусферу)

лице. Эффективная естественная остаточная намагниченность была обнаружена в следующих породах девонского, верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста:

4¹ — аргиллиты, алевролиты и песчаники верхнего карбона, отобранные на северном склоне Алайского хребта в долине р. Киргизата в районе пос. Будайлык;

5 — песчаники балыкской свиты нижнепермского возраста (швагеринский горизонт), отобранные на западном склоне Ферганского хребта в правом борту долины р. Яссы против устья р. Солямалик;

6 — а) песчаники джидалинской свиты нижнего — среднего девона, отобранные на северном склоне Алайского хребта в долине р. Абшир севернее пос. Айтанга и около устья ручья Айликсу; б) основные эффузивы и туфопесчаники яшской свиты нижнедевонского возраста, отобранные в долине р. Киргизата между пос. Калдай и Будайлык и севернее пос. Будайлык;

7 — песчаники верхнедевонского возраста, отобранные на западном склоне Восточно-Алайского хребта в бассейне правого притока Гульчи — реки Терексу. Образцы взяты в долине р. Туюксу вблизи устья ручья Кольтор и в истоках р. Сарыкучун.

Приведенные материалы показывают, что направление эффективной естественной остаточной намагниченности в девонских и верхнепалеозой-

¹ Номера соответствуют номерам точек в таблице и на рис. 3.

ских отложениях на территории Восточной Ферганы изменяется примерно параллельно с изменением простираения складчатых структур региона. Результаты исследования являются доводом в пользу представлений о вторичном происхождении дугообразных в плане варисских структур Восточной Ферганы в результате складчатости.

Интересно сравнение полученных результатов с результатами исследования палеомагнитных свойств эффузивных пород Чаткало-Кураминского района. Угол между направлениями горизонтальных проекций I_n^e для верхнекаменноугольных пород, отобранных в широтных структурах Алая (рис. 3, 4) и в Чаткало-Кураминском районе (Ахматов, 1966), получается равным 55° .

Проведенная работа показывает перспективность применения палеомагнитного метода для выяснения природы дугообразных структур и расшифровки истории складкообразования.

Литература

- Ахматов П. Г. Палеомагнитные исследования изверженных пород верхнего палеозоя Чаткало-Кураминского района. Тезисы докл. VII Всес. конф. по пост. геомагн. полю и палеомагнетизму. М., 1966.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд. Ленингр. ун-та, 1963.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг. Тр. ГИНа, вып. 104. «Наука», 1964.
- Буртман В. С. О горизонтальных складках. Геотектоника, 1968, № 2.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань). Геотектоника, 1971, № 1.
- Вонгаз Л. Б. О некоторых структурно-фациальных особенностях палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня. Сов. геология, 1958, № 5.
- Вялов О. С. О взаимоотношении Памира и Алая. Изв. Тадж. ФАН СССР, 1943, № 2.
- Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. Госгеолиздат, 1940.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд-во АН СССР, 1960.
- Захаров С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмоструктурного районирования Южного Таджикистана. В кн. «Проблемы геол. Таджикистана». Душанбе, 1964.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кухтиков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. Уч. зап. Тадж. ун-та, т. XVII (Тр. фак-та естеств. наук, вып. 3). Сталинабад, 1958.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. Изд-во АН СССР, 1961.
- Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. Научные итоги Тадж.-Памирск. экспед., Изд-во АН СССР, 1936.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 10, Изд-во Геолкома, 1919.
- Мушкетов Д. И. Основные вопросы тектоники Туркестана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 2, № 3, 1924.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Изд-во «Туркпечать», 1926.
- Огнев В. Н. Геология Северной Ферганы. «Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня», ч. 5, Изд-во АН СССР, 1935.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». «Недра», 1964.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Ржевский Ю. С. О возможности применения палеомагнитного метода для выявления сдвиговых смещений. В кн. «Проблемы геологии Таджикистана», Душанбе, 1964.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алтайской горной системы. Изд-во Львовского ун-та, 1959.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы (1949). Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Тр. ГИНа, вып. 179, «Наука», 1968.

УДК 551.242.03 (235.216.1)

Н. В. ЛУКИНА**О ДЕФОРМИРОВАННОСТИ ПОВЕРХНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНОГО КАРАТЕГИНА И ЗАПАДНОГО АЛАЯ**

К восточной части Каратегинского и западной части Алайского хребтов Тянь-Шаня приурочены наивысшие гипсометрические отметки выходов палеозойских пород и область наибольшей интенсивности положительных тектонических движений, продолжавшихся до настоящего времени. В прилежащих с юга участках Таджикской и Алайской депрессий поверхность фундамента также приподнята, образуя перемычку в 3000—4000 м относительной высоты. Здесь же располагается зона наиболее толстой земной коры и проходит граница сейсмичной и асейсмичной областей.

Южные склоны восточной части Каратегинского и западной части Алайского хребтов Южного Тянь-Шаня в тектоническом отношении представляют собой северный борт восточного субширотного участка Таджикской депрессии и Алайской долины. Они сложены преимущественно породами палеозойского возраста, и лишь в отдельных местах в виде пятен на них лежат с резким угловым несогласием мезозойско-кайнозойские отложения. Палеозойские породы относятся к нижнему структурному этажу, представляющему собой фундамент, а мезозойско-кайнозойские отложения — к верхнему, являющемуся рыхлым осадочным чехлом (Крестников, 1962).

В расположенных к югу депрессиях палеозойский фундамент погружен на значительную глубину и погребен под мощной толщей мезозойских и кайнозойских осадков.

Задачей исследований автора являлось изучение характера и степени деформированности поверхности фундамента в тех областях, где он выходит на дневную поверхность. Предполагалось, что это позволит пролить свет на вопрос о поведении фундамента под осадками мезозойско-кайнозойского чехла и тем самым в какой-то степени объяснить строение прилежащих депрессий.

Особенность истории развития Тянь-Шаня, заключающаяся в существовании на его месте в начале мезозойской эры пенеплена (Крестников, 1962), обычно позволяет получить достаточно достоверное представление о характере деформаций поверхности палеозойского фундамента и интенсивности тектонических движений, происшедших в последующие геологические периоды. Ибо помимо контактов отложений мезозойско-кайнозойского чехла с породами фундамента во многих районах сохранились останцы предмезозойской денудационной поверхности, находящейся в настоящее время благодаря тектоническим движениям на разных гипсометрических уровнях. Для этих районов можно реконструировать современное положение деформированной поверхности фундамента, построив карты в изолиниях (Крестников, 1962; Казимиров и Лукина, 1966; Лукина, 1971).

В тех же областях, где по тем или иным причинам эрозионные процессы были более интенсивны и останцы предмезозойской денудационной поверхности не сохранились, судить о положении поверхности фундамента можно только по гипсометрическим отметкам водоразделов и одиночных наивысших вершин хребтов. Построенная по этим отметкам поверхность фундамента окажется гипсометрически заниженной по сравнению

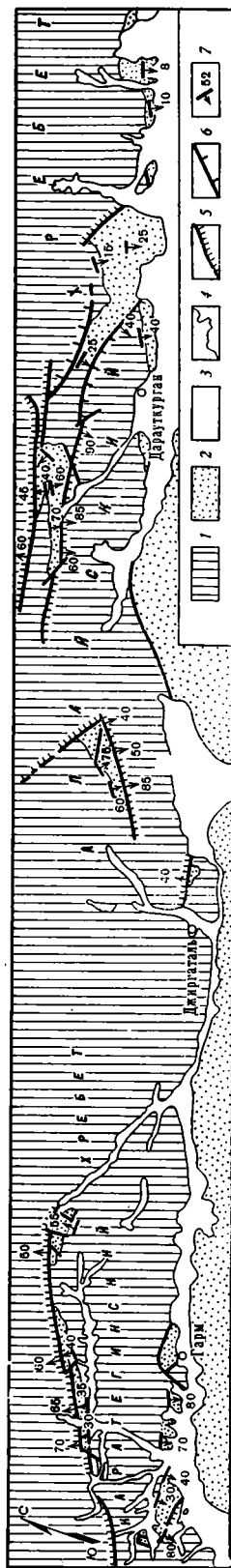
с действительной, ранее существовавшей и размытой, а представления о характере и степени деформированности поверхности фундамента, благодаря различной интенсивности эрозионных процессов, на площади не будут соответствовать истинным (Н. П. Костенко и др., 1969).

Именно к таким областям относится рассматриваемый район восточной части Каратегинского и западной части Алайского хребтов. Поэтому здесь в качестве показателя степени деформированности поверхности фундамента автором были использованы: 1) углы наклона поверхностей контактов отложений мезозойско-кайнозойского чехла с палеозойским фундаментом и 2) углы наклона плоскостей сместителей разрывов, нарушающих его. В изучаемом районе благодаря детальным маршрутным исследованиям были зафиксированы практически все изменения этих углов на площади (рисунок).

В результате оказалось, что в восточной части Каратегинского хребта наклон поверхности фундамента, достоверно фиксируемый по углам падения контактов отложений чехла с палеозойскими породами, изменяется с запада на восток. В этом направлении он увеличивается (рисунок): на южном склоне хребта от 30 до 80°, в расположенном севернее грабене от 30 до 55—60°. Углы наклона плоскости сместителя взбросо-надвига, ограничивающего грабен с севера, уменьшаются с запада на восток от 70 до 50°. Еще восточнее угол падения плоскости сместителя имеющегося там взбросо-надвига равен 40°.

Таким образом, деформированность фундамента Восточного Каратегина увеличивается с запада на восток. В этом же направлении увеличиваются с 3800 до 4200 м и абсолютные гипсометрические отметки выходов палеозойских пород на дневную поверхность.

Восточнее, в западной оконечности Алайского хребта, на высотах 3500—4500 м располагается грабен с сохранившимися отложениями мезозойского и кайнозойского возраста. Углы наклона поверхности фундамента на ряде его участков (рисунок) достигают уже 70 и даже 75°, а минимальный угол падения плоскости сместителя взбросо-надвига, по которому палеозойские отложения приподняты и надвинуты с восток-юга-востока на отложения чехла, равен 40°. Гипсо-



Геологическая схема восточной части Каратегинского и западной части Алайского хребтов:

1 — палеозойская группа; 2 — мезозойская и кайнозойская группы; 3 — четвертичная система; 4 — геологические грабени; 5 — взбросы; 6 — сбросы; 7 — характерные углы наклона поверхности фундамента и плоскостей сместителей тонических разрывов, нарушающих ее

метрические отметки выходов палеозойских пород увеличиваются до 4600 м.

Таким образом, наблюдается увеличение степени деформированности поверхности фундамента в западной оконечности Алайского хребта по сравнению с расположенной западнее восточной частью Каратегина.

Еще восточнее, в средней части Алайского хребта, степень деформированности поверхности фундамента в направлении с запада на восток начинает уменьшаться. Здесь на поверхности фундамента располагается вытянутый в субширотном направлении грабен, выполненный мезозойскими и кайнозойскими отложениями. В его западной части положительно изогнутая поверхность опущенного блока (рисунок) наклонена на север под углом 45° и на юг под углом $60\text{--}70^\circ$. Плоскости сместителей ограничивающих его взбросов имеют углы падения 60° . По мере продвижения на восток наклон поверхности фундамента опущенного блока уменьшается до 40° , а углы падения плоскостей сместителей взбросов увеличиваются до 90° . Еще восточнее поверхность фундамента опущенного блока образует отрицательный изгиб с углами наклона, не превышающими $15\text{--}25^\circ$. Смещение по обрамляющим разрывам приобретает сбросовый характер. Угол падения плоскости сместителя южного из них уменьшается с запада на восток, достигая 40° в районе его погружения под отложения чехла. Здесь грабен превращается в ступень на поверхности фундамента, угол наклона верхней части которой не превышает 15° . Восточнее углы наклона поверхности фундамента в сторону Алайской депрессии достигают уже 10 и даже 8° . Максимальные гипсометрические отметки выходов палеозойских пород на дневную поверхность снижаются до 4000 м.

Таким образом, в Алайском хребте деформированность поверхности фундамента с запада на восток уменьшается, в то время как в Каратегинском хребте в этом же направлении она увеличивается. Участок максимальной деформированности поверхности фундамента (а следовательно, и наибольших градиентов тектонических движений) Восточного Каратегина и Западного Алая располагается в западной оконечности Алайского хребта, в районе границы между Таджикской и Киргизской ССР. Здесь же располагаются наивысшие горные вершины рассматриваемого района, т. е. выходы палеозойских пород имеют наибольшие абсолютные отметки. Следовательно, это район и наиболее интенсивных положительных тектонических движений, происшедших с момента формирования пене-плена.

Ряд геоморфологических данных свидетельствует о том, что относительно более интенсивные положительные тектонические движения продолжают в этом районе и в настоящее время. Долина р. Сурхоб образует здесь узкое глубоко врезанное в коренные породы V-образное ущелье. Продольный профиль русла реки на этом участке имеет большой уклон, обуславливающий продолжающуюся глубинную эрозию. Аккумуляция наносов, так же как и вообще распространение четвертичных отложений, имеет место только выше и ниже по течению. Благодаря этому здесь можно проследить на дневной поверхности разрыв, по которому приходят в соприкосновение палеозойские породы Южного Тянь-Шаня и мезозойско-кайнозойские отложения хребтов Петра I и Заалайского. К западу и востоку разрыв перекрыт четвертичными отложениями, разбитыми в долине Кызылсу — Сурхоба.

В прилежащих с юга депрессиях к описываемому участку приурочена геоморфологически выраженная перемычка, разделяющая Алайскую и Таджикскую депрессии. По данным Н. Н. Леонова (1961), в районе перемычки современного рельефа поверхность фундамента депрессий также приподнята. Она находится на высоте от 0 до -1000 м, в то время как восточнее, в центральной части Алайской депрессии, она располагается на высотах от -3000 до -5000 м, а западнее, в восточной части Тад-

жикской депрессии, погружается до (—5000——7000) м. Таким образом, «порог» на поверхности фундамента, разделяющий депрессии, имеет относительную высоту 3000—4000 м.

По материалам И. П. Косминской, Г. Г. Михоты и Ю. В. Тулиной (1958) к описываемому участку приурочена зона и наиболее толстой земной коры (>70 км). Показанная ими глубинная впадина по поверхности Мохоровичича простирается в юго-юго-восточном направлении, объединяя выделенный автором район максимальной деформированности поверхности фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая с наивысшим хребтом Памира (да и всего Советского Союза) — хребтом Академии наук. Описанный участок является также переходной зоной от сейсмичной западной области Южного Тянь-Шаня к асейсмичной восточной (Гзовский и др., 1960; Крестников, 1962; Леонов, 1961).

Таким образом, участок максимальной деформированности поверхности фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая, выявленный по пространственному изменению углов наклона поверхностей контактов отложенных мезозойско-кайнозойского чехла с палеозойскими породами и углов наклона плоскостей сместителей разрывов, смещающих поверхность фундамента, обладает еще рядом других интересных черт своего геологического строения.

Литература

- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н., Резанов И. А., Рейснер Г. И. Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960, № 8.
- Казимиров Д. А., Лукина Н. В. Деформации поверхности фундамента Ферганской депрессии и ее горного обрамления в связи с морфологией структур чехла и закономерностями их расположения.— В сб.: Геоморфологические методы при нефтегазопойсковых работах. М., «Наука», 1966.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры Памиро-Алайской зоны по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958, № 10.
- Костенко Н. П., Макаров В. И., Мальцев Б. Д., Соловьева Л. И. Особенности неотектонических деформаций эпиплатформенных горных стран (на примере Тянь-Шаня).— Тез. докл. IV научная отчетная конференция Геологического ф-та МГУ. М., 1969.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лукина Н. В. О структурах деформированной поверхности фундамента юго-западного Гиссара.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Рейснер Г. И. Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления.— Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 6.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
18 июня 1971 г.

УДК 551.243(571.551)

Ю. В. МИЛЛЕР, Р. И. МИЛЬКЕВИЧ, В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ,
Г. В. ДАВЫДОВ**СТРУКТУРА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
АГИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Породы агинского комплекса испытали два цикла складчатости, первый из которых относится к позднему протерозою и сопровождается однородным, повсеместно проявленным метаморфизмом в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, второй — к позднему мезозою и сопровождается зональным плутоническим метаморфизмом, проявленным локально, как и синхронные с ним деформации. Первый цикл начинается с восходящих радиальных движений, сменившихся позднее тангенциальным сжатием. Второй цикл отличается непостоянством проявления и приводит к существенной структурной и метаморфической неоднородности агинского комплекса.

Агинский массив в Восточном Забайкалье сложен преимущественно вулканогенно-терригенными отложениями, однородно метаморфизованными в условиях мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Эти образования, входящие в состав позднего докембрия Монголо-Охотского складчатого пояса, объединяются нами в агинский метаморфический комплекс (Милькевич, 1970). Верхняя возрастная граница рассматриваемых отложений определяется перекрыванием их фаунистически охарактеризованными осадками нижнего кембрия в Приартгунье (Шульдинер, Стецюк, 1969), а нижняя — соотношением с раннепротерозойским ундинским комплексом (Милькевич, Неелов, Седова, 1967; Милькевич, 1970), пользующимся широким распространением восточнее Агинского массива (рис. 1). Нижняя часть разреза агинского комплекса существенно вулканогенная и представлена тонкопослосчатыми, реже массивными актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами с подчиненными горизонтами микрокварцитов, серицито-кварцевых филлитовидных сланцев, мраморов, рассланцованных песчаников. Верхняя часть разреза преимущественно терригенная, представлена тонкопослосчатыми филлитовидными сланцами, метаморфизованными песчаниками или пачками чередования этих пород с отдельными прослоями актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев и мраморов. Объем осадков, включаемых нами в агинский комплекс, соответствует кулиндинской и ононской свитам в понимании Ю. М. Шейнманна (1935).

В строении исследованного района кроме докембрийских образований принимают участие существенно терригенные фаунистически охарактеризованные верхнепалеозойские (карбон, пермь) и мезозойские (триас, нижняя юра) толщи, развитые в периферических частях массива. Обычно они слабо изменены, но в отдельных участках их метаморфизм достигает амфиболитовой фации. Сходные, локально проявленные метаморфические преобразования испытывают и породы агинского комплекса.

Преобладающая кристаллизационная сланцеватость зеленосланцевых толщ Агинского массива меняет простираение, образуя в плане Z-образную структуру, получившую название Восточно-Забайкальской сигмоиды (рис. 1, см. врезку). В. И. Громин (1967, 1970), выполнивший палеореологические исследования агинского комплекса на основе детального изучения малых структурных форм, выдвинул гипотезу о становлении Восточно-Забайкальской сигмоиды как гигантской «горизонтальной складки», т. е. складки с субвертикальным шарниром, возникшей в результате крупных тангенциальных движений (Буртман, 1968).

Вместе с тем высказывалось мнение о многоэтапности тектонических движений на исследованной территории. Так, В. Г. Гладков (1968), ис-

следовавший участок с преобладающими субмеридиональными простираниями сланцеватости в среднем течении р. Аги, подтвердил ранее высказанное предположение (Амантов, 1966) о важной роли мезозойских

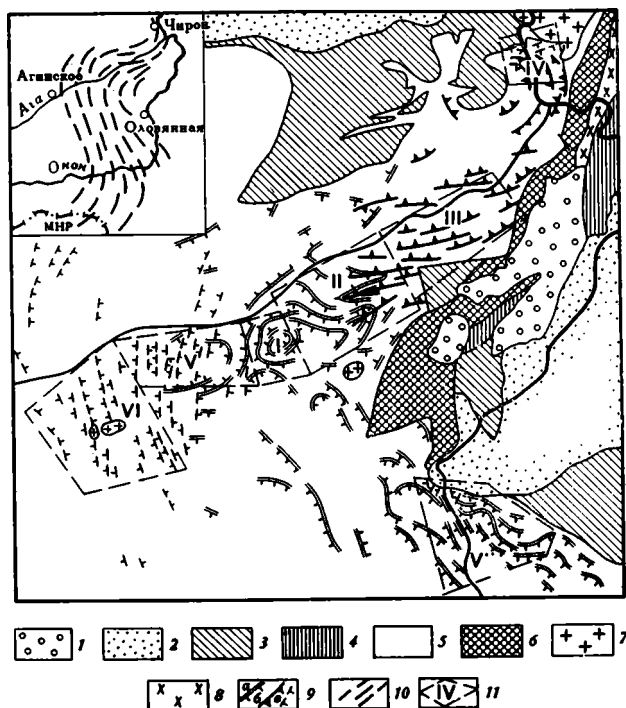


Рис. 1. Структурная схема северо-восточной части Агинского массива. Составили авторы с использованием материалов И. Г. Рутштейна, М. И. Тулохонова, О. В. Сосницкого и других геологов Читинского геологического управления
 1 — нижний мел: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 2 — верхний триас — нижняя юра нерасчлененные: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 3 — карбон — пермь нерасчлененные: песчаники, алевролиты, конгломераты; 4 — средний — верхний девон: углисто-глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, известняки; 5 — средний — верхний протерозой (агинский комплекс): актинолитово-эпидотово-хлоритовые сланцы, порфиroidы, кварциты, филлиты, рассланцованные песчаники; 6 — нижний протерозой (ундинский комплекс): кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 7 — верхнеюрские, биотитовые и двуслюдяные граниты и легматиты; 8 — нижнекарбоновые гранодиориты, диориты; 9 — обобщенные элементы залегания сланцеватости: а — S_1 , б — S_2 , в — S_6 , S_{10} , S_{13} , 10 — простирание преобладающей сланцеватости; 11 — границы и номера участков

движений в формировании структуры Агинского массива. Эти и некоторые другие исследования пролили свет на многие существенные особенности структурной эволюции агинского комплекса. Одновременно встал вопрос о возможной асинхронности формирования крыльев Восточно-Забайкальской сигмной, что определило необходимость подойти к расшифровке строения рассматриваемой территории на основе анализа последовательности деформаций, выявления основных закономерностей формирования наблюдаемой в настоящее время структуры, роли разновозрастных движений, приведших к ее становлению, и связи деформаций с разновозрастными процессами метаморфизма. В статье сделана попытка ответить в какой-то степени на эти вопросы.

Помимо решения региональных задач авторы преследовали цель получить материал для разработки более общих вопросов тектоники докембрийских складчатых систем. Важнейший из них состоит в расшифровке структуры так называемых монофациальных метаморфических комплексов, которые формируются на относительно ранних стадиях метаморфического цикла. Решение этого вопроса необходимо для создания геоло-

тически обоснованных аналитических моделей метаморфизма данного типа.

Исследования проводились в полосе преимущественных северо-восточных простираций от пос. Чирон до района г. Агинска, где северо-восточные простираения сменяются северо-западными, а также на участке устойчивых северо-западных простираций в районе ст. Оловянной. Выделено семь участков, отличающихся по характеру и степени проявления деформаций (рис. 1).

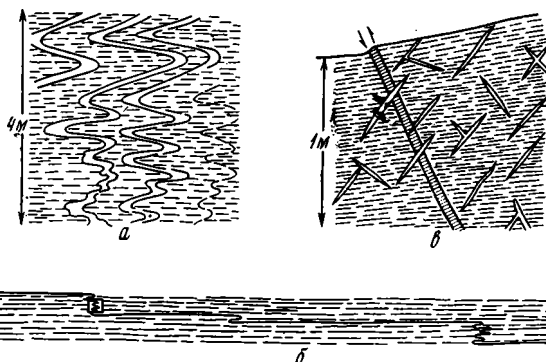


Рис. 2. Некоторые структурные формы, развитые в породах агинского комплекса

a — мелкие лежачие складки (F_1) с субгоризонтальной сланцеватостью (S_1) осевой поверхности (разрез); *б* — соотношение слоистости (сплошная линия) со сланцеватостью (пунктир); в рамке часть разреза, соответствующая рис. 2*a*; *в* — сланцеватость S_1 , нарушенная зоной излома и двумя системами кварцевых жил

Наименее сложная складчатая структура установлена в районе ст. Ага (участок I). Отчетливая слоистость, совпадающая с кристаллизационной сланцеватостью, смята в пологую, изометрическую в плане, антиклинальную складку, осложненную многочисленными также пологими складками высоких порядков. Мелкие разрывы не приводят к заметному осложнению структуры. В некоторых обнажениях устанавливается несовпадение кристаллизационной сланцеватости со слоистостью. Слоистость смята в мелкие лежачие складки, более или менее сжатые, часто близкие к изоклинальным. Сланцеватость располагается параллельно их осевым плоскостям и образует с зеркалом складок угол, достигающий 90° (рис. 2, *a*). Складки имеют симметричное или асимметричное строение. В последнем случае рисунок их непостоянен и может меняться на противоположный в пределах одного обнажения. Размер лежачих складок зависит от мощности деформированных слоев. В тонкослоистых пачках размах крыльев измеряется десятками сантиметров, при более грубом переслаивании — несколькими метрами. Тонкие слои и согласные со слоистостью кварцевые жилки, как правило, сминаются в складки нескольких порядков вплоть до плек, измеряемых долями миллиметра. На поверхности слоев мелкие плейки выступают как бороздчатость нескольких порядков и нередко подчеркиваются минеральной линейностью, выраженной удлиненными агрегатами зерен кварца и слюдястых минералов. Бороздчатость всех порядков и минеральная линейность параллельны шарнирам лежачих складок и простираются в северо-западном направлении, полого погружаясь на северо-запад или юго-восток (*I* на рис. 3).

Мелкие лежачие складки, определяющие действительное соотношение слоистости со сланцеватостью, встречаются сравнительно редко. Гораздо чаще в обнажениях видно полное совпадение кристаллизационной сланцеватости с напластованием.

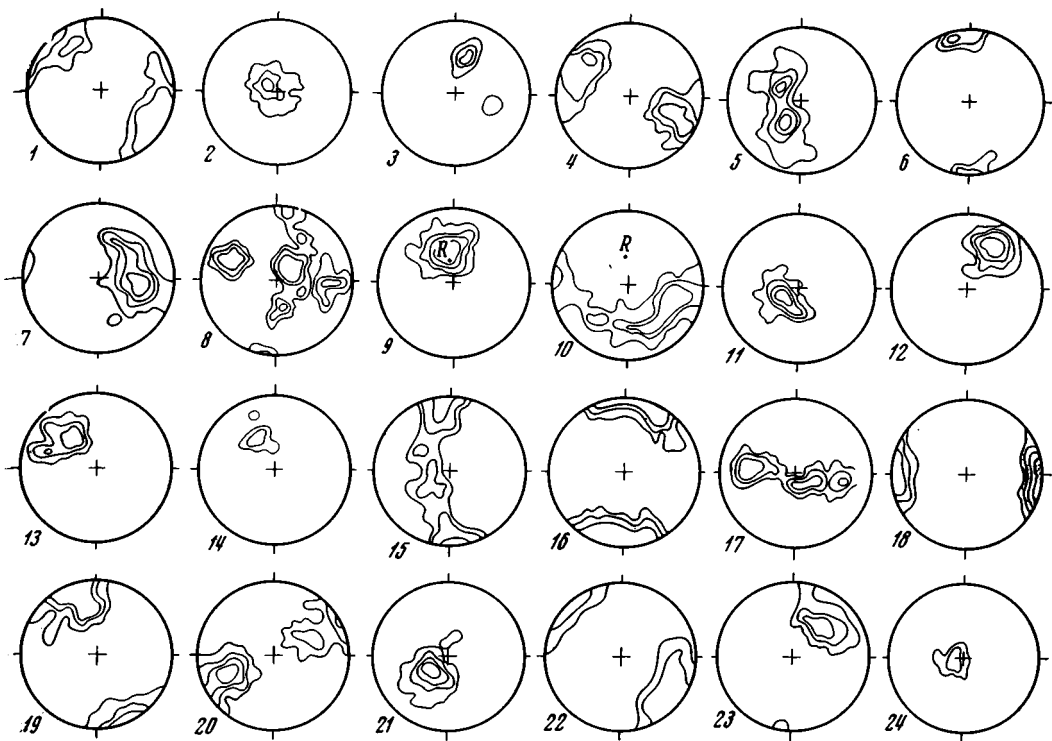


Рис. 3. Ориентировка линейных и плоскостных структурных элементов, развитых в породах агинского комплекса

Для плоскостных элементов вынесены полюса. В скобках указано количество измерений. Изолинии даны в процентах. R — ось вращения. Проекция на верхнюю полусферу. Участок I: 1 — L_1 (163), 1—3%; 2 — S_1 (259), 1—5—10%; 3 — зоны излома (41), 5—10—15%; 4 — кварцевые жилы (100), 1—3—7%. Участок II: 5 — S_1 (294), 1—3—5—7%; 6 — S_2 (34), 1—2—3%; 7 — L_{1-2} ? (159), 1—3—5—7%; 8 — кварцевые жилы (129), 1—2—3%. Участок III: 9 — S_2 (256), 1—3—5—7%; 10 — L_{1-2} ? (177), 1—3—5%. Участок IV: 11 — S_6 (128), 1—3—5—7%; 12 — шарниры F_6 (168), 1—3—5—7%; 13 — L_7 (77), 1—2—3%; 14 — зоны излома (27), 1—2%; 15 — кварцевые жилы (184), 1—2—3%. Участок V: 16 — L_{10} (103), 1—3—5%; 17 — S_1 (105), 1—3—5%; 18 — S_{10} (55), 1—3—5%. Участок VI: 19 — L_{10} (124), 1—3—5%; 20 — S_{10} (291), 1—3—5—7%. Участок VII: 21 — S_1 (556), 1—3—5—7%; 22 — L_1 (230), 1—3%; 23 — L_2 (121), 1—2—3%; 24 — S_{13} (22), 1—5%

Казалось, сделанные наблюдения дают основания рассматривать участки развития мелких складок как замки крупных лежащих изоклиналирных складок, осложненные складками высоких порядков. Однако такое предположение опровергается следующими фактами. Во-первых, нигде не было установлено повторение в разрезе значительных по мощности горизонтов или пачек, что было бы неизбежным при крупных изоклиналирных складках. Во-вторых, наблюдениями над традиционной слоистостью на участках параллельного расположения сланцеватости с напластованием нигде не обнаружено перевернутое залегание.

Вся совокупность фактов позволила прийти к заключению, что участки развития мелких лежащих складок представляют собой осложненные короткие крылья резко асимметричных складок, длинные крылья которых параллельны сланцеватости (рис. 2, б). Этот вывод подтверждается также конкретными наблюдениями в ряде обнажений.

Лежачие складки и генетически связанные с ними структурные формы: сланцеватость, отвечающая их осевым поверхностям, бороздчатость и линейность, параллельные их шарнирам, являются самыми древними

структурными формами, установленными в агинском комплексе. Они отнесены к первому этапу деформации и в дальнейшем будут обозначаться символами: складки — F_1 , сланцеватость — S_1 , бороздчатость и минеральная линейность — L_1 .

Складки второго этапа (F_2) деформируют F_1 , S_1 , L_1 и представляют собой пологую, сложно измятую поверхность, образованную системой плоскостей S_1 , на фоне которой лишь намечается изометричная антиклинальная складка. Углы падения S_1 в большинстве случаев не превышают 20° , часто сланцеватость располагается горизонтально или субгоризонтально (2 на рис. 3). Характерной особенностью складок F_2 всех порядков, развитых в пределах участка I, является отсутствие отчетливых, выдержанных по простиранию шарниров и осевых поверхностей. С этими складками не связано возникновение новых плоскостных или линейных элементов.

Складчатая структура, сформированная в результате двух этапов деформации, осложнена зонами излома (kink-zones, kink-bands). Эти структурные формы представляют собой зоны, по которым происходит относительное смещение (сдвиг) путем развития флексуобразного излома, без нарушения сплошности породы. Зоны резко ограничены сближенными параллельными поверхностями, в которых лежат шарниры флексуобразных изгибов ранее сформированных плоскостных элементов (рис. 2, в). Ширина изученных зон меняется от 1 до 6 см. Характерной особенностью зон излома является их ориентировка, независимая от ранее сформированной складчатой структуры. Установлены две сопряженные системы зон излома, пересекающиеся под прямым углом. Одна система, развитая наиболее интенсивно, падает на север-северо-восток под углами $30-70^\circ$, другая — на восток-юго-восток под углами $45-60^\circ$ (3 на рис. 3). Во всех наблюдавшихся зонах висячий бок смещен вверх относительно лежащего, как показано стрелками на рис. 2, в. Это указывает на преобладающую тангенциальную ориентировку внешних сил. Сопряженные системы зон излома относятся к третьему этапу деформации агинского комплекса.

Четвертый этап деформации выразился в развитии систем трещин, выполненных жильным кварцем. Кварцевые жилы формировались на разных стадиях структурной эволюции агинского комплекса. Для характеристики четвертого этапа деформации рассматривались только такие кварцевые жилы, которые секут S_1 , и при наблюдении в отдельных обнажениях не обнаруживают признаков участия в складчатой деформации. Такие жилы в подавляющем большинстве случаев не меняют ориентировку при пересечении зон излома, т. е. являются заведомо более молодыми.

Генезис этих жил остается неясным. С одной стороны, они образуют две отчетливые, выдержанные по простиранию и падению системы, независимые от ранее сформировавшейся структуры (4 на рис. 3), что типично для сопряженных систем трещин скалывания. С другой стороны, они обнаруживают черты, характерные для трещин отрыва. Края жил неровные, изредка сами жилы имеют не совсем прямолинейную форму. Смещений по плоскостям жил нигде не установлено. Жилы прослеживаются по падению и простиранию не более чем на $40-50$ см. Наибольшая толщина жил (до 2 см) достигается в центральных наиболее удаленных от мест выклинивания частях, чем определяется их линзовидная форма.

История деформации агинского комплекса в пределах рассматриваемого участка завершается развитием разрывных нарушений, среди которых заметную роль, по-видимому, играют мелкие надвиги субширотного простирания с падением сместителя в северных румбах.

К востоку от участка I, в бассейне р. Бырка (участок II) пологие складки F_2 , образованные древней сланцеватостью S_1 , становятся постепенно более сжатыми, приобретают отчетливое субширотное простира-

ние, и параллельно их осевым плоскостям развивается сланцеватость S_2 . Новая сланцеватость получает заметное развитие лишь в восточной части участка II, где складки F_2 становятся весьма сжатыми. Несколько раньше, параллельно осевым плоскостям F_2 появляется квиваж, сначала грубый, потом более тонкий, постепенно переходящий в сланцеватость. Полюса S_1 образуют на диаграмме (5 на рис. 3) два максимума, отвечающих преобладающей ориентировке крыльев складок F_2 , полюса S_2 — единый максимум, соответствующий ориентировке их осевых плоскостей (6 на рис. 3). Шарниры F_2 погружаются на запад или юго-запад под углами 20—50°.

Складки F_1 в пределах участка II становятся значительно более сжатыми, но в остальном сохраняют прежние морфологические особенности. Значительно меняется только их ориентировка: осевые плоскости (S_1) становятся более крутыми (5 на рис. 3), а шарниры располагаются примерно параллельно шарнирам F_2 .

В породе развиты бороздчатость и минеральная линейность, идентичные L_1 и ориентированные субпараллельно шарнирам F_1 и F_2 . Отсюда проистекают определенные трудности определения, со складками какого этапа связаны эти линейные структурные элементы. Вероятно, в породе развиты бороздчатость и минеральная линейность как L_1 , так и L_2 , схожие по проявлению и ориентировке в пространстве (7 на рис. 3).

Как и на участке I, на структуру, сформированную в результате двух этапов складчатой деформации, накладываются сопряженные системы зон излома (третий этап) и системы трещин, выполненных кварцем (четвертый этап). Ориентировка этих структурных форм аналогична, установленной на участке I. Следует лишь отметить появление пояса субширотных трещин, возможно, связанных с мелкими надвигами того же простирания (8 на рис. 3). Подобные пояса трещин, развитые параллельно Оловянинскому надвигу, установлены в породах агинского комплекса В. Г. Гладковым (1961).

На участке III складки F_2 становятся совершенно изоклиналильными, их осевые плоскости еще больше опрокидываются на юг-юго-восток, а сланцеватость осевых плоскостей S_2 становится доминирующим плоскостным элементом породы. При этом все ранее возникшие линейные и плоскостные элементы совмещаются с S_2 , и структура при беглом ознакомлении может быть принята за моноклиральную круто падающую на север-северо-запад.

Складки F_1 и мелкие складки F_2 , непосредственно наблюдающиеся в обнажениях, стали неотличимыми друг от друга. И те и другие приобрели совершенно изоклиналильную форму, расплющены в плоскости S_2 и будинированы в такой степени, что в обнажениях нередко наблюдаются только их замковые части. Если на участках I и II складки F_1 от F_2 можно было безошибочно отличить по соотношению с S_1 , то на участке III новая весьма интенсивно развитая сланцеватость S_2 практически полностью уничтожила S_1 . Лишь при микроскопическом изучении замковых частей некоторых изоклиналильных складок удалось обнаружить реликты древней сланцеватости (S_1), смятой в складки совместно со слоистостью.

Шарниры складок обоих этапов деформации (F_1 и F_2) изогнуты вокруг оси (R), перпендикулярной S_2 . Так же ведут себя параллельные шарнирам складок бороздчатость и минеральная линейность. Иногда удавалось непосредственно в обнажениях наблюдать изгиб шарниров складок в плоскости S_2 . Но в большинстве случаев радиус кривизны линейных элементов измеряется сотнями метров или первыми километрами и изгибание их не может быть установлено в пределах отдельных обнажений. Вращение линейных элементов вокруг оси R , перпендикулярной S_2 , непосредственно вытекает из анализа диаграмм структурных элементов: линейность распределяется по дуге большого круга, полюс которого (ось вращения R) совпадает с максимумом полюсов S_2 (9 и 10

на рис. 3). Развитие поперечных перегибов складок при достижении ими высокой степени сжатости отмечалось неоднократно. В частности, совершенно аналогичные изгибы шарниров крупных изоклиналиных складок описаны в протерозойских образованиях юго-восточной части Восточного Саяна (Миллер, 1970₁). Поскольку поперечные перегибы начинают образовываться на определенной стадии развития сжатых или изоклиналиных складок и в дальнейшем формируются одновременно с ними (Bhat-tacharjii, 1958), по-видимому, нет основания рассматривать развитие этих перегибов как результат самостоятельного этапа деформации.

Третий этап деформации привел к развитию сопряженных систем зон излома, четвертый — к формированию систем кварцевых жил. Эти структурные формы ориентированы так же, как на участке I.

К востоку от участка III псевдомоноклиналиная структура, образованная системой сланцеватости S_2 , прослеживается в северо-восточном направлении до устья р. Аги, постепенно разворачивается к северу и приобретает субмеридиональное простирание с падением на запад.

В районе пос. Чирон (участок IV) в непосредственной близости от контакта с отложениями верхнего палеозоя вновь наблюдается усложнение складчатой структуры агинского комплекса. Псевдомоноклиналиная, образования системой плоскостей S_2 , сминается в открытые асимметричные складки F_5 субширотного простирания с размахом крыльев в десятки и сотни метров. Южные крылья антиформных складок относительно длинные, северные — более короткие. Осевые плоскости круто падают на юг. Складки, аналогичным образом ориентированные в пространстве, но весьма сжатые — вплоть до изоклиналиных, установлены и в отложениях карбона.

Морфология складок F_5 агинского комплекса сильно искажена интенсивным развитием складок F_6 , осевые плоскости которых падают в южных румбах обычно на юг-юго-запад под углами 20° (11 на рис. 3), шарниры погружаются на юго-запад (12 на рис. 3). Складки F_6 обладают всеми особенностями складок, явившихся результатом совместной складчатой деформации различно ориентированных плоскостных элементов (Миллер, 1970₂).

По мере приближения к контакту с верхнепалеозойскими отложениями складки F_6 становятся все более сжатыми и параллельно их осевым поверхностям развивается новая сланцеватость S_6 . В непосредственной близости от контакта складки F_6 становятся изоклиналиными, ранее возникшие плоскостные элементы совмещаются с их осевыми поверхностями или затушевываются, и породы образуют новую псевдомоноклиналию, определяющуюся ориентировкой S_6 .

Одновременно с нарастанием интенсивности складчатой деформации по направлению с юга на север резко повышается степень метаморфизма агинских образований. Ассоциации, типичные для низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации, на протяжении 1,5—2,5 км сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой — низкотемпературной амфиболитовой фацией. При этом новообразованные слюды — биотит и мусковит — развиваются как по новой сланцеватости S_6 , так и по более ранней — S_2 . В отложениях карбона, испытывающих совместно с агинским комплексом зональный метаморфизм, складчатые формы, идентичные складкам F_6 агинского комплекса, встречены лишь в единичных обнажениях и, по-видимому, пользуются весьма ограниченным распространением, но сланцеватость, отвечающая S_6 , развита повсеместно и расположена под углом 60—80° к слоистости.

На сложную складчатую структуру наложена минеральная линейность (L_7) северо-западного простирания (13 на рис. 3). Все названные структурные формы нарушены зонами излома (восьмой этап деформации). Зоны излома установлены только в агинских образованиях, метаморфизованных не выше зеленосланцевой фации. Они образуют единую

систему (14 на рис. 3), висячий бок повсеместно смещен вверх относительно лежачего. Кварцевые жилы, секущие новообразованные зоны излома (девятый этап деформации), имеют субширотное простирание и падают на север и юг под различными углами (15 на рис. 3).

На участке V на пологие складки F_2 , осложненные зонами излома и системами кварцевых жил, накладываются узкие линейные складки, меняющие простирание от северо-северо-восточного на востоке до субмеридионального на западе. Согласно субвертикальным осевым плоскостям новых складок, развит кливаж, который в западном направлении постепенно становится более тонким и местами переходит в сланцеватость. Параллельно шарнирам располагаются бороздчатость разных порядков и минеральная линейность. Возрастные соотношения этих складок и генетически связанных с ними плоскостных и линейных элементов со структурами пятого — девятого этапов деформации не установлены. Во избежание путаницы условно отнесем их к десятому этапу деформации и обозначим символами: складки — F_{10} , кливаж и сланцеватость — S_{10} , бороздчатость и минеральную линейность — L_{10} . Проявление этой наложенной складчатой деформации, по-видимому, сопровождалось метаморфизмом, отвечающим условиям высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации, что выражается в появлении биотита, который развивается по древней сланцеватости S_1 и особенно интенсивно по плоскостям S_{10} .

Складки F_{10} устанавливаются по изгибу древней сланцеватости (S_1) и совпадающей с ней в большинстве случаев слоистости. Размах крыльев складок, непосредственно наблюдающихся в обнажениях, меняется от нескольких метров до десятков сантиметров. Складки осложнены пloyками нескольких порядков с размахом крыльев от 7—8 см до 1—2 мм. Плойчатость особенно интенсивно развита в пачках с тонким переслаиванием пород, различных по своим механическим свойствам, или при наличии широко распространенных согласных с S_1 кварцевых жил. Мелкие пloyки выступают на поверхности S_1 в виде бороздчатости нескольких порядков и нередко сопровождаются тонкой минеральной линейностью. Шарниры складок F_{10} и линейные элементы L_{10} ориентированы субгоризонтально или погружаются в северных или южных румбах под углами до 20° (16 на рис. 3).

На востоке участка V линейные складки F_{10} развиты в узких зонах, перемежающихся с обширными полями пологих залеганий S_1 , характерных для смежного участка I. По направлению к западу зоны линейных складок приобретают все большее развитие, участки пологих залеганий S_1 быстро сокращаются и в западной части участка V сохраняются лишь в редких реликтах. На диаграмме (17 на рис. 3) полюса S_1 образуют пояс, состоящий из трех сливающихся максимумов — центрального, отвечающего пологим структурам F_2 , и двух крайних, соответствующих крыльям складок F_{10} . Полюса S_{10} (18 на рис. 3) образуют единый максимум, отражающий субвертикальную ориентировку осевых плоскостей при субмеридиональном их простирании.

В районе рудника Спокойного (участок VI) линейные складки F_{10} полностью перерабатывают пологие складчатые структуры F_2 . Складки F_{10} становятся более сжатыми, кливаж, развитый параллельно их осевым плоскостям, местами переходит в сланцеватость, которая, как правило, не затухивает древнюю сланцеватость S_1 . Простирание складок F_{10} постепенно меняется от субмеридионального на северо-востоке до северо-западного на западе и юге. Линейность L_{10} , параллельная шарнирам складок, погружается на северо-запад или юго-восток под углами $10—20^\circ$, реже ориентирована субгоризонтально (19 на рис. 3). Кливаж и сланцеватость, отвечающие осевым поверхностям мелких складок F_{10} , падают в восточных или западных румбах под углами $50—70^\circ$ и сравнительно редко ориентированы субвертикально (20 на рис. 3). Эта особен-

ность дает основание предполагать существование поздних пологих линейных складок более низких порядков, чем те, которые непосредственно наблюдаются в обнажениях.

Система плоскостей S_{10} местами деформирована мелкими пологими волнистыми складочками (F_{11}) с субвертикальными осевыми плоскостями и крутыми шарнирами. Размах крыльев F_{11} не превышает 30—40 см, осевые плоскости ориентированы субперпендикулярно S_{10} . Деформация завершается развитием единой системы зон излома (двенадцатый этап деформации).

Участок VII отделен от рассмотренных ниже участков обширной пло-хо обнаженной территорией, что делает менее надежной возрастную корреляцию структурных форм, развитых в его пределах, со структурными формами, установленными для остальной изученной территории. Наиболее распространенная сланцеватость на этом участке, по-видимому, соответствует S_1 . Она падает преимущественно на юго-запад (21 на рис. 3) и отвечает осевым плоскостям лежащих складок (F_1), которые в отличие от F_1 , развитых на участке I, как правило, совершенно изоклиналильные и пользуются значительно большим распространением. Как и на участке I, шарниры F_1 и развитые параллельно им бороздчатость и минеральная линейность (L_1) имеют северо-западное простирание и в большинстве случаев полого погружаются на северо-запад или юго-восток (22 на рис. 3).

Преобладающее северо-западное простирание S_1 нарушают волнообразные складки F_2 , отчетливо наблюдающиеся на региональной структурной схеме (рис. 1). Осевые плоскости складок субвертикальные, размах крыльев измеряется несколькими километрами. В целом они очень похожи на складки F_2 , развитые в центральной части участка II. Эти крупные открытые складки осложнены многочисленными мелкими открытыми или сжатыми складками. Шарниры складок F_2 всех порядков и параллельные им линейные элементы погружаются на юго-запад под углами 20—40° (23 на рис. 3). Складки F_1 и F_2 нарушены очень немногочисленными зонами излома (третий этап деформации) и системами кварцевых жил (четвертый этап).

К северу от ст. Оловянной близ контакта с юрскими образованиями на ранее сформированную структуру агинского комплекса накладываются мелкие лежащие складки с полого ориентированной сланцеватостью осевой поверхности, которые условно отнесены к тринадцатому этапу деформации. Совершенно аналогичные складки с субгоризонтальной сланцеватостью, развитой параллельно их осевым поверхностям, наложены на юрские образования, предварительно смятые в прямые сжатые складки северо-западного простирания. Для юрских образований эта сланцеватость является первой и единственной кристаллизационной сланцеватостью.

Тринадцатый этап деформации сопровождается метаморфизмом в условиях эпидот-амфиболитовой фации, который проявляется как в породах агинского комплекса, так и в юрских образованиях.

Размеры складок F_{13} измеряются сантиметрами или десятками сантиметров, степень сжатости меняется в широких пределах — от открытых волнообразных до близких к изоклиналильным, шарниры полого погружаются на северо-запад. Сланцеватость S_{13} , расположенная весьма полого (24 на рис. 3), по-видимому, принималась В. Г. Гладковым (1961, 1965) за поверхность сместителя, по которым породы агинского комплекса надвинуты на юрские образования. Местами система плоскостей S_{13} нарушена немногочисленными крутыми зонами излома, имеющими преимущественно субширотное простирание (четырнадцатый этап деформации).

Породы агинского комплекса испытали два цикла складчатости, первый из которых относится к позднему протерозою и сопровождается однородным повсеместно проявленным метаморфизмом в условиях муско-

вит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцов, второй — к раннему мезозою и сопровождается зональным плутоническим метаморфизмом, проявленным локально, как и синхронные с ним деформации. Каждый цикл начинается со складчатых деформаций, свидетельствующих о высокой пластичности пород, и завершается развитием зон излома и системами трещин, указывающих на жесткую реакцию агинских образований на внешние силы. К первому циклу относятся структурные формы первых четырех этапов деформации, ко второму — остальных десяти этапов деформации.

Первый цикл начинается формированием мелких лежащих складок с полого ориентированной кристаллизационной сланцеватостью осевой поверхности (первый этап деформации). Закономерная ориентировка шарниров этих складок, полого погружающихся на северо-запад или юго-восток в пределах двух удаленных друг от друга участков (I, VII), дает основание полагать, что деформация, вызванная радиальным сжатием, накладывалась на моноклинал или систему весьма пологих складок северо-западного простирания. Близкое пространственное положение сланцеватости S_1 и зеркала складок, изгибающих слоистость, свидетельствуют о том, что к началу первого этапа деформации угол между напластованием и плоскостью, перпендикулярной максимальной действующей силе, был незначительным. Иначе говоря, нет никаких оснований предполагать проявление интенсивной складчатости до деформации, отнесенной к первому этапу. Псевдомоноклинал на участке VII, образованная древней сланцеватостью S_1 , может указывать на развитие структур первого этапа в крыле сводового поднятия, расположенного к востоку от Агинского массива, где сейчас широко распространены породы ундинского комплекса, являющегося фундаментом по отношению к исследованным позднедокембрийским толщам.

Древняя сланцеватость S_1 в дальнейшем была деформирована в складки F_2 , сначала пологие, изометрические, потом все более крутые и выдержанные по простиранию постепенно переходящие в линейные совершенно изоклиналильные со своей системой сланцеватости S_2 (второй этап деформации). По мере возрастания степени сжатости складок F_2 усиливались движения материала вдоль осевых поверхностей по направлению кинематической оси «а», что привело к вращению линейности вокруг оси R , перпендикулярной S_2 , и вызвало ундуляцию шарниров складок второго этапа. Эти движения, как и во время первого этапа деформации, проявлялись на фоне общей тенденции к поднятию фундамента в районе, расположенном восточнее исследованной территории, в связи с чем наблюдается общее воздымание шарниров структур F_2 в этом направлении.

Обращает на себя внимание тот факт, что псевдомоноклинал района ст. Оловянной (участок VII) и псевдомоноклинал в нижнем течении р. Аги (участки II и III), рассматривавшиеся в качестве крыльев гигантской горизонтальной складки, были сформированы на разных этапах деформации первого цикла. Выводы такого рода позволяют поставить под сомнение гипотезу о возникновении Восточно-Забайкальской сигмоиды в результате крупных тангенциальных движений.

Линейные изоклиналильные складки были осложнены сопряженными системами зон пластического излома (третий этап деформации). Эти специфические структурные формы знаменуют переход от пластических деформаций к разрывным, в данном случае к системам трещин (четвертый этап).

Первый цикл складчатости агинского комплекса обнаруживает принципиальное сходство со складчатой эволюцией многих регионально метаморфизованных докембрийских толщ. Аналогичная последовательность деформаций установлена для окинской свиты протезоройского зеленосланцевого комплекса юго-восточной части Восточного Саяна (Мил-

лер, 1970₁). Отличительной чертой окинского цикла тектонических движений было возникновение мелких, поперечных по отношению к изоклинальным структурам второго этапа складок с субвертикально ориентированными шарнирами. Эти складки предшествовали формированию зон пластического излома. В то же время структурная позиция кристаллизационной сланцеватости S_1 , смятой в изоклинальные складки, оставалась невыясненной, поскольку в силу интенсивного развития поздних деформаций не были обнаружены складки, с осевыми поверхностями которых эта сланцеватость связана. Таким образом, для окинского цикла характерно более совершенное проявление складчатости второго этапа по сравнению с агинским циклом.

Весьма близкую структурную эволюцию испытали глубоко и неоднородно метаморфизованные породы протерозойского ладожского комплекса (Судовиков и др., 1970). На первом этапе деформации они были смяты в разнообразные по морфологии складки, явившиеся результатом радиальных движений. На втором этапе преобладало тангенциальное сжатие, приведшее к образованию линейных изоклинальных складок с системой сланцеватости S_2 и завершившееся развитием надвигов в периферических частях складчатого пояса. Тангенциальное сжатие сопровождалось сплющиванием системы изоклинальных складок и в связи с этим перемещением масс вдоль осевых поверхностей по направлению кинематической оси «а», что привело к ундуляции шарниров. Третий этап привел к развитию мелких складок, поперечных относительно системы изоклинальных складок. Заключительный этап деформации выразился, с одной стороны, в формировании диапироидных куполовидных структур, а с другой — в развитии зон рассланцевания, которые в данном случае знаменовали собой переход к жестким деформациям. Таким образом, ладожский цикл складчатости еще в большей степени, чем окинский, характеризуется интенсивным проявлением деформации относительно поздних этапов.

В то же время в ряде районов складки второго этапа деформации не достигают стадии изоклинальных структур, остаются открытыми, нередко изометрическими в плане. Последний случай, вероятно, имеет место на Енисейском кряже, где рифейские отложения, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, образуют куполовидные структуры с полого падающими крыльями. Сланцеватость в подавляющем большинстве случаев параллельна слоистости, но местами совпадает с осевыми плоскостями мелких, сильно сжатых или изоклинальных складок.

При некоторых отклонениях от схемы деформаций, установленной для агинского комплекса, во всех перечисленных случаях сохраняются важнейшие особенности цикла складчатости, которые заключаются в преобладании во время первого этапа деформации, синхронного с началом регионального метаморфизма, радиальных движений, сменяющихся на втором этапе тангенциальным сжатием. Специфика проявления этого цикла в агинском комплексе заключается в неравномерном развитии складок второго этапа деформации, что позволило проследить процесс трансформации пологих структур в крутую псевдомоноклиналь, совершенно аналогичную тем псевдомоноклиналям, которые мы постоянно наблюдаем в докембрии, но почти никогда не видим процесса их становления.

На рассмотренных примерах мы убеждаемся в том, что однородный (монофациальный) метаморфизм, начинаясь при первых радиальных восходящих движениях, проявляется по крайней мере в течение двух этапов складчатости, не обнаруживая заметной тенденции к неоднородности. В то же время можно предполагать, что в случае интенсивного развития складчатости поздних этапов возможно возникновение значительных термальных аномалий, обуславливающих зональный метаморфизм, что и наблюдается в ладожском комплексе.

Второй цикл агинского комплекса складчатости проявлялся на участках, тяготеющих к позднепалеозойским и раннемезозойским прогибам, и сопровождался плутоническим метаморфизмом, степень которого меняется от биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Непосредственные возрастные соотношения между структурами шестого — девятого (участок IV), десятого — двенадцатого (участок V, VI) и тринадцатого — четырнадцатого (участок VII) этапов деформаций, проявившихся на пространственно разобщенных территориях, остаются невыясненными. Отсюда следует, что структурные формы, отнесенные к тому или иному этапу деформации второго цикла, имеют значение возрастных реперов только в пределах участков своего развития. В то же время есть основания полагать, что процессы метаморфизма, сопряженные со вторым циклом складчатости, проявились в разных частях Агинского массива более или менее синхронно.

Для второго цикла трудно назвать общие закономерности. Скорее можно констатировать специфику его проявления для каждого участка. Хочется лишь отметить, что в районе Чирона (участок IV) и в районе ст. Оловянной (участок VII) наложенный метаморфизм сопряжен с развитием полого ориентированной кристаллизационной сланцеватости, т. е. связан с радиальными движениями. На западе исследованной территории (участки V и VI) эта закономерность как будто бы не подтверждается, что, возможно, объясняется неполнотой наших сведений, и в частности, отсутствием данных о метаморфизме и деформациях палеозойских и мезозойских образований западного обрамления Агинского массива.

Литература

- Амантов В. А. Тектоника Забайкалья.— В сб.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- Буртман В. С. О горизонтальных складках.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Гладков В. Г. Новые данные об Оловянинском надвиге.— Геол. и геофизика, 1961, № 1.
- Гладков В. Г. Линейно-ориентированные элементы в зоне Оловянинского надвига (Восточное Забайкалье).— Геотектоника, 1965, № 1.
- Гладков В. Г. Поперечный кливаж пород на правом берегу р. Аги (Забайкалье).— Геотектоника, 1968, № 5.
- Громин В. И. Реологические свойства пород по наблюдениям микроскладок в Восточном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 1—2.
- Громин В. И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. М., «Наука», 1970.
- Миллер Ю. В. Структура и история тектонического развития Окинского антиклинория (Восточный Саян). Автореф. канд. дис. Ленингр. гос. ун-т, Л., 1970.
- Миллер Ю. В. О складчатой деформации плоскостей, ориентированных под углом к оси вращения, при складкообразовании.— В сб.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970.
- Милькевич Р. И., Неелов А. Н., Седова И. С. Метаморфические комплексы Борщовочного хребта.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, Изд. Забайкальского фил. геогр. о-ва СССР, 1967.
- Милькевич Р. И. Метаморфические комплексы западной части Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.
- Шейнманн Ю. М. Геологический очерк района нижнего течения рек Онона и Ингоды и верховьев Шилки (Восточное Забайкалье).— Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1935, вып. 7.
- Шульдинер В. И., Стецюк М. И. О строении байкалид восточной части Восточного Забайкалья.— В сб.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток, 1969.
- Bhattacharjy S. Theoretical and experimental investigations of crossfolding.— J. Geol., 1958, v. 66, No. 6.

Институт геологии и геохронологии докембрия
Ленинград

Статья поступила
28 мая 1971 г.

УДК 551.24 (477.60)

А. К. МИХАЛЕВ

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ НАДВИГОВ В КРАСНОАРМЕЙСКОМ РАЙОНЕ ДОНБАССА

Исследование особенностей морфологии дизъюнктивов Красноармейского района подтверждает представления многих геологов о выполаживании и затухании надвигов с глубиной. В соответствии с этим выводом, а также с учетом геофизических материалов о глубинном строении района обосновывается принципиальная схема механизма образования надвигов. Она связывается с явлением заблокированных дислокаций пачки плоскопараллельных слоев, которое сопровождается неравномерным сокращением эффективной площади слоев.

В последнее время значительно увеличился поток информации о морфологии разрывных нарушений каменноугольных отложений Донбасса, и в связи с этим был опубликован ряд работ, в которых рассматриваются особенности образования надвигов (Терентьев, 1967; Нагорный, 1969, и др.). Параллельно этому развиваются исследования глубоких горизонтов бассейна вплоть до кристаллического фундамента (Гаркаленко, Бородулин, 1969, и др.). В работах исследователей тектоники Донбасса определенное влияние приобретает точка зрения о прямой связи между субвертикальными разрывными дислокациями в кристаллическом фундаменте и наклонными надвигами в осадочной толще. Особенно яркое выражение эта точка зрения нашла в работе М. И. Русакова (1970). Согласно надвиги, пересекающие толщу осадков под углом 20—40° к плоскости напластования, выводятся из вертикальных перемещений по сбросам в фундаменте, при этом «корень» надвига создается восходящим блоком, которому соответствует висячее крыло надвига.

Отдавая должное роли вертикальных движений в формировании структуры осадочного комплекса Донбасса, нельзя не отметить, что представления, подобные изложенному, не согласуются с морфологическими особенностями дизъюнктивов рассматриваемого типа. Бесспорно установлено, что амплитуда надвигов Донбасса на некоторой глубине начинает уменьшаться, плоскость сместителя выполаживается и, таким образом, дизъюнктив либо полностью затухает в пределах разведанной части разреза, либо приобретает устойчивую тенденцию к затуханию (Терентьев, 1966, 1967; Нагорный, 1969; Попов, 1963, и др.). Аналогичен характер надвигов и в Красноармейском районе, который рассматривается в статье М. И. Русанова (1970). Рисунок 1 иллюстрирует это явление по основным надвигам района. Если исходить из упомянутой выше точки зрения, то закономерности изменения морфологии надвигов должны быть прямо противоположными.

Кроме того, геофизическими исследованиями глубинного сейсмического зондирования установлено, что кристаллический фундамент последовательно погружается в сторону осевой части прогиба и в этом направлении не образует относительно приподнятых блоков, которые являлись бы инициаторами разрывных дислокаций надвигового типа в осадочной толще по М. И. Русакову (Гаркаленко, Бородулин и Михалев, 1971).

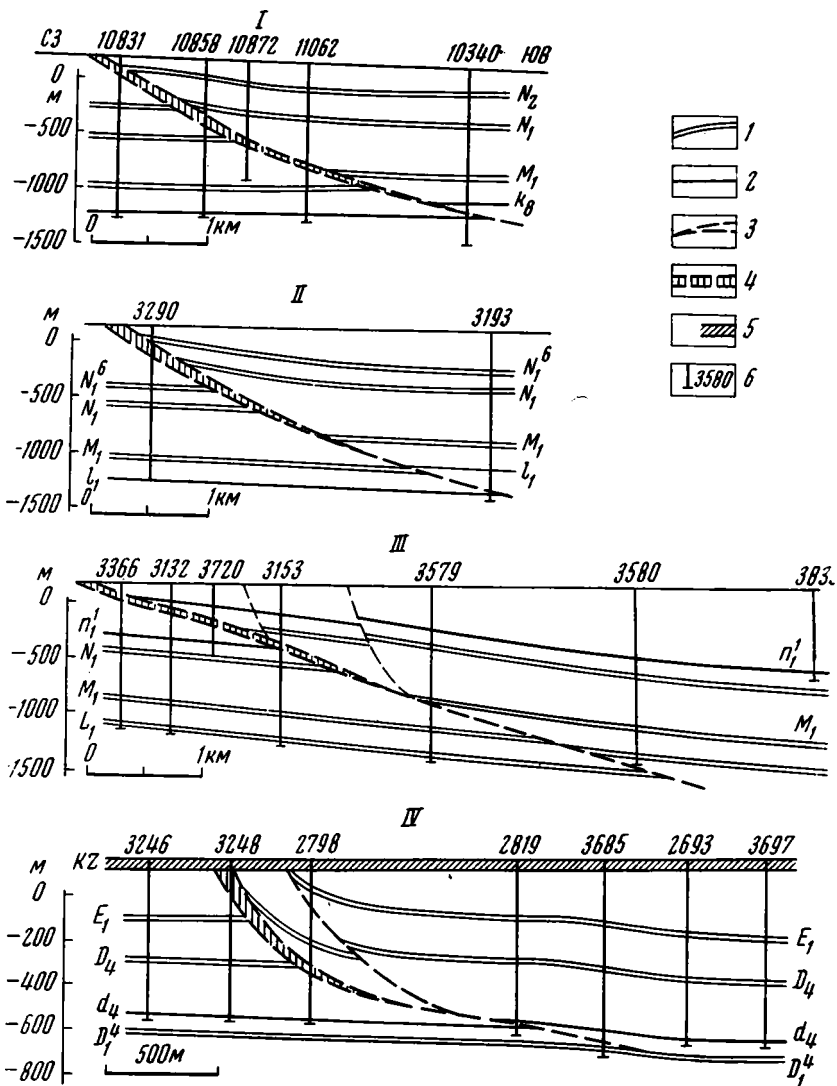


Рис. 1. Морфология основных надвигов Красноармейского района I — Добропольский надвиг; II — Центральный надвиг; III — Селидовский надвиг; IV — Котлинский надвиг. 1 — известняк; 2 — угольный пласт; 3 — плоскость смещения пород; 4 — зона дробления пород; 5 — кайнозойские покровные отложения; 6 — скважины и их номера

Все эти материалы не дают возможности объяснить механизм образования надвигов в Донбассе в соответствии с рассмотренными представлениями. Закономерности изменения морфологии дизъюнктивов этого типа в комплексе с детальными материалами, характеризующими строение осадочной толщ, в пределах которой эти дизъюнктивы развиты, свидетельствуют о том, что нет оснований отказываться от представлений В. С. Попова, высказанных им еще в 1933 г. и согласно которым происхождение надвигов связано с так называемым заблокированным перемещением пачки слоев при складкообразовании. Рассматривать здесь действие механизма заблокированного складкообразования применительно к районам Северной зоны мелкой складчатости Донбасса нет необходимости, так как этот вопрос достаточно обоснованно рассмотрен в работе В. С. Попова (1933).

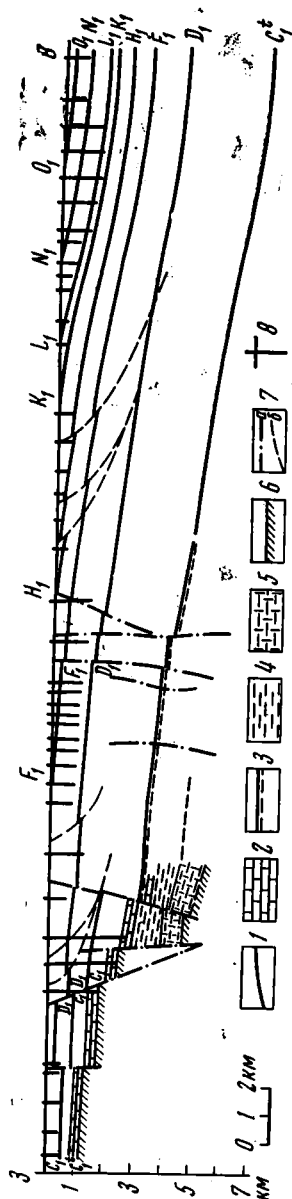


Рис. 2. Геологический разрез западного крыла Кальмиус-Торецкой котловины
1 — свитные известняки карбона; 2 — карбонатная толща нижнего карбона; 3 — поверхность карбонатной толщи по данным сейсморазведки МОВ; 4 — предкарбонные образования по данным сейсморазведки МОВ, верхняя часть; 5 — то же, нижняя часть; 6 — поверхность кристаллического фундамента; 7 — дизъюнктивные нарушения; а — сбросы, б — надвиги; 8 — скважины

Донецкой впадиной и Складчатым Донбассом, к которой относится и Красноармейский район (Левенштейн, 1967; Гаркаленко, Бородулин, Михалев, 1971).

Рассмотрим проявление механизма заблокированных дислокаций для Красноармейского геолого-промышленного района, где отсутствует контрастная складчатость и поэтому на первый взгляд этот механизм действовать как будто не может.

Отметим несколько особенностей геологического строения района (рис. 2). Крайняя юго-западная часть территории района охватывает склон Украинского кристаллического массива, ограниченного Криворожско-Павловской системой сбросов. В этой части района залегание осадочной толщи очень пологое, углы падения пород не превышают 2—3°. К северо-востоку от граничной Криворожско-Павловской зоны располагается Кальмиус-Торецкая котловина, для юго-западного крыла которой

Заметим лишь, что действие этого механизма в Северной зоне происходило на фоне регионального сжатия осадочной толщи в процессе складчатости (Богданов и др., 1947). Этот тезис требует некоторого уточнения. Речь идет о всеобщем сжатии зоны прогиба в период тектогенеза, что привело к смятию пород в складки. Многие исследователи распространяют действие этого процесса на всю территорию Донбасса, включая и переходные районы Днепровско-Донецкой впадины (Русакон, 1970), другие целиком отрицают возможность подобного сжатия, ссылаясь на жесткость подстилающего осадки фундамента (Широков, 1959). Геофизические исследования МОВ и ГСЗ, проведенные в большом объеме в последние годы, показали, что по рельефу кристаллического фундамента и структуре глубоких горизонтов осадочной толщи Доно-Днепровский прогиб в восточной части (открытый Донбасс) имеет ясно выраженный элемент сжатия (Бородулин, Хохлов, 1970). Это обстоятельство четко проявляется при сопоставлении поперечных сейсмических профилей. К западу от линии Донецк — Кадиевка, в том числе и на территории Красноармейского района, структура прогиба по фундаменту имеет характер грабена, не претерпевшего существенной деформации. Этот вопрос специфичен и требует более обстоятельного рассмотрения, не говоря о необходимости постановки дальнейших исследовательских работ для более обоснованного его решения. Однако приведенные данные свидетельствуют в пользу отсутствия значительных напряжений регионального сжатия в переходной зоне между Днепровско-

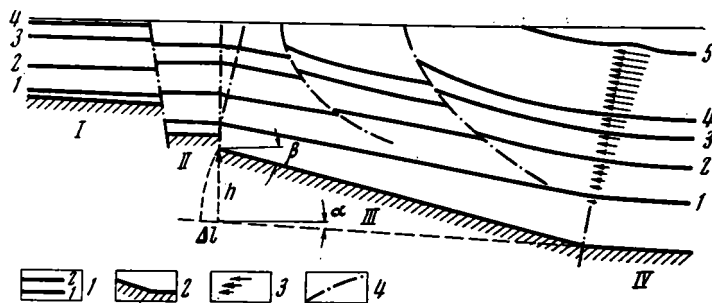


Рис. 3. Схема сблокированных дислокаций Красноармейского района (в разрезе)
 1 — условные стратиграфические горизонты; 2 — подошва карбона; 3 — направление сжимающих напряжений; 4 — разрывные нарушения. Римские цифры обозначают тектонические блоки

свойственны более крутые углы падения пород — 12—16°. В средней части котловины осадочная толща вкось выполаживается. В полосе уменьшения углов падения пород в толще верхнего карбона местами образуются пологие брахиформные складки, цепочкой протягивающиеся вдоль всего крыла котловины, пологие брахиформные структуры (Бахметьевская, Золотоколедзная, Очеретинская, а также Волчанский купол).

Анализируя представленные материалы, нетрудно убедиться, что к современному состоянию осадочная толща карбона была приведена путем поднятия Украинского массива относительно донной части Кальмиус-Торецкой котловины (рис. 3). При этом часть амплитуды этого поднятия была реализована в виде вертикальных разрывов и смещений в Криворожско-Павловской зоне сбросов, большая же часть амплитуды (h на рис. 3) — в виде перекоса плиты, составляющей ныне юго-западное крыло Кальмиус-Торецкой котловины. Именно этот вид перемещений и привел в действие механизм сблокированного складкообразования, в котором роль руководящего слоя выполняла верхняя часть докарбонных образований. На внешнем крае плиты (III на рис. 3) в осадочном комплексе при этом возникли растягивающие напряжения, на внутреннем — сжимающие. Первые усилили трещиноватость переходной Криворожско-Павловской зоны (II на рис. 3), способствуя дислокациям сбросового типа. Результатом вторых явились сколы типа надвигов. Таким путем реализовался избыток эффективной площади слоев (Δl). При этом величина избытка (и сжимающего напряжения соответственно) прямо пропорциональна удалению от подошвы изгибаемой пачки слоев (от кровли руководящего слоя), в связи с чем у подошвы величина амплитуды надвига равна нулю, а в верхней части пачки она достигает максимальных значений. Непосредственно в зоне перегиба слоев в верхней части осадочной толщи при малом статическом давлении и повышенной пластичности пород ($C_3 - P_1$) часть избытка эффективной площади реализовалась в виде смятия слоев в складку.

Согласно данным рис. 2, в целом для южного крыла котловины $\beta = 10^\circ$, мощность сблокированной пачки слоев $M = 5000$ м. В этих условиях для верхнего слоя

$$\Delta l = M \operatorname{tg} \beta = 5000 \text{ м} \times 0,176 = 880 \text{ м}$$

Это несколько превышает суммарную амплитуду надвигов менее (700 м), что вполне естественно, так как часть деформаций поглощается уплотнением пород.

Описанная упрощенная схема тектонического механизма учитывает главные черты региональной структуры района. Среди детализирующих факторов следует отметить, во-первых, сложное многоблоковое строе-

ние каждой зоны, в том числе и наклонной зоны III, блоковая дифференциация которой порождает, с одной стороны, субвертикальные разрывы сбросового типа, а с другой — частные радиальные перекосы отдельных блоков, что приводит к местным заблокированным дислокациям и возникновению сопутствующих им мелких надвигов. Оба эти типа дизъюнктивов (помимо крупных надвигов) имеют широкое развитие в пределах полосы наклонного залегания пород, например, надвиги Удачинской, Котлинский.

Вторым усложняющим схему фактором служит явление резкого дугообразного изгибания концевых участков трассы надвигов в плане (Левенштейн и др., 1963). Это явление, по всей вероятности, связано с попере-

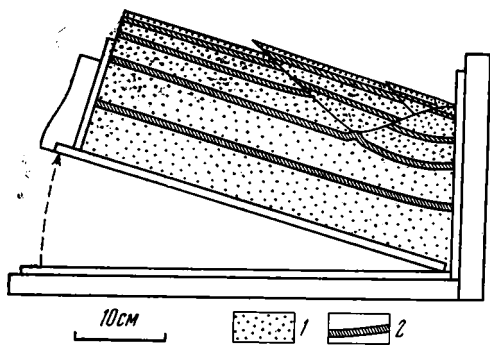


Рис. 4. Сблокированные дислокации на модели (по фотографии)

1 — песок; 2 — подкрашенный песок

речной блоковой дифференциацией фундамента (в направлении простираия слоев), непосредственным проявлением которой служат поперечные сбросы в толще карбона. Этот вывод подтверждают результаты экспериментального воспроизведения механизма заблокированного изгибания слоев на модели с влажным уплотненным песком (рис. 4). Полученные в опыте разрывы надвигового типа в плане (на поверхности модели) имеют вид полуовала, обращенного выпуклостью в сторону приподнятого края блока.

В связи с этим явлением следует вывод о многофазности процесса изгибания слоев и подъема Украинского кристаллического массива, начавшегося с крайних южных участков района и последовательно захватывающего все более удаленные от массива блоки. В последнюю очередь очевидно, был вовлечен в этот процесс крайний северо-западный участок района, где развит Самарский надвиг, альпийский возраст которого не вызывает сомнений (Левенштейн и др., 1963).

Таким образом, несмотря на некоторую специфичность геологического строения Красноармейского района как окраинной части Донецкого бассейна, непосредственное действие механизма образования надвигов здесь, так же, как и в большинстве случаев подобного рода в других районах, исходит из процесса изгибания и сжатия пластов, а не вертикального блокового перемещения фундамента по образцу штампа.

Литература

- Богданов А. А., Обручев Д. В., Пушаровский Ю. М., Труслова И. Ф. Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна. МОИП, Изд-во МГУ, 1947.
- Бородулин М. И., Хохлов М. Г. О методике сейсмических исследований и некоторые результаты изучения фундамента в Донецком бассейне.— Докл. АН УРСР, сер. Б, 1970, № 6.
- Гаркаленко И. А., Бородулин М. И. О глубинном строении Донецкого бассейна по материалам геофизических работ. В сб.: Третья геологическая конференция «Лугутинские чтения». Тез. докл. Луганск, 1969.
- Гаркаленко И. А., Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Смелянская Т. В. Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю Ногайск — Константиновка — Сватово.— Геофиз. сборник, 1970, № 37, Киев.
- Гаркаленко И. А., Бородулин М. И., Михалев А. К. О переходной зоне между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением.— Геол. ж., 1971, № 4.

- Левенштейн М. Л. и др. Красноармейский угленосный район.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Левенштейн М. Л. О тектоническом районировании Большого Донбасса.— В кн.: Геологическая конференция «Степановские чтения». Тез. докл. Артемовск, 1967.
- Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова Е. П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. Геол. ж., 1971, № 2.
- Нагорный Ю. В. К вопросу о механизме образования надвигов Донбасса.— В кн.: Геология и горное дело. Матер. II республиканской научно-технической конф. молодых ученых по проблемам развития угольной промышленности УССР. Днепропетровск, 1969.
- Попов В. С. Некоторые детали механизма образования тектонических форм с приложением их к Донецкому бассейну.— Горный ж., 1933, № 3.
- Попов В. С. Тектоника.— В кн.: Геология месторождения угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Русаков М. И. Механизм формирования основных разрывных структур Красноармейского района Донбасса.— Докл. АН УРСР, сер. Б., 1970, № 11.
- Терентьев Е. В. О некоторых признаках угасания Северо-Донецкого и Марьевского надвигов на глубине.— В кн.: Вторая геологическая конференция «Лутугинские чтения». Тез. докл. Луганск, 1966.
- Терентьев Е. В. Новые данные о тектонике северных окраин Донбасса и перспективы поисков газоносных структур.— Сов. геология, 1967, № 3.
- Широв А. З. Формы складчатых и разрывных дислокаций Донбасса.— Изв. Днепропетровского горн. ин-та, 1959, т. 35. Углетехиздат.

Трест «Днепрогеофизика»

Статья поступила
15 июля 1971 г.

УДК 551.242.3(234.9)

В. И. ШЕВЧЕНКО**ГЕРЦИНСКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ГЛАВНОГО ХРЕБТА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА И РОЛЬ
ГРАНИТОВ В ЕЕ ФОРМИРОВАНИИ**

Между реками Черек и Урул располагается куполообразное овальное Балкарское поднятие, сложенное протерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами, в которых располагаются согласные и секущие герцинские гранитоиды. Возраст куполообразного поднятия неясен. Не исключено, что оно сформировалось еще в байкальскую тектоническую эпоху. Секущие граниты поглощают часть структуры, не оказывая на нее механического воздействия. Согласные пластовые гранитоиды к формированию куполообразного поднятия, возможно, также не имеют отношения.

Вскрывающиеся на щитах куполовидные структуры кристаллических толщ с гранитными, гнейсовыми или мигматитовыми ядрами послужили основанием для многих считать, что формирование этих куполов связано с восходящими движениями масс гранитоидных пород. Полученные на материале щитов выводы иногда применяются для объяснения формирования тектонической структуры и более молодых складчатых сооружений. На Кавказе наиболее мощным был процесс гранитообразования в течение герцинского этапа развития. Поэтому очень интересно выявить основные черты тектоники этого времени, восстановить герцинскую структуру, которая была в той или иной степени переработана альпийскими движениями. Наиболее простым способом, позволяющим выполнить эту операцию, является составление предъюрской геологической карты. Такая карта восточной части зоны Главного хребта Центрального Кавказа (от р. Чегем на западе до р. Терек на востоке) была составлена по материалам наших наблюдений и данным других исследователей.

Эта карта (рис. 1) наиболее точна по периферии зоны Главного хребта, где можно непосредственно видеть, на какие породы налегают юрские отложения. Для осевой части зоны на карте изображались те тектонические структуры, которые секутся позднепалеозойскими гранитными интрузиями и которые, следовательно, существовали уже в позднем палеозое. При этом мы показываем на карте (если нет противоречащих тому данных) все сколько-нибудь крупные интрузивные тела и секущиеся ими структуры, полагая, что факт их существования перед лейасом важнее того, вскрывались ли они к началу юры на дневной поверхности или располагались на некоторой глубине. Карта поясняется палеогеологическим профилем, при составлении которого учтены величины угловых несогласий между юрскими и более древними толщами и мощности последних.

На основе предъюрской карты составлена палеогеологическая карта для предпозднепалеозойского времени (рис. 2). На этой карте сняты осадочные образования позднего палеозоя — триаса и гранитные интрузии соответствующего возраста. Оценить при этом размер эрозии в течение позднего палеозоя — триаса и влияния этой эрозии на геологические

границы еще труднее, чем в случае с предъюрской картой. Поэтому структура фундамента средней части зоны Главного хребта показана на предпозднепалеозойской карте так, как она была зафиксирована внедрившимися позднепалеозойскими гранитоидами.

Наиболее древние высокометаморфизованные породы зоны Главного хребта разделяются на уллучиранскую и безенгийскую свиты; последняя в свою очередь может быть разделена на две подсвиты — нижне- и верхнебезенгийскую (Греков и др., 1969; Снежко, 1968). Улучиранская свита представлена тонкополосчатыми мелко- и среднезернистыми хлоритовыми и слюдяными гнейсами с редкими прослоями и пачками амфиболовых сланцев мощностью до 50 м и пластами мраморов мощностью до 5—7 м. Подошва свиты не вскрыта, видимая мощность около 2000 м. Стратиграфически выше располагаются нижнебезенгийская подсвита безенгийской свиты. Налегание ее на уллучиранскую описано В. М. Андреевым, В. С. Гробманом и В. И. Серебряйским на правом борту долины р. Адырсу в бассейне р. Баксан. Эта подсвита сложена кварц-слюдяными сланцами с редкими прослоями слюдяных гнейсов и амфиболовых сланцев. На р. Черек Балкарский в низах ее выделяется толща кварцитовых и слюдяно-кварцитовых сланцев видимой мощностью до 300—350 м (Шевченко, 1971₁). Общая мощность подсвиты около 2000 м. Выше с постепенным переходом ее сменяет верхнебезенгийская подсвита мощностью не менее 100 м, состоящая из чередования кварцево-слюдяных и амфиболовых сланцев.

Судя по существенно меньшей степени метаморфизма (при своеобразном вещественном составе) и положению в структуре кристаллического фундамента описываемой территории, стратиграфически выше располагается чегемская свита (Кизевальтер, 1960; Кузнецов, 1951). Она сложена светло-серыми кварц-серицитовыми, кварц-серицит-мусковитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. В нижней части свиты на р. Чегем выделяется толща кварцитовых и серицит-кварцитовых сланцев и кварцитов. Видимая мощность последней — до 200—300 м; общая мощность свиты оценивается в 2000 м. Подошва свиты не установлена.

Возраст перечисленных метаморфических пород может быть определен как верхний протерозой — рифей (Милановский, Хаин, 1963). В бассейне р. Малка на метаморфические сланцы с конгломератом из гальки подстилающих пород в основании и угловым несогласием налегает урлешская свита (Потапенко, 1968). Возраст ее определяется как кембрийский и скорее всего нижнекембрийский (Шевченко, 1971₂).

Более молодые средне-верхнепалеозойские и триасовые отложения развиты к югу и северу от поднятия Центрального Кавказа и на его восточном периклинальном погружении (Адамия, 1968; Моргунов, 1965, 2; Славин и др., 1962; Сомин, Белов, 1967).

Значительную роль в пределах восточной части зоны Главного хребта играют различные гранитоиды. По возрасту их можно разделить на две группы — среднепалеозойские (предпозднепалеозойские) и позднепалеозойские. Среднепалеозойские гранитоиды включают несколько разновидностей. Для них типично преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

В восточной части региона, в бассейнах рек Урух — Фиэгдон, вскрываются граниты садонского типа (Афанасьев, 1958; Варданянц, 1935). Радиометрический возраст этих гранитов определяется в 320—360 млн. лет (Афанасьев, 1958; Афанасьев и др., 1960; Студеникова, Кнорре, 1957), что соответствует девсуну — началу карбона. Они имеют активный контакт с кристаллическими сланцами протерозоя и с разрывом перекрываются верхнекаменноугольными отложениями.

Следующий тип гранитоидов — массивные, местами гнейсоватые, светло-серые и буровато-серые мелко- и среднезернистые лейкократовые плагиограниты. Эти плагиограниты можно назвать черекскими. Они со-

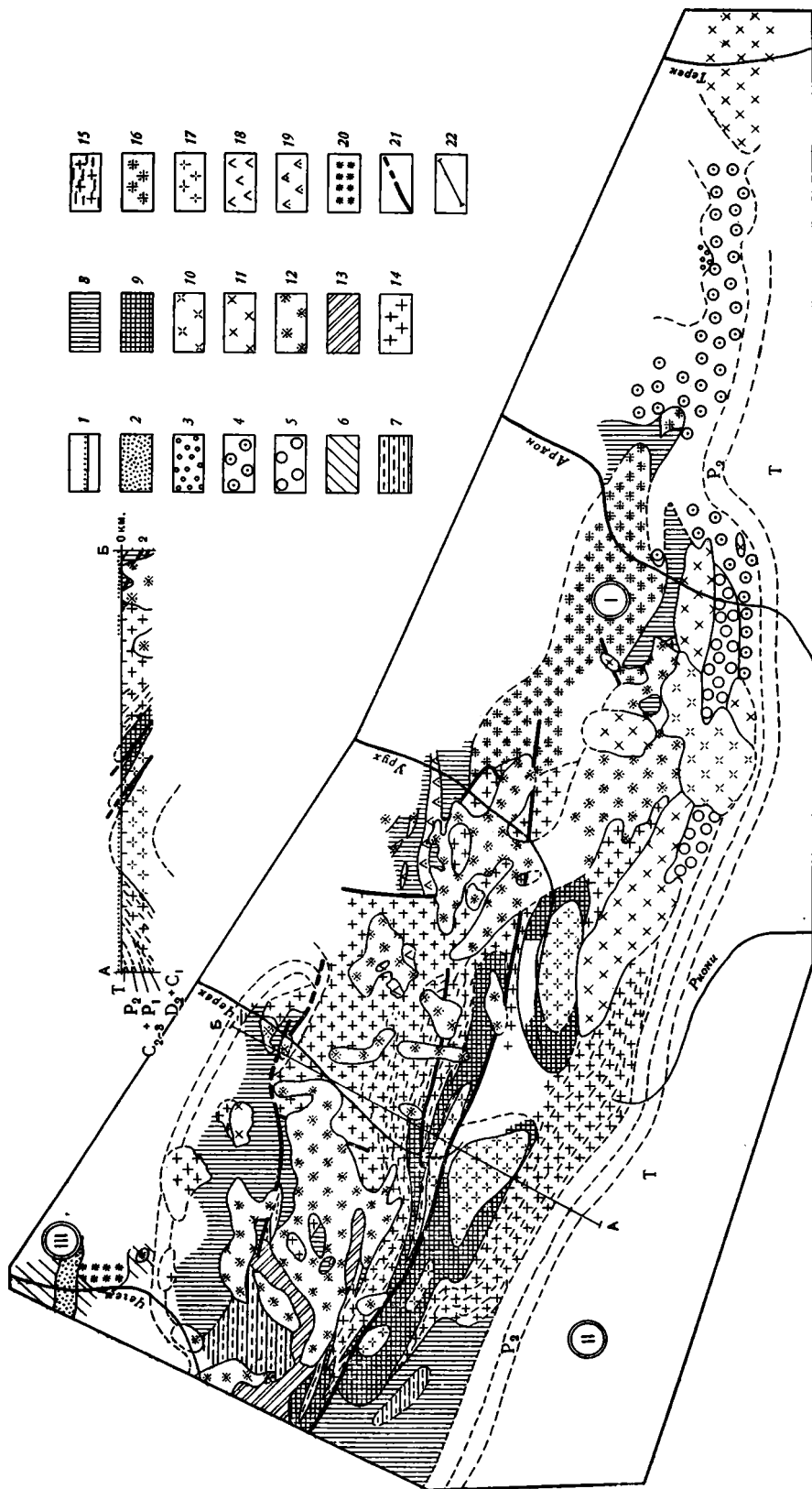


Рис. 1

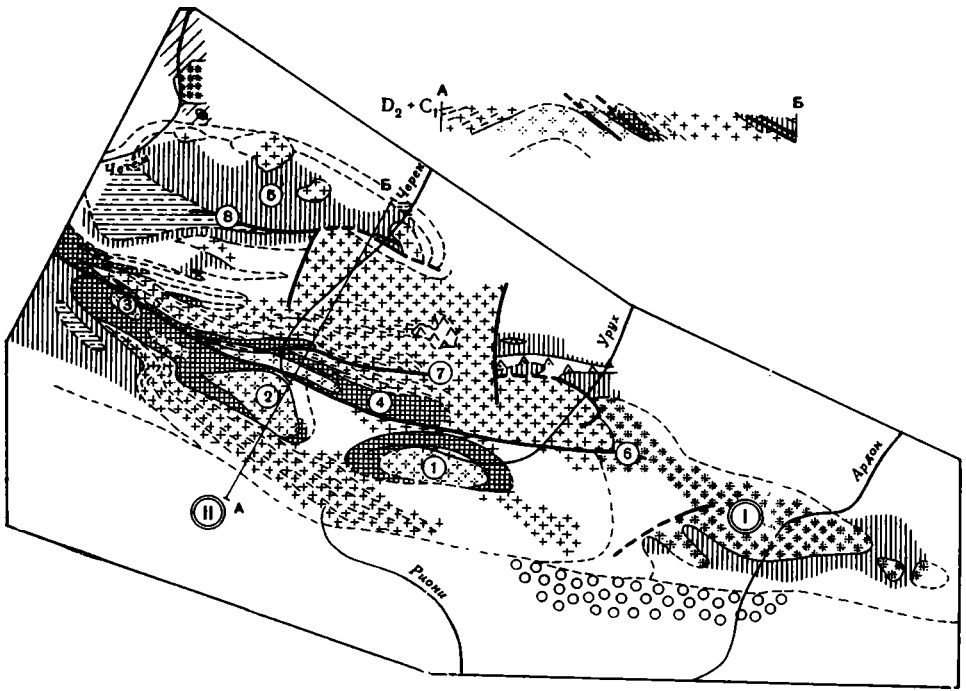


Рис. 2

Рис. 1. Предъюрская палеогеологическая карта восточной части Центрального Кавказа. 1 — подошва лейаса (на профиле); 2 — триас (T); 3 — верхняя пермь (P_2); 4 — средний — верхний карбон и нижняя пермь ($C_{2-3} + P_1$); 5 — средний девон — нижний карбон ($D_{2-3} + C_1$); 6 — чегемская свита; 7 — верхнебезенгийская подсвита; 8 — нижнебезенгийская подсвита; 9 — уллучиранская свита; 10 — диориты и кварцевые диориты цейского типа; 11 — дарьяльские (на р. Терек) и кассарские гранитоиды; 12 — граниты уллукамского типа; 13 — полосчатые граниты-мигматиты; 14 — граниты и гранодиориты балкарского типа; 15 — гранодиориты и кварцевые диориты балкарского типа гнейсоватые; 16 — граниты садонского типа; 17 — граниты черекского типа; 18 — пироксениты; 19 — габбро-гнейсы; 20 — гранатовые амфиболиты; 21 — разломы; 22 — линия профиля

Тектонические зоны: I — Главного хребта; II — Южно-Кавказская; III — Передового хребта. Антиклинали: 1 — Харесская; 2 — Лькези; 3 — Кельбашская; 4 — Суганская; 5 — Зылгинско-Думалинская. Разрывы: 6 — Адылсу-Харесский; 7 — Тютюнский; 8 — Чегетский

Рис. 2. Предпозднепалеозойская палеогеологическая карта восточной части Центрального Кавказа

Условные обозначения см. на рис. 1

стоят из кварца (27—35%), плагиоклаза (обычно олигоклаза) (40—55%) и мусковита (до 6%), иногда с биотитом и хлоритом (1—3%). Плагиограниты неравномерно, спорадически микроклинизированы (0—30%). По сообщению В. М. Андреева, В. С. Гробмана, Д. А. Рудина, Е. Л. Москалева и нашим наблюдениям, они обнажаются в верховьях рек Урух, Черек Балкарский и Черек Безенгийский и имеют активный контакт с протерозойскими гнейсами. Судя по соотношению плагиоклаза и микроклина, эти плагиограниты можно датировать средним палеозоем.

Среди гранитоидов среднего палеозоя на изученной нами территории наиболее широко распространены гранитоиды балкарского типа (Ефремов, 1941; Студеникова, Кнорре, 1957). По составу они варьируют от нормальных гранитов до гранодиоритов и диоритов. Эти разновидности тесно и закономерно связаны друг с другом в пространстве. Все гранито-

иды балкарского типа имеют очень характерный облик. Это преимущественно средне- и крупнозернистые породы серого, темно-серого, зеленовато- и лиловато-серого цвета. При этом граниты характеризуются массивной, однородной текстурой, а гранодиориты-диориты в разной степени гнейсоваты. Переходы между ними обычно постепенные. Для них очень характерен серый или зеленовато-серый, реже розоватый микроклин, нередко образующий крупные, до 2—5 см порфиробласты, и темный, обычно свежий биотит. В состав гранодиоритов и кварцевых диоритов входят плагиоклаз (олигоклаз-андезин) (42—55%), кварц (20—34%), микроклин (5—20%) и биотит (9—18%), иногда частично хлоритизированный; в небольших количествах встречается мусковит (0,5—3%), иногда роговая обманка (до 1%). Для гранитов характерно пониженное содержание плагиоклаза (31—48%) и повышенное — микроклина (11—47%). Кроме того, в их состав входят кварц (12—26%), биотит (4—17%), мусковит (0—9%).

Возраст гранитоидов балкарского типа твердо не установлен. Как следует из приведенных выше цифр, гранитоиды этого типа обычно содержат большое количество микроклина, который имеет явно вторичное, метасоматическое происхождение. Среди микроклинизированных гранитоидов местами сохранились участки плагиогранитов, например на р. Хазныдон и р. Баксан (по данным А. М. Демина, В. И. Серебряйского и В. С. Гробмана). Здесь они представлены средне-крупнозернистыми темно-серыми массивными или гнейсоватыми плагиогранитами, которые, судя по определениям абсолютного возраста, — около 360 млн. лет (Баранов, 1968; Демин, Круть, 1967; Студеникова, Кнорре, 1957), относятся к среднему палеозою. Геологические данные о возрасте балкарских гранитоидов не очень определенные. Вмещающими породами для них служат протерозойские кристаллические сланцы и гнейсы. Судя по меньшей измененности, более свежему облику, балкарские гранитоиды моложе садонских. В то же время они секутся гранитами уллукамского типа (см. далее), которые достаточно уверенно датируются средним — поздним карбоном. Таким образом балкарские гранитоиды можно считать среднепалеозойскими. Но в позднем палеозое они были существенно переработаны в результате процесса микроклинизации (Афанасьев и др., 1968), синхронного формированию уллукамских гранитоидов (Надарейшвили, 1963). Возможно, однако, что микроклинизация представляла собой сильно растянутый во времени процесс, начавшийся еще до позднего палеозоя (Потапенко, 1969).

Кроме того, к среднему палеозою, вероятно, относятся полосчатые граниты-мigmatиты, вскрывающиеся к западу от Черка Безенгийского. Субстрат в полосчатых гранитах-магматитах представлен сильно переработанными кристаллическими сланцами и гнейсами уллучиранской свиты и нижебезенгийской подсвиты, а метатект сложен плагиогранитным материалом. Судя по преобладанию плагиоклаза, формирование этих пород происходило в среднем палеозое, а в позднем палеозое они были несколько микроклинизированы (Баранов, 1968). Наблюдения в бассейнах рек Черек Безенгийский, Чегем, Баксан показывают, что полосчатые граниты моложе гранитоидов балкарского типа. Пластовые тела последних совместно с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами кое-где образуют крупные изолированные останцы среди поля полосчатых гранитов-мigmatитов.

В позднепалеозойское время завершается формирование комплекса гранитоидов Главного хребта (Афанасьев, 1958, 1967; Афанасьев и др., 1960, 1968; Баранов, 1968; Греков и др., 1969; Демин, 1957; Демин, Круть, 1967; Студеникова, Кнорре, 1957). К позднему палеозою относятся мелко-среднезернистые лейкократовые микроклиновые граниты уллукамского типа. Преобладают двуслюдяные граниты, но они могут переходить в мусковитовые и биотитовые разновидности. Определения радио-

метрического возраста дают для них среднюю цифру 275 млн. лет (Афанасьев и др., 1968), что отвечает границе карбона и перми. Есть указания на то, что галька двуслюдяных гранитов уллукамского типа обнаружена в конгломератах верхнего карбона (Греков и др., 1969; Потапенко, 1969) и часто встречается в нижнепермских породах (Греков и др., 1969; Надарейшвили, 1963).

Последнюю группу герцинских гранитоидов составляют граниты кассарского и дарьяльского типов и кварцевые диориты-гранодиориты цейского типа (Афанасьев, 1958; Афанасьев и др., 1968; Кецховели, 1966; Морковкина, 1950; Шенгелиа, 1965). Кассарские и дарьяльские гранитоиды имеют активный контакт со средне-верхнекаменноугольными породами. Описано трансгрессивное налегание лейаса на эти гранитоиды. Нами наблюдалось налегание (со срывом) базальных слоев лейасовых песчано-сланцевых пород с прослоями альбитофировых туффов на диориты Цейского массива, в районе Мамиссонского перевала никаких признаков контактового воздействия последних на лейасовые породы не обнаружено. Радиометрический возраст всех этих гранитоидов приблизительно одинаков — около 130—160 млн. лет, что соответствует юрскому периоду. Подобное расхождение между геологическими и радиологическими определениями связано, по-видимому, с потерей радиогенного аргона в результате термального метаморфизма этих пород (Афанасьев и др., 1968). Судя по всем этим данным, возраст гранитоидов этой группы можно определить как пермо-триасовый.

Кроме кислых выделяется группа пород основного состава. Пироксениты между речья Псыгансу и Хазныдон (Демин, 1957; Соболев, 1952) представляют большие тела сложной формы и являются как бы гигантскими ксенолитами, погруженными в окружающие их более молодые балкарские и позднепалеозойские гранитоиды. Аналогичные породы относятся в западной части Центрального Кавказа к среднепалеозойскому уруштенскому комплексу (Демин, 1957). Возможно, что их правильнее считать не средне-, а предсреднепалеозойскими (досреднедевонскими) (Баранов, 1968). В районе г. Вазахох располагаются микроклинизированные биотит-роговообманковые габбро-гнейсы. Они образуют крупное пластовое тело среди кристаллических сланцев нижебезенгийской подсыты, залегают почти согласно с ними. Так как микроклинизация в пределах Большого Кавказа была сопряжена, по-видимому, с образованием позднепалеозойских гранитов, то габбро, следовательно, образовались в допозднепалеозойское время. Наконец, на р. Чегем вскрываются гранатовые амфиболиты, образующие несколько сближенных тел, слагающих Лабарданский массив. Эти амфиболиты секут протерозойские сланцы; на них с базальным конгломератом в основании залегают красноцветные отложения триаса. Таким образом, датировать эти амфиболиты точнее, чем палеозоем, нельзя.

Перейдем теперь к описанию доюрской тектонической структуры региона. На предпозднепалеозойской геологической карте (см. рис. 2) выделяются две зоны первого порядка — Главного хребта и Южно-Кавказская (зона южного склона). В пределах первой широко развиты протерозойские кристаллические сланцы и гнейсы и балкарские гранитоиды, а во второй — среднепалеозойские отложения. Последние обнажаются на территории Сванетии и в Осетии. Нет сомнений в том, что они развиты по всей территории Южно-Кавказской зоны. Поднятие Главного хребта сочленяется с Южно-Кавказским прогибом плавным, флексуорообразным изгибом слоев, осложненным складками и разрывами второго порядка (Шевченко, 1962). С севера поднятие Главного хребта ограничено грабенообразным прогибом Передового хребта. Этот прогиб выполнен среднепалеозойскими отложениями.

Изученная нами часть зоны Главного хребта представляет собой крупное асимметричное антиклинорное поднятие с более крутым южным

и пологим северным крыльями, с замковой частью, смещенной к южному крылу. Северное крыло поднятия осложнено несколькими разрывами и складками второго порядка; южное устроено проще.

Замковая часть поднятия зоны Главного хребта представлена цепочкой вытянутых в общекавказском направлении брахиформных антиклиналей. Наиболее восточная из них (ее можно назвать Харесской) располагается в верховьях р. Урух. В ее ядре обнажаются лейкократовые плагиограниты черекского типа, а на северном крыле и периклиналях вскрываются гнейсы и сланцы с прослоями мраморов (Снежко, 1968). Западнее, в верховьях р. Черек Балкарский, располагается еще одна антиклиналь — Лъкези; ее кулисообразно подставляет в верховьях р. Черек Безенгийский Кельбашская антиклиналь меньшего размера. Среднепалеозойские плагиограниты в ядрах этих антиклиналей облегаются гнейсами и сланцами уллучиранской свиты. Граниты имеют активный контакт с этими породами, однако в целом их контакты ориентированы параллельно слоистости сланцев и гнейсов. По-видимому, плагиограниты этого типа скорее всего образуют согласное пластовое тело (его подошва не вскрыта).

Вдоль южных крыльев Харесской, Лъкези и Кельбашской антиклиналей протягивается широкая полоса гранитоидов балкарского типа. На южном крыле Кельбашской антиклинали эти гранитоиды выклиниваются, и здесь выше сланцев и гнейсов уллучиранской свиты залегают кварц-биотитовые сланцы, которые, по-видимому, можно отнести к нижнебезенгийской подсвите. В верховьях ледника Цаннер, судя по выносам в его моренах, находится большое количество выходов амфиболовых сланцев, приуроченных также к южному крылу Кельбашской антиклинали. Это позволяет предполагать здесь поле распространения пород верхнебезенгийской подсвиты, вероятно, в ядре небольшой синклинали.

Южные крылья перечисленных антиклиналей являются одновременно южным крылом всего поднятия Главного хребта, по которому оно сочленяется с Южно-Кавказским прогибом. Контакт балкарских гранитоидов со среднепалеозойскими породами, выполняющими прогиб, не наблюдается, так как в этой полосе большие пространства занимают более молодые гранитоиды — уллукамского, кассарского, цейского типов.

Широкая полоса гранитоидов балкарского типа протягивается вдоль северных крыльев антиклиналей Харесской, Лъкези и Кельбашской, т. е. вдоль северного крыла поднятия Главного хребта. На периклиналях антиклиналей Харесской и Лъкези также развиты гранитоиды этого типа.

Севернее полосы балкарских гранитоидов на северном крыле поднятия Главного хребта в изученном районе вскрываются кристаллические сланцы и кварциты безенгийской и чегемской свит.

Таким образом, плагиогранитные ядра антиклиналей Харесской, Кельбашской и Лъкези концентрически окаймлены сначала породами уллучиранской свиты, затем широкой полосой гранитоидов балкарского типа и, наконец, полосой сланцев нижнебезенгийской подсвиты (главным образом на северном крыле поднятия). «Внутренний» и «внешний» контакты балкарских гранитоидов с вмещающими сланцами и гнейсами ориентированы параллельно слоистости и сланцеватости в последних. Подобные соотношения дают нам право утверждать, что гранитоиды балкарского типа образуют в целом мощное пластовое тело, залегающее согласно среди вмещающих его протерозойских метаморфических пород¹.

¹ Западнее описанной территории также отмечается пластовое залегание гранитов в зоне Главного хребта (Сомин, 1965; Мирчинк и др., 1971).

На южном крыле поднятия Главного хребта это пластовое тело балкарских гранитов выклинивается, как уже упоминалось, на южном крыле Кельбашской антиклинали, а на северном оно расщепляется на несколько менее мощных тел, которые протягиваются до долины Черка Безенгийского, а отдельные из них — до верховьев Чегема. Вкрест простирания пластового тела балкарских гранитоидов их состав и текстура несколько меняются. Ближе к замковой части поднятия Главного хребта, т. е. в нижней части пластового тела, они представлены менее кислыми разновидностями (преимущественно гранодиоритами до кварцевых диоритов и диоритов включительно) и обладают ясно выраженной гнейсоватой текстурой, которая ориентирована так же, как и сланцеватость метаморфических пород в подошве этих гранитов. С удалением от замковой части поднятия Главного хребта (на его северном крыле), т. е. в верхней части пластового тела, осуществляется постепенный переход к нормальным гранитам массивной текстуры.

Кроме того, на северном крыле поднятия Главного хребта (в пределах Зылгинско-Думалинской антиклинали) существует несколько небольших штокообразных тел гранитов аналогичного облика, имеющих явно секущие контакты с вмещающими нижебезенгийскими сланцами. Возможно, что они несколько отличны по возрасту от собственно балкарских.

Северное крыло поднятия Главного хребта нарушено протягивающимся не менее чем на 100 км Адылсу-Харесским разрывом кавказского простирания. В современной структуре плоскость этого разрыва наклонена в северном направлении (взбросо-надвиг) и ограничивает с севера Адылсуйскую и Штулу-Харесскую юрские депрессии (Мирчинк и др., 1970). Существование этого разрыва уже в позднепалеозойское время (а возможно, и раньше) подтверждается тем, что связанные с ним дислокации срезаются гранитами уллукамского типа в бассейне р. Урух, а в бассейне р. Адылсу вдоль этого разлома отмечены явления мусковитизации и микроклинизации, имеющие позднепалеозойский возраст (Баранов, 1968).

По Адылсу-Харесскому разлому сдвигается разрез северных крыльев Харесской, Кельбашской и Лъкези антиклиналей. К северу от разрыва в верховьях р. Черек Балкарский снова обнажаются плагиограниты черекского типа, затем идет узкая полоса наклоненных на север сланцев и гнейсов уллучиранской свиты, а далее — широкая полоса гранитоидов балкарского типа. Породы уллучиранской свиты образуют здесь узкую гребневидную Суганскую антиклиналь, в ядре которой вскрываются упомянутые плагиограниты. Контакт их с породами уллучиранской свиты ориентирован, как и в предыдущем случае, параллельно слоистости свиты. Восточная периклиналь Суганской антиклинали облекается гранитоидами балкарского типа, которые далее на восток соприкасаются по Адылсу-Харесскому разлому с балкарскими гранитоидами на северном крыле и восточной периклинали Харесской антиклинали. Северное крыло Суганской антиклинали в свою очередь осложнено Тютюнским разрывом, по которому частично сдвигается разрез уллучиранской свиты.

Между реками Черек Балкарский и Хазныдон северное крыло поднятия Главного хребта высоко поднято по сравнению с более западной и более восточной его частями. Поднятый блок ограничен с запада и востока поперечными разрывами. В его пределах обнажаются балкарские гранитоиды, а западнее и восточнее — сланцы безенгийской свиты. Между реками Черек Балкарский и Черек Безенгийский сланцы безенгийской свиты образуют на северном крыле поднятия Главного хребта Зылгинско-Думалинскую антиклиналь, южное крыло которой нарушено Чегетским разломом. По нему кварц-биотитовые сланцы ядра антиклинали на р. Думала (приток р. Черек Безенгийский) надвинуты на амфи-

боловые и кварц-биотитовые сланцы верхнебезенгийской подсвиты. Западная периклиналь этой антиклинали вырисовывается в междуречье Чегема и Черка Безенгийского в районе с. Безенги, а восточная наблюдается в долине р. Черек Балкарский ниже с. В. Балкария. Здесь можно видеть, как упомянутый разрыв на южном крыле антиклинали и связанные с ним дислокации срезаются позднепалеозойскими гранитами (Шевченко, 1971₁).

Таким образом, в целом гнейсы и кристаллические сланцы с пластовым телом балкарских гранитоидов на северном крыле поднятия Главного хребта полого наклонены в северном направлении. Это залегание осложнено рядом наклоненных на юг антиклинальных складок второго порядка (до 4—8 км в поперечнике) — Суганской, Зылгинско-Думалинской. Южные их крылья нарушены пологими разрывами, по которым эти антиклинали надвинуты в южном направлении.

К востоку от долины р. Урух отчетливо вырисовывается восточная периклиналь поднятия. Здесь в осевой части поднятия вскрываются граниты садонского типа, облекаемые с севера, востока и юга кристаллическими сланцами буронской свиты, которую по составу и степени метаморфизма можно считать аналогом нижнебезенгийской подсвиты (Снежко, 1968). Среднепалеозойские садонские граниты имеют активный контакт со сланцами буронской свиты, однако он повсеместно ориентирован параллельно слоистости в последней. Такое соотношение гранитов с вмещающими сланцами позволяет предполагать, что эти граниты также образуют пластовое тело, залегающее согласно с ними.

Гранитоиды балкарского типа на восточном периклинальном погружении в бассейне р. Айгамуга (приток р. Урух) имеют активный контакт с садонскими. Имеющиеся материалы о распространении гранитов этих двух типов позволяют думать, что их граница дугообразно изогнута к востоку в соответствии с антиклинальной структурой территории (рис. 2).

На южном крыле периклинальной части поднятия в бассейне р. Цей (приток р. Ардон) выделяются две сжатые синклиналильные складки, сложенные кристаллическими сланцами буронской свиты, и разделяющая их антиклиналь с садонскими гранитами в ядре. Эти складки второго порядка имеют северо-западное, диагональное простирание; они, по-видимому, срезаются северным бортом Южно-Кавказского среднепалеозойского прогиба и имеют, следовательно, догерцинский возраст (Моргунов, Марочкин, 1966).

На правобережье р. Чегем располагается западное периклинальное замыкание описанного антиклинорного поднятия. Это замыкание выражено в сближении балкарских гнейсо-гранодиоритов, расположенных на северном и южном крыльях поднятия, и простиранием пород верхнебезенгийской подсвиты на р. Чегем и в верховьях ледника Цаннер.

В целом описанное поднятие имеет в плане форму овала, вытянутого в кавказском направлении. Его длинная и короткая оси, установленные по кровле пластового тела балкарских гранитоидов, равны приблизительно 70 и 30 км. Это куполообразное поднятие можно именовать Балкарским. Возраст его может быть или герцинским, или байкальским. Более вероятным кажется последнее, но для решения этого вопроса необходимо привлечение дополнительного материала.

Предъюрская геологическая карта (см. рис. 1) отличается от предпозднепалеозойской не очень значительно. Основные черты тектоники остаются те же. В пределах поднятия Главного хребта значительная часть описанной выше внутренней тектонической структуры этого поднятия поглощена позднепалеозойскими и пермо-триасовыми гранитоидами. Совершенно очевидно, что очертания тел, слагаемых всеми этими гранитоидами, никак не связаны со структурой вмещающих их пород, они секут ее, не оказывая на нее никакого механического воздействия. Их

можно рассматривать как штокообразные и батолитоподобные тела. Такое же соотношение со структурой вмещающих пород типично для поля полосчатых гранитов-мигматитов.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Установлена антиклинальная внутренняя структура кристаллического фундамента восточной части зоны Главного хребта Центрального Кавказа. Замковая часть куполообразного Балкарского поднятия смещена к южному крылу. Северное крыло осложнено рядом асимметричных антиклинальных складок и наклоненных на север надвигов или взбросо-надвигов.

2. Сложные дислокации типа изоклиальной складчатости, считающиеся обязательными для высокометаморфизованных отложений, не играют сколько-нибудь существенной роли в структуре этой части древнего ядра Центрального Кавказа. Поля пород разных свит древних метаморфических толщ, стратиграфические соотношения между которыми установлены и которые существенно отличаются друг от друга по степени метаморфизма, составу, внешнему облику, распределены на площади таким образом, что это исключает существование крупных складок упомянутого типа. Это не означает, что не может быть подобных дислокаций меньшего размера — в десятки и сотни метров, в отдельных случаях, возможно, до километра. Но очевидно, что не они определяют основные черты тектоники древних толщ.

3. Установлено, что тела гранитоидов в изученном районе разделяются на две группы — пластовые согласные и штоко- или батолитоподобные секущие. К первой относятся граниты садонского (?), черекского (?) и балкарского типов, ко второй — все остальные.

4. Судя по морфологии гранитоидных тел и их соотношению с вмещающими кристаллическими сланцами и гнейсами, полосчатые граниты среднего палеозоя, позднепалеозойские и пермо-триасовые граниты никакой роли в формировании тектонической структуры субстрата не играют. Пластовые тела балкарских гранитоидов и, вероятно, садонских дислоцированы совместно с вмещающими породами, но располагаются не в ядре поднятия, как того требует гипотеза гранитного диапиризма, а на его крыльях и периклинали. Поэтому нет никаких оснований приписывать им какое-либо значение в формировании Балкарского поднятия. Они, вероятно, только раздвигают вмещающие их толщи метаморфических пород. И только по отношению к плагиогранитам черекского типа, вскрывающимся в ядре поднятия, такая возможность не исключена. Однако для решения этого вопроса требуется более детальный анализ морфологии купола и особенно истории его формирования. Напомним, что черекские граниты считаются среднепалеозойскими, раннегерцинскими, а возраст Балкарского купола неясен. Он может оказаться и байкальским.

Литература

- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа.— Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Нов. сер., 1968, вып. 16.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ, 1958, вып. 20.
- Афанасьев Г. Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П., Кнорре К. Г., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа.— XXI сессия Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Проблема 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. «Наука», 1968.

- Баранов Г. И. Палеозойский магматизм. Ранний палеозой. Девонские плагиогранитные интрузии зоны Главного хребта. Гранитоиды центральной и восточной частей зоны Главного хребта. Центральный Кавказ. Зона Главного хребта.— В кн.: Геология СССР, т. 9, ч. 1. «Недра», 1968.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа.— Тр. ВСЕГЕИ, 1935, вып. 25.
- Греков И. И., Лунев А. Л., Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я., Снежко Е. А., Срабонян М. Х. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
- Демин А. М. Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазныдон.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 8.
- Демин А. М., Круть И. В. Домезозойские магматические комплексы в палеозойских структурных зонах Северного Кавказа.— Сов. геология, 1967, № 9.
- Ефремов Г. М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении.— Сов. геология, 1941, № 2.
- Кецховели Д. Н. Метасоматические процессы в Цейском массиве (Северный Кавказ).— Сообщ. АН ГрузССР, 1966, т. 44, № 2.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. В сб.: Матер. по геологии и металлогении Центрального Кавказа. Ставропольское книжное изд-во, 1960.
- Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 131, геол. сер. (№ 52).
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Мирчинк И. М., Панов Д. И., Шевченко В. И. Геологическое строение юрских депрессий Центрального Кавказа.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 1.
- Мирчинк И. М., Панов Д. И., Шевченко В. И. Даутский поперечный разлом (Центральный Кавказ).— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1971, № 1.
- Моргунов Ю. Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
- Моргунов Ю. Г. К вопросу о среднепалеозойских образованиях Северной Осетии.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1965, № 4.
- Моргунов Ю. Г., Марочкин А. С. Тектоника доюрских образований Северной Осетии (Центр. Кавказ).— Геотектоника, 1966, № 5.
- Морковкина В. Ф. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия).— Тр. ин-та геол. наук АН СССР. Петрогр. серия, 1950, вып. 107, № 31.
- Надарейшвили О. Ш. О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта.— Тр. Кавказского ин-та минерального сырья. Сер. геол., 1963, вып. 6.
- Потапенко Ю. Я. Нижний палеозой. Кембрийская система.— В кн.: Геология СССР, т. 9, ч. 1. «Недра», 1968.
- Потапенко Ю. Я. О верхнем пределе возраста гранитоидов Главного Кавказского хребта и связанной с ними микроклинизации.— Сов. геология, 1969, № 10.
- Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г. Доюрские отложения Сванетии.— В сб.: Геология Центрального и Западного Кавказа. Гостоптехиздат, 1962.
- Снежко Е. А. Докембрий. Зона Главного хребта.— В кн.: Геология СССР, т. 9, ч. 1. «Недра», 1968.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Сомин М. Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Сомин М. Л., Белов А. А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, № 1.
- Студеникова З. В., Кнорре К. Г. О возрасте гранитов Северного Кавказа.— Геохимия, 1957, № 7.
- Шевченко В. И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования.— В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.
- Шевченко В. И. Соотношение структуры древних и юрских толщ Центрального Кавказа на примере Злыгинского массива.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Шевченко В. И. К вопросу о каледонском этапе развития Кавказа.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1.
- Шенгелиа Д. М. Петрология Дарьяльского массива. Изд-во «Мецниереба», 1965.

УДК 551.242.52(477.9)

В. С. ПОПОВИЧ, Л. А. СТУПАК

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ
СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ**

По данным интерпретации гравитационного поля выделены Крыловский, Одесско-Сивашский и Северо-Азовский прогибы, заложившиеся на докембрийском фундаменте Восточно-Европейской платформы; в пределах молодой Скифской платформы — Северо-Крымский и Вилковский. Между собой они разделены субширотной зоной поднятий Черноморского и Азовского валов. В пределах Северо-Крымского прогиба установлен ряд антиклинальных и синклинальных зон более высокого порядка.

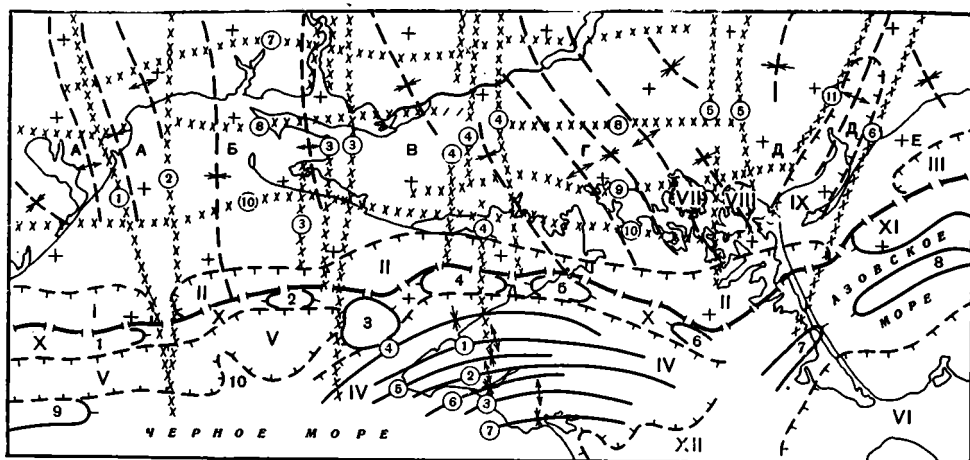
С 1966 г. в тресте Днепрогеофизика под руководством авторов выполняются работы по интерпретации гравиметрических материалов по Северному Причерноморью. По образцам из керна скважин Равнинного Крыма и Присивашья проведены исследования с целью изучения плотностного разреза осадочной толщи и пород фундамента. Установлены закономерности изменения плотности пород по разрезу осадочной толщи и по площади, на основании чего выделены плотностные границы раздела. Эти данные позволили правильно подойти как к качественной, так и к количественной интерпретации гравитационного поля.

При количественных расчетах глубины залегания домеловых образований в Равнинном Крыму и северо-западной акватории Черного моря использованы материалы сейсморазведочных работ по верхним горизонтам осадочной толщи и данные структурно-картировочного и глубокого бурения. При качественной интерпретации гравитационного поля применен метод опорного скользящего профиля, что позволило выделить локальные положительные аномалии в интенсивных региональных минимумах силы тяжести. На основании исследований составлена тектоническая схема глубинного строения Северного Причерноморья (рисунки).

Предлагаемая тектоническая схема как дополнение к известным многочисленным схемам позволяет осветить более детально строение нижнемеловых отложений, с которыми в Северном Причерноморье связываются основные перспективы нефтегазоносности.

По поверхности домеловых образований в Северном Причерноморье нами выделены следующие крупные элементы: Крыловский, Одесско-Сивашский, Северо-Азовский, Северо-Крымский и Вилковский прогибы, Черноморский и Азовский валы.

Крыловский, Одесско-Сивашский и Северо-Азовский прогибы заложены в докембрийском фундаменте и приурочены к зоне сочленения Украинского кристаллического щита и Скифской эпигерцинской платформы. Северным бортом их является южный склон щита, южным — погребенные поднятия Черноморского и Азовского валов. Южный склон Украинского щита имеет блоковое строение. Здесь выделены Одесский, Николаевский, Ингульский, Скадовский, Белозерский и Приазовский тектонические блоки, разделенные Ряснопольским, Николаевским, Криворожским, Белозерским и Орехово-Павлоградским глубинными разломами. Блоки различаются между собой простиранием структурных



1
 2

 3

 4

 5

 6

 7

 8

 9

Тектоническая схема глубинного строения Северного Причерноморья

1 — Украинский кристаллический щит, 2 — Скифская платформа, 3 — зона сочленения разновозрастных платформ. Структуры щита: 4 — антиклинальные, 5 — синклинальные, 6 — региональные разломы, 7 — прогибы, депрессии. Структуры платформ: 8 — антиклинальные поднятия, 9 — синклинальные прогибы.

Основные тектонические элементы (цифры на схеме). Прогибы: I — Крыловский, II — Одессо-Сивашский, III — Северо-Азовский, IV — Северо-Крымский, V — Вилковский, VI — Индоло-Кубанский, VII — Заозерная депрессия, VIII — Новоалексеевская депрессия, IX — Геническая депрессия.

Поднятия: X — Черноморский вал, XI — Азовский вал, XII — Симферопольское поднятие. Структуры Северо-Крымского прогиба. Антиклинальные поднятия: 1 — Задорненская зона, 2 — Тарханкутско-Новоселовская зона, 3 — Тарасовская зона. Синклинальные прогибы: 4 — Серебрянский, 5 — Карлавакский, 6 — Донузлавский, 7 — Калиновский. Крупные локальные поднятия: 1 — Килийское, 2 — Ломоносова, 3 — Шмидта, 4 — Каркнитское, 5 — Раздольненское, 6 — Вишняковское, 7 — Новоарцизинское, 8 — Западно-Азовское, 9 — острова Змеиного, 10 — Поперечный выступ.

Основные разломы: 1 — Одесский, 2 — Ряснопольский, 3 — Николаевский, 4 — Кировоградский, 5 — Белозерский, 6 — Орехово-Павлоградский, 7 — Федоровский, 8 — Херсонский, 9 — Чаплинский, 10 — Арцызско-Скадовский, 11 — Молочанский.

Тектонические блоки Украинского щита: А — Одесский, Б — Николаевский, В — Ингульский, Г — Скадовский, Д — Белозерский, Е — Приазовский

форм и до некоторой степени разным комплексом пород. В их пределах условно выделены антиклинории и синклинории и системы региональных разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений. Подробная характеристика элементов строения южного склона Украинского щита дана нами ранее (Гаркаленко и др., 1969).

Поверхность пород щита в пределах северного борта прогибов положо наклонена к югу от абсолютных отметок — 300 м, до —2500—3000 м. В осевой их части она резко погружена, вероятно, по субширотным разломам на глубины более 7—8 км. Одна из таких ступеней субширотного разлома с амплитудой 2,5—3,0 км зафиксирована сейсморазведкой КМПВ по профилям Новоселовское — Армянск и Джанкой — Балашовка. В гравитационном поле эта ступень фиксируется нечетко в связи с переходом плотностной границы с поверхности кристаллического фундамента на поверхности домеловых образований. Наиболее глубоко погружен фундамент в пределах Одессо-Сивашского прогиба, несколько меньше в Крыловском и значительно меньше в Северо-Азовском.

Резкое погружение фундамента в осевой части прогибов сопровождалось образованием открытых субширотных разломов на прилегающей части северного борта, по которым внедрились интрузии основных и

ультраосновных пород. Наиболее четко в гравитационном и магнитном полях интрузии фиксируются в пределах Арцызско-Скадовского и Чаплинского разломов. К настоящему времени здесь же, по данным анализа гравитационного и магнитного полей с учетом материалов по скважинам 1, 2 и 6 Новоалексеевских и данных сейсморазведки КМПВ по профилю скважин 7—Р Строгановская—9—Р Аверьяновская, нами выделены Новоалексеевская и Заозерненская депрессии. Первая из них сопровождается положительной, вторая отрицательной аномалиями поля силы тяжести. Аномалии характеризуются изометричной формой и высокой интенсивностью.

Депрессии практически одинаковы по размерам и сходны по конфигурации. Глубина залегания фундамента в их пределах достигает 3600—4000 м, амплитуда сброса 1300—1500 м. Скважинами в пределах Новоалексеевской депрессии вскрыты гравелиты и конгломераты с прослоями песчаников и глинистых сланцев триасово-юрского (?) возраста. Плотность их колеблется от 2,70 до 2,85 г/см³. Заозерненская депрессия выполнена сравнительно легкими породами, вероятно, песчано-глинистыми.

Геолого-съемочными работами, структурно-поисковыми и глубоким бурением несколько восточнее выявлена Геническая депрессия. Природа ее несколько иная. Это грабен северо-восточного простирания, ограниченный Орехово-Павлоградским и Молочанским разломами. Здесь докембрийский фундамент погружен, вероятно, на значительно меньшую глубину.

Строение приосевой части Крыловского, Одесско-Сивашского и Северо-Азовского прогибов геофизическими исследованиями практически не изучено. Частично лишь освещено строение восточной центриклинали Одесско-Сивашского прогиба. Поверхность домеловых образований здесь залегает на глубинах 3,5—5,0 км. Докембрийский фундамент в этом районе, по данным сейсморазведки КМПВ, погружен на глубины 8—12 км. Между собой прогибы разделяются поперечными выступами фундамента, приуроченными к зонам глубинных разломов — Одесско-Ряснопольского и Орехово-Павлоградского.

Южным бортом прогибов являются поднятия Черноморского и Азовского валов, образовавшихся в результате интенсивной складчатости пород эпикиммерийского фундамента. Поверхность домеловых образований в их пределах залегает на глубинах 1,0—4,0 км.

Следовательно, прогибы представляют собой узкие (15—25 км) субширотные грабены, выполненные триасово-юрскими и нижнемеловыми отложениями. Не исключено, что здесь присутствуют и нормально-осадочные верхнепалеозойские отложения. Субширотные грабены, вероятно, следует рассматривать как предгорные прогибы, образовавшиеся в период формирования киммерийской складчатости Скифской платформы. Поднятия Черноморского и Азовского валов, вероятно, являются погребенной горной цепью. Впервые такая трактовка поднятий Азовского вала была дана Я. П. Маловицким (1965). В их пределах резко сокращена мощность нижнемеловых отложений. Этот факт установлен скважинами на Северо-Серебрянской, Славянской, Джанкойской и Стрелковой площадях. В частности, в Северо-Крымском прогибе южнее Раздольненского поднятия мощность нижнемеловых отложений превышает 2000 м (скв. 1 Серебрянская). К северу по мере приближения к Раздольненскому поднятию мощность альбских отложений на расстоянии 4 км уменьшается на 500 м (скв. 2, 3 и 4 Северо-Серебрянские). На Джанкойской площади, расположенной в Одесско-Сивашском прогибе, мощность нижнемеловых отложений превышает 1000 м, а на Славянской площади и Стрелковом поднятии, расположенных на склоне и в пределах Черноморского вала, уменьшается до 350—700 м (скв. 5 Славянская, 6 Стрелковая).

К Черноморскому валу нами отнесены Килийское, Ломоносова, Шмидта, Каркинитское, Раздольненское, Первомайское, Вишняковское, Стрелковое поднятия и Славянский выступ.

К югу от Черноморского вала четко прослеживаются Северо-Крымский и Вилковский прогибы, являющиеся крупными тектоническими элементами эпикиммерийской платформы. Простираение Северо-Крымского прогиба в пределах Равнинного Крыма изменяется от северо-восточного до юго-восточного, повторяя дугообразный изгиб мегантиклинория Горного Крыма. На юго-западе он открывается в сторону глубоководной части Черного моря, а на юго-востоке почти полностью замыкается в пределах Первомайского поднятия. Не исключено, что через седлообразные перегибы в Первомайском и Новоцарицынском поднятиях он сочленяется с Индоло-Кубанским прогибом. Северным бортом Северо-Крымского прогиба являются в восточной части поднятия Черноморского вала, на западе, в пределах акватории Черного моря, вероятно, южный борт Вилковского прогиба. Южным бортом его в пределах Равнинного Крыма является Симферопольское поднятие.

В Равнинном Крыму в пределах Северо-Крымского прогиба интенсивно развита складчатость домелового комплекса пород, осложненная разломами субмеридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений. Амплитуда разломов по поверхности домеловых образований колеблется от 100 до 1500 м и более. Благодаря резко выраженной разломной тектонике, создается впечатление о блоковом строении региона. Наиболее рельефно выражены Новоселовский, Березовский и Первомайский относительно приподнятые тектонические блоки. Новоселовский блок вытянут в широтном, Березовский в северо-западном, Первомайский в меридиональном направлениях. Наиболее рельефно складчатость домеловых пород выражена в погруженных участках и менее в пределах приподнятых блоков. Простираение складчатости соответствует общему простираению прогиба и изменяется от северо-восточного до юго-восточного.

С юга на север выделены следующие три антиклинальные зоны.

1. Тарасовская, включающая Крыловское, Тарасовское, Восточно-Тарасовское, Виноградовское, Водопойненское поднятия и Крыловский выступ.

2. Тарханкутско-Новоселовская, объединяющая Западно-Меловое, Меловое, Западно-Октябрьское, Октябрьское, Южно-Новоселовское поднятия и Родниковский, Новоселовский и Красновский выступы.

3. Задорненская, состоящая из Черноморского, Новоульяновского, Красноярского, Северо-Чапаевского, Войковского поднятий, Южно-Березовского выступа и Войковской террасы.

Размеры локальных поднятий колеблются от 3×5 км до 6×17 км и более, амплитуда от 100 до 500—700 м. Прогибы, разделяющие антиклинальные зоны, более четко выражены в погруженных участках. Они дополнительно осложнены складчатостью более высокого порядка.

Вилковский прогиб выделен по материалам гравиметрических съемок. Наиболее детально исследована восточная центрициналль прогиба, в пределах которой представилось возможным выполнить схематические структурные построения по поверхности домеловых образований. Северным бортом прогиба являются поднятия Черноморского вала — Килийское и Ломоносова. Южный борт практически не изучен. Наиболее уверенно здесь выделяется поднятие острова Змеиного, продолжение которого к востоку в виде погруженного вала отмечается в гравитационном и магнитном полях вплоть до Поперечного выступа. От Северо-Крымского прогиба на востоке он отделяется сложным поднятием Шмидта.

Наиболее погружен фундамент в центральной части прогиба, где глубины достигают 6,5 км; к востоку и западу подъем фундамента всей территории происходит в основном по разломам. Наиболее приподнята западная часть, где глубины залегания фундамента в приосевой части прогиба, вероятно, не превышают 2,5—3,0 км, а на поднятиях острова Змеиного и Килийском — 1,0—1,5 км. Строение прогиба осложнено крупным Поперечным выступом.

Совместный анализ структурных планов по подошве меловых отложений и отражающим горизонтам в верхнемеловых и палеогеновых отложениях позволяет высказать предположение, что в начале нижнемелового, возможно, и верхнеюрское времена на территории Равнинного Крыма, Присивашья и северо-западной акватории Черного моря проходило интенсивное складкообразование. В этот период формируются антиклинальные зоны Черноморского вала, Задорненская и, вероятно, южного борта Вилковского прогиба. Складкообразование сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. Формируются основные крупные элементы глубинного строения Северного Причерноморья — прогибы и разделяющие их антиклинальные зоны. В дальнейшем, вплоть до сеноманского времени, происходит углубление прогибов, а поднятия антиклинальных зон на большей части территории являлись областью размыва.

В результате резко дифференцированных тектонических процессов в прогибах накопилась мощная (более 2,0 км) толща нижнемеловых отложений, на поднятиях антиклинальных зон мощность нижнемеловых отложений резко сокращена или они полностью отсутствуют. К сожалению, к настоящему времени погребенные поднятия антиклинальных зон буровыми работами еще не разведаны. Имеющиеся данные в некоторой степени подтверждают высказанное выше предположение. Так, на Карлавской площади, расположенной в пределах одноименного синклинального прогиба, мощность нижнемеловых отложений превышает 1500 м; на Серебрянской площади, расположенной в пределах Серебрянского прогиба, превышает 2000 м, а на северном склоне Задорненского вала (скв. 9 Бакальская) составляет порядка 750 м.

К концу нижнемелового времени рельеф поверхности Северного Причерноморья почти полностью выравнивается. В верхнемеловое-неогеновое время территория Северного Причерноморья испытала региональное погружение и на месте Крыловского, Одесско-Сивашского, Северо-Крымского, Вилковского прогибов и разделяющих их антиклинальных зон формируется крупная Причерноморская впадина (Муратов, 1958; Ермаков, 1968). Северным бортом ее является южный склон Украинского щита, южным в пределах Равнинного Крыма — Новоселовское и Симферопольское поднятия. Мощность верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений в приосевой части впадины превышает 3—4 км.

В конце нижнемелового и в верхнемеловое-неогеновое время формируются Новоселовское и Тарханкутское поднятия, а в палеоген-неогеновое время образуются «бескорневые» складки — Карлавская, Северо-Серебрянская, Джанкойская, Голицына и другие.

Общий анализ мезозойской складчатости Равнинного Крыма показывает, что она дугообразно огибает Симферопольское поднятие, которое М. В. Муратов и др. (1968) относят к Средне-Крымскому срединному массиву с байкальским возрастом складчатости. Эта закономерность, вероятно, может быть экстраполирована и далее к востоку, на основании чего следует предполагать наличие аналогичной погребенной складчатости в пределах Керченского полуострова. Вероятно, здесь происходит изменение простирания складчатых структур с юго-восточного на северо-восточное, повторяя аналогичный изгиб Черноморского-Азовского вала.

Новые данные о глубинном строении Северного Причерноморья, полученные на основании интерпретации гравитационного поля, резко повышают перспективность нижнемеловых отложений на нефть и газ. Буро-

выми работами установлено улучшение коллекторских свойств нижней части разреза меловых отложений при приближении к погребенным антиклинальным зонам (скв. 9 Бакальская). Наиболее перспективными участками являются поднятия Черноморского вала, погребенные и унаследованные структуры Северо-Крымского и Одесско-Сивашского прогибов.

Литература

- Гаркаленко И. А., Попович В. С., Ступак Л. А. 1969. Основные черты структурного плана докембрийского фундамента северного борта Причерноморской впадины.— Геол. ж., 1969, вып. 29, № 3.
- Ермаков Ю. Г. Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника, перспективы нефтегазоносности. «Наука», М., 1965.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа.— Сов. геология, 1955, сб. 48.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания равнинного Крыма.— Геотектоника, 1968, № 4.

Трест Днепрогеофизика
Днепропетровск

Статья поступила
30 ноября 1970 г.

УДК 551.242.3(234.372)

В. Г. ЧЕРНОВ, В. С. ГОЛОВАНЬ**О ДИНАМИКЕ РАЗВИТИЯ КАРПАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ
В МЕЛОВОМ И ПАЛЕОГЕНОВОМ ПЕРИОДАХ
(НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ)**

Предпринята попытка количественно оценить развитие Карпатской геосинклинали в меловой и палеогеновый периоды на основе анализа скоростей осадконакопления. Устанавливается неравномерное распределение вертикальных тектонических движений в разных структурно-фациальных зонах Карпат в различные стадии их развития. Приводятся средние скорости накопления различных типов отложений.

Советские Карпаты образуют в целом крупное и сложное покровно-складчатое сооружение, обладающее отчетливой внутренней продольной зональностью. Каждая из зон отделяется от соседних крупными продольными надвигами. Зоны отличаются друг от друга не только тектоническими особенностями, но и характером разреза, его стратиграфической полнотой, наличием или отсутствием перерывов. Кроме того, различия между зонами проявляются и в суммарных мощностях меловых и палеогеновых отложений и их отдельных стратиграфических подразделений, а также, как далее будет показано, в скоростях накопления осадков. Таким образом, основные различия между зонами определились уже в стадию геосинклинального погружения и осадконакопления.

Меловые и палеогеновые отложения широко распространены в складчатой области Советских Карпат, участвуя в строении всех структурно-фациальных зон, они прослеживаются в виде непрерывных выходов на всем протяжении этой области от границы с Румынией на юго-востоке до границы с Польшей и Чехословакией на северо-западе. Рассматриваемые отложения формировались на протяжении 110 млн. лет в собственно геосинклинальный этап развития Советских Карпат. Присутствие меловых и палеогеновых отложений во всех структурно-фациальных зонах позволяет проследить изменения мощностей вкрест простираения складчатой области. Их формирование происходило непрерывно во всех зонах, кроме Пенинской и Мармарошской.

Перечисленные особенности отложений и данные об абсолютном времени их накопления дают возможность определить среднюю скорость накопления осадков разного состава в различных зонах Советских Карпат.

Метод тектонического анализа мощностей в нашей стране разрабатывали В. В. Белоусов (1937, 1940, 1954), А. Б. Ронов (1949), В. Е. Хаин (1950, 1964), А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий (1960) и др.

В условиях сложной складчатой структуры Карпат отдельные структурно-фациальные зоны имеют небольшую ширину (10—15 км). В связи с этим не всегда можно проследить изменения мощностей отложений вкрест их простираения. Поэтому приходится пользоваться максимальными «единичными цифрами мощностей» (Яншин, Гарецкий, 1960). В общем случае любые очень мощные толщи пород указывают на то или иное значительное прогибание или опускание и, наоборот, небольшие мощности говорят о незначительной величине отрицательных движений.

В основу анализа скоростей осадконакопления положены данные по мощностям отложений и абсолютной продолжительности их накопления.

Для оценки скоростей осадконакопления меловых и палеогеновых отложений Советских Карпат использованы шкалы абсолютного возраста Г. Д. Афанасьева и М. М. Рубинштейна (1964) и Ж. Л. Калпа (Е. И. Гамилтон, 1968). В настоящей статье граница между мелом и юрой принимается в 135 млн. лет, а между палеогеном и неогеном — 25 млн. лет. Кроме основных рубежей между периодами в шкале даются границы (в млн. лет) между аптом и альбом — 120, альбом и сеноманом — 110, сеноманом и туроном — 90, коньяком и сантоном — 84, кампаном и маастрихтом — 72, данием и палеоценом — 63, палеоценом и нижним эоценом — 58, нижним и средним эоценом — 52, средним и верхним эоценом — 45, верхним эоценом и олигоценом — 36.

Для определения продолжительности осадконакопления местных стратиграфических подразделений (свит), границы которых часто не совпадают с общей шкалой, шкала абсолютного времени была интерполирована.

История исследования меловых и палеогеновых отложений Советских Карпат сложна и полна противоречивых данных. Несмотря на большие достижения, которые явились результатом многочисленных исследований, проводившихся на протяжении последних ста лет, стратиграфия мела и палеогена продолжает оставаться еще не вполне разработанной. Из истории изучения Карпат известны случаи, когда палеогеновые отложения (менилитовая свита) относились к нижнему мелу (Matejka, Andrusov, 1930), а меловые отложения (шипотская свита) относились к менилитовым слоям (Zuber, 1918). До последнего времени ургонские биогенные известняки баррем-аптского возраста (Чернов, 1968) относились к верхней юре (Славин, 1966; Гофштейн, Краснов, 1966). Число подобных ошибок весьма велико, и процесс перевода отложений из одной системы в другую на Карпатах, вероятно, не закончился и к настоящему времени.

Не подлежит сомнению, что любые тектонические построения базируются на определенной стратиграфической основе, поэтому наши выводы из анализа мощностей и скоростей осадконакопления будут меняться в будущем в зависимости от изменений в стратиграфии рассматриваемых отложений. В основу наших исследований положена схема, составленная по данным В. И. Славина (1966), В. Г. Чернова (1965, 1966, 1968), С. Л. Бызовой, Т. Н. Горбачик, Н. И. Маслаковой (1966), А. Г. Журановского (1968) — для нижнего мела; Н. И. Маслаковой (1967) — для верхнего мела; О. С. Вялова (1966), М. А. Безра (1968), А. Д. Грузман и др. (1966) — для палеогена.

В Пенинской зоне меловые и палеогеновые отложения подразделяются на свальявскую, тиссальскую, пуховскую и вульховчикскую свиты. Свальявская свита (титон — баррем) представлена известняками, мергелями, карбонатными алевролитами с кремнистыми конкрециями. Мощность меловой части разреза не превышает 60 м, продолжительность накопления 12 млн. лет., средняя скорость осадконакопления около 5 м/млн. лет.

Тиссальская свита (верхний альб — сеноман) несогласно залегает на отложениях свальявской свиты и представлена фукоидными мергелями с прослоями известняков. Мощность свиты 115 м, продолжительность формирования 23 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 5 м/млн. лет. Пуховская свита (турон-маастрихт) сложена в основном красными мергелями, а в верхней части (маастрихт) представлена песчано-глинистым флишем общей мощностью 260 м, средняя скорость осадконакопления 10 м/млн. лет. Стратиграфически выше несогласно залегает вульховикская свита (эоцен), представленная тонкоритмичным алеврито-глинистым флишем с горизонтами конгломератов, гравелитов, песчаников общей мощностью 300 м, средняя скорость осадконакопления 14 м/млн. лет.

Таким образом, в Пенинской зоне ход осадконакопления прерывался и продолжался в течение 82 млн. лет. За это время накопилось около 750 м отложений со средней скоростью осадконакопления 9 м/млн. лет. В меловой период (до маастрихта) накапливались лишь карбонатно-мергелистые отложения со скоростью 5—10 м/млн. лет, затем в маастрихтском веке и эоценовую эпоху накапливается мелкоритмичный песчано-глинистый флиш со скоростью до 14 м/млн. лет.

В настоящее время Мармарошская зона утесов разделена на две подзоны: внутреннюю и внешнюю. В строении внутренней подзоны достоверно принимают участие отложения шопурской и драговской свит. Шопурская свита (нижний эоцен — низы среднего эоцена) представлена тонкоритмичным зеленовато-серым флишем с пакетами пестроцветных и массивных песчаников. Мощность свиты около 100 м, продолжительность формирования 8 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 12,5 м/млн. лет. Драговская свита (середина среднего эоцена — верхний эоцен) состоит из массивных песчаников с редкими флишевыми пакетами, прослоями гравелитов и конгломератов. Мощность свиты более 1000 м, продолжительность формирования 14 млн. лет, средняя скорость осадконакопления около 72 м/млн. лет.

Внешняя подзона сложена отложениями каменелинской, соймульской, пуховской и метовской свитами.

Каменелинская свита (баррем — апт) представлена ургонскими рифогенными известняками, а также песчаниками, алевролитами и конгломератами мощностью до 200 м. Рост рифов происходил в течение 6 млн. лет со средней скоростью 33 м/млн. лет.

Соймульская свита (верхний альб — сеноман) представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами и органогенными известняками мощностью 260 м, средняя скорость осадконакопления 11 м/млн. лет. Пуховская свита (турон — маастрихт) накапливалась со средней скоростью 9 м/млн. лет. Метовская свита (эоцен — нижний олигоцен) трансгрессивно и несогласно залегают на отложениях пуховской свиты и представлена конгломератами, гравелитами, аргиллитами и мергелями мощностью 400 м, формирование которых происходило в течение 25 млн. лет со средней скоростью 16 м/млн. лет.

В целом меловые и палеогеновые отложения Мармарошской зоны утесов характеризуются разнообразным петрографическим составом: широким развитием конгломератов (каменелинская, соймульская, метовская и драговская свиты), присутствием рифогенных образований (ургонские рифы каменелинской свиты, небольшие биогермы в основании соймульской свиты, линзовидные водорослевые тела в великобанской свите), наличием пестроцветных хемогенных известняков, аргиллитов и мергелей в пуховской свите, а также наличием мелкоритмичного, частью пестроцветного флиша в отложениях палеогена. За 81 млн. лет в Мармарошской зоне утесов накопилось около 3000 м отложений. Причем в меловом периоде накопилось около 900 м, а в палеогене за время, в три раза меньшее, — более 2000 м. Средняя скорость осадконакопления для Мармарошской зоны утесов составляет около 35 м/млн. лет., т. е. в четыре раза превосходит среднюю скорость накопления осадков в Пенинской зоне. Перерывы в осадконакоплении были достаточно кратковременными, продолжительностью не более 11 млн. лет: валанжин-готеривский перерыв — 5 млн. лет, ниже- и среднеальбский — 7, датский — 5, олигоценый — 11 млн. лет. В течение мелового периода средняя скорость осадконакопления постепенно уменьшается: для каменнопотокской свиты — 50 м/млн. лет, каменелинской — 33, соймульской — 11, пуховской — 9 м/млн. лет. Затем в палеогене с образованием флиша скорость осадконакопления резко возрастает, особенно во внутренней подзоне — для шопурской свиты — до 125 м/млн. лет, для драговской — 72 м/млн. лет.

В Раховской зоне меловые и палеогеновые отложения подразделяются на раховскую, белотисенскую, буркутскую, яловецкую, черногорскую, лумшорскую, косячковскую, зворовскую, дусинскую и маловиженскую свиты. Раховская свита (берриас — готерив) представлена мелко- и среднеритмичным глинисто-песчаным флишем с прослоями конгломератов, гравелитов, мергелей и известняков общей мощностью 1000 м. Отложения свиты формировались в течение 9 млн. лет со средней скоростью 110 м/млн. лет. Белотисенская свита (баррем — средний альб) сложена алевролитами с пачками аргиллитов, грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью 780 м. Отложения свиты накапливались в течение 13 млн. лет со средней скоростью 60 м/млн. лет. Буркутская свита (верхний альб — сеноман) сложена грубым песчаным флишем мощностью 1800 м, который накапливался со средней скоростью 78 м/млн. лет. Яловецкая свита (турон — сантон) представлена флишем, красными аргиллитами и глинами мощностью 140 м, накапливавшимися в течение 12 млн. лет со средней скоростью 12 м/млн. лет. Черногорская свита (кампан — даний) сложена песчано-глинистым флишем с пачками массивных песчаников, гравелитов мощностью 1100 м, формирование которого происходило в течение 15 млн. лет со средней скоростью 73 м/млн. лет. Лумшорская свита (палеоцен — нижний эоцен) сложена тонкоритмичным алеврито-глинистым флишем мощностью 200 м. Отложения свиты накапливались в течение 11 млн. лет со средней скоростью 18 м/млн. лет. Косячковская свита (средний эоцен) представлена мелко-ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин мощностью 300 м, накапливавшимися в течение 7 млн. лет со средней скоростью 43 м/млн. лет. Зворовская свита (верхний эоцен) сложена пестроцветными аргиллитами и мергелями мощностью 500 м, накопившимися за 9 млн. лет со средней скоростью 55 м/млн. лет. Дусинская свита (нижний олигоцен) представлена аргиллитами, мергелями и известняками мощностью 450 м, накопившимися за 3 млн. лет со средней скоростью 150 м/млн. лет. Разрез в Раховской зоне заканчивается маловиженской свитой (низы среднего олигоцена), сложенной песчаниками и мергелями мощностью 250 м, образование которых длилось не более 1 млн. лет.

В Раховской зоне осадконакопление шло непрерывно в течение 100 млн. лет — с берриаса до среднего олигоцена включительно. За это время накопилось более 6700 м отложений, т. е. средняя скорость осадконакопления составляла 67 м/млн. лет. Причем в меловой период накопилось около 5000 м отложений, а в палеогеновый около 1700 м. На ранних стадиях развития Раховской зоны скорость осадконакопления была значительной (от 60 до 110 м/млн. лет), в начале позднего мела она резко снижается — до 12 м/млн. лет (происходило накопление пестроцветных отложений яловецкой свиты), затем вновь возрастает до 73 м/млн. лет в конце позднего мела (черногорская свита).

Осадконакопление в палеогене началось с незначительных скоростей (18 м/млн. лет) и затем неуклонно возрастало (43, 55, 150 и до 250 м/млн. лет). Причем палеогеновое осадконакопление происходило лишь в западной части Раховской зоны.

В Дуклянской зоне меловые и палеогеновые отложения подразделяются на шипотскую, параженскую, березнянскую, льютскую, лумшорскую, косячковскую, зворовскую, дусинскую и верховинскую свиты. Меловые отложения начинаются шипотской свитой, охватывающей, вероятно, весь нижний мел и сеноман по аналогии со смежными районами Польши. Она представлена мелко-, средне- и толсторитмичным глинистым флишем со стекловатыми песчаниками и алевролитами с сидеритовыми конкрециями; неполная мощность свиты 800 м; продолжительность формирования 45 млн. лет; средняя скорость осадконакопления 17 м/млн. лет. Параженская свита (турон — сантон) представлена мелко-ритмичным песчано-глинистым флишем и пестроцветными аргиллитами

и алевролитами. Мощность свиты 330 м, продолжительность накопления 12 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 28 м/млн. лет. Березнянская свита (кампан) сложена аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников мощностью 800 м, продолжительность накопления 5 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 133 м/млн. лет. Льютская свита (маастрихт — даний) представлена песчаниками с прослоями темно-серых аргиллитов мощностью 1200 м. Отложения свиты формировались на протяжении 9 млн. лет со средней скоростью 133 м/млн. лет. Залегающие выше лумшорская, косячковская, зворовская и дусинская свиты в Дуклянской зоне имеют аналогичное строение, что и в Раховской зоне. Осадконакопление в Дуклянской зоне завершается образованием верховинской свиты (средний и верхний олигоцен), представленной песчано-глинистым флишем с горизонтами известняков мощностью 2000 м. Отложения формировались в течение 8 млн. лет со средней скоростью 250 м/млн. лет.

Таким образом, осадконакопление в Дуклянской зоне происходило непрерывно в течение 89 млн. лет. За это время накопилось около 6400 м отложений; средняя скорость осадконакопления составляет 65 м/млн. лет. Темп осадконакопления был очень неравномерный и менялся в широких пределах. В раннемеловую эпоху и сеноманском веке скорость осадконакопления была незначительной (образование шипотской свиты) — 17 м/млн. лет и весьма постоянной в течение 45 млн. лет. В то же время в соседней, Раховской зоне, темп осадконакопления превосходил в 5—6 раз. Дальнейшее развитие Дуклянской зоны во многом сходно с развитием Раховской зоны, т. е. та же тенденция увеличения скорости осадконакопления к концу мелового периода, затем резкое снижение в начале палеогена и постепенное увеличение до 250 м/млн. лет к концу олигоцена.

В Черногорской зоне меловые и палеогеновые отложения подразделяются на шипотскую, яловецкую, черногорскую, гнилецкую, топильчанскую и пробийненскую свиты. Шипотская свита имеет аналогичное строение, что и в Дуклянской зоне. Ялонецкая свита (турон—сантон) представлена красными глинами, аргиллитами и мелкоритмичным песчано-глинистым флишем мощностью 190 м. Отложения свиты накапливались в течение 12 млн. лет со средней скоростью 16 м/млн. лет. Черногорская свита (кампан — даний) сложена грубым песчаным флишем с пачками песчаных известняков. Мощность свиты 1150 м, продолжительность формирования 14 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 82 м/млн. лет. Гнилецкая свита (палеоцен — нижний эоцен) представлена песчано-глинистым флишем с прослоями гравелитов, песчаников и известняков мощностью 500 м. Отложения свиты накапливались в течение 10 млн. лет со средней скоростью 50 м/млн. лет. Топильчанская свита (средний эоцен) сложена массивными песчаниками и гравелитами мощностью 250 м; продолжительность формирования 8 млн. лет, средняя скорость накопления 31 м/млн. лет. Пробийненская свита (верхний эоцен) представлена тонкоритмичным песчано-глинистым флишем с пестроцветными горизонтами. Мощность свиты 500 м; длительность формирования 9 млн. лет, средняя скорость накопления 55 м/млн. лет.

В Черногорской зоне осадконакопление было непрерывным, вероятно, от берриаса до эоцена включительно, т. е. продолжалось 89 млн. лет. За это время здесь накопилось около 3200 м отложений со средней скоростью осадконакопления 34 м/млн. лет. В Черногорской зоне, так же как в Раховской и Дуклянской зонах, образовались преимущественно флишевые отложения, но скорость их накопления была почти в 2 раза меньше. Темп осадконакопления возрастает в конце мелового периода и затем увеличивается в позднем эоцене.

В Кросненской структурно-фациальной зоне выделяются шипотская свита, верхний мел, палеоцен-эоценовая свита, головецкая и вер-

ховинская свиты. Верхний мел представлен песчано-глинистым мелко- и среднеритмичным флишем мощностью около 1500 м. Накопление отложений длилось 27 млн. лет со средней скоростью 55 м/млн. лет. Такие же отложения накапливались и в течение палеоцен — эоцена, мощность которых 1500 м и средняя скорость осадконакопления 55 м/млн. лет. Головецкая свита (нижний олигоцен) представлена серым песчано-глинистым флишем с пачкой менилитовых пород и кремнистым горизонтом. Мощность свиты 600 м, продолжительность накопления 3 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 200 м/млн. лет. Верховинская свита (средний и верхний олигоцен) сложена, так же как и в Дуклянской зоне, песчано-глинистым флишем, в верхней части с преобладанием аргиллитов, а в основании с горизонтом полосчатых известняков. Мощность свиты 2000 м, продолжительность формирования 8 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 250 м/млн. лет. Осадконакопление в Кросненской зоне происходило непрерывно в течение мелового и палеогенового периодов на протяжении 90 млн. лет. За это время накопилось 6400 м отложений со средней скоростью 71 м/млн. лет. Скорость осадконакопления постепенно увеличивается от раннего мела до конца палеогена.

В Субилезской зоне достоверно известны отложения верхнего мела и палеогена. Отложения верхнего мела (кампан — даний) представлены пестроцветными аргиллитами с прослоями серых мергелей, алевролитов и песчаников мощностью более 100 м. Продолжительность формирования отложений 6 млн. лет; средняя скорость накопления осадков около 17 м/млн. лет. Палеоценовые и эоценовые отложения рассматриваемой зоны представлены толщей песчаников с прослоями темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов мощностью 400 м, накопление которых происходило со средней скоростью около 15 м/млн. лет. Олигоценые отложения представлены менилитовой и кросненской свитами. Менилитовая свита (нижний олигоцен) состоит из черных и коричневатых аргиллитов с прослоями песчаников и алевролитов мощностью более 50 м. Средняя скорость накопления их не превышала 17 м/млн. лет. Кросненская свита (средний и верхний олигоцен) представлена серым песчано-глинистым известковистым флишем; в верхней части свиты преобладают аргиллиты. Общая мощность свиты 1000 м, продолжительность формирования отложений 8 млн. лет, средняя скорость осадконакопления 125 м/млн. лет.

В Скибовой зоне меловые и палеогеновые отложения подразделяются на спасскую, головнинскую, стрыйскую, ямненскую, манявскую, выгодскую, быстрицкую, менилитовую и поляницкую свиты. Спасская свита (баррем — альб; не исключено, что спасская свита начала образовываться еще с берриаса) представлена зелеными и черными аргиллитами, переслаивающимися с тонкослоистыми песчаниками. Мощность свиты 200 м, продолжительность формирования 15 млн. лет; средняя скорость накопления 13 м/млн. лет. Головнинская свита (сеноман — коньяк) сложена кремнистыми мергелями, красными аргиллитами, известняками с прослоями аргиллитов и алевролитов общей мощностью 90 м. Отложения свиты накапливались в течение 26 млн. лет со средней скоростью 3 м/млн. лет. Стрыйская свита (сантон — даний) представлена мелко- и среднеритмичным песчано-глинистым флишем мощностью 840 м, формирование которого происходило в течение 21 млн. лет со средней скоростью 40 м/млн. лет. Ямненская свита (палеоцен) складывается массивными песчаниками мощностью 250 м, которые накапливались со скоростью 50 м/млн. лет. Манявская свита (нижний эоцен) представлена тонкоритмичным зеленовато-серым флишем мощностью 250 м; средняя скорость накопления 50 м/млн. лет. Выгодская свита (средний эоцен) сложена груборитмичным флишем с массивными песчаниками. Мощность свиты 200 м; длительность формирования 8 млн. лет; средняя скорость накопления 25 м/млн. лет. Быстрицкая свита (верхний эоцен)

представлена тонкоритмичным серовато-зеленым терригенно-глинистым флишем мощностью 200 м, скорость накопления которого составляла 22 м/млн. лет. Менилитовая свита (нижний и средний олигоцен) сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, полосчатых известняков с горизонтами кремней. Мощность свиты 1200 м; продолжительность формирования 8 млн. лет. Средняя скорость осадконакопления 150 м/млн. лет. Поляницкая свита (верхний олигоцен) представлена серыми аргиллитами с прослоями песчаников и мергелей. Мощность свиты 900 м, продолжительность формирования 3 млн. лет, а скорость накопления составляет 300 м/млн. лет.

Таким образом, в Скибовой зоне осадконакопление шло непрерывно от баррема до олигоцена включительно со средней скоростью 41 м/млн. лет. В меловой период за 63 млн. лет накопилось 1130 м отложений со средней скоростью 18 м/млн. лет, а в палеогеновый период за 38 млн. лет накопилось 3000 м осадков; скорость осадконакопления составляла 78 м/млн. лет, т. е. темп осадконакопления был в четыре раза больше, чем в меловой период.

Анализ меловых и палеогеновых отложений Советских Карпат показывает, что выделяемые структурно-фациальные зоны (Пенинская, Мармарошская, Раховская, Дуклянская, Черногорская, Кросненская, Суб-

Распределения мощностей и скорости осадконакопления в разных структурно-фациальных зонах Советских Карпат

Система	Отдел	Этапы развития	1. Мощность в м; 2. Продолжительность, млн. лет; 3. Средняя скорость, м/млн. лет	Структурно-фациальные зоны								Средне-арифметическая скорость осадконакопления по этапам
				Пенинская зона	Мармарошская зона утесов	Раховская	Дуклянская	Черногорская	Кросненская	Субсилезская	Скибовая	
Палеогеновая	Олигоцен	Олигоценный	1	—	—	700	2450	—	2600	1050	2100	184
		2	—	—	4	11	—	11	11	11		
		3	—	—	175	223	—	236	95	191		
	Палеоэоцен	Палеоэоценный	1	300	2450	1000	1000	1250	1500	400	900	40
		2	22	27	27	27	27	27	27	27	27	
		3	14	80	37	37	46	55	15	33		
Меловая	Верхний	Турондатский	1	260	230	1240	2330	1340	1500	100	855	39
			2	25	25	27	26	26	27	6	26	
			3	10	9	46	89	52	55	17	33	
		Верхний альбсеноманский	1	115	260	2000	400	370	400	400	115	21
			2	23	23	23	23	25	25	23	25	
			3	5	11	87	17	15	16	17	5	
	Нижний	Берриасреднеальбский	1	80	200	1780	230	230	400	230	160	32
			2	12	6	19	11	11	11	11	11	
			3	6	33	94	21	21	36	21	15	
Всего по зонам			1	755	2840	6720	6410	3200	6400	1450	4130	—
			2	82	81	100	89	89	90	43	100	
			3	9	35	67	65	34	71	36	41	

силезская и Скибовая) имеют длительное, в основном унаследованное и зависимое развитие. Развитие структурно-фациальных зон носит резко неравномерный характер, что находит отражение в распределении суммарных мощностей отложений, наличии и количестве перерывов в них, резкой смене состава осадочных пород, а также в различных скоростях осадконакоплений (Чернов, Головань, 1969). Учитывая эти особенности меловых и палеогеновых отложений, можно выделить пять стратиграфических комплексов, отвечающих основным тектоно-седиментационным стадиям собственно альпийского геосинклинального этапа (таблица): берриас-среднеальбский, который формировался в течение 22 млн. лет; верхний альб-сеноманский — 23; турон-датский — 27; палеоцен-эоценовый — 27 и олигоценый — 11 млн. лет. Каждая из выделенных стадий имеет приблизительно одинаковую продолжительность (от 22 до 27 млн. лет), наблюдается лишь некоторое увеличение продолжительности осадконакопления от первой к четвертой стадии, т. е. по мере развития Карпатской геосинклинали. Заметное исключение составляет последняя стадия, продолжительность которой была почти в 3 раза меньше предыдущих.

Уже в первой стадии геосинклинального развития (рис. 1) обособляются зоны с различным типом осадконакопления. На этой, берриас-среднеальбской, стадии можно выделить две области: флишевого (все флишевые зоны) и нефлишевого (внутренние зоны Карпат — Пеннинская и Мармарошская) осадконакопления. В пределах каждой области выделяются зоны как компенсированного, так и некомпенсированного осадконакопления. Во флишевых зонах в условиях компенсированного прогибания осадконакопление происходит только в Раховской зоне, где формируются отложения раховской и белотисенской свит со средней скоростью около 100 м/млн. лет. В остальных зонах флиша происходит накопление отложений спасской свиты со скоростью 15 м/млн. лет и шипотской свиты — 21 м/млн. лет в условиях некомпенсированного прогибания. Во внутренних зонах компенсированное прогибание происходило лишь в Мармарошской зоне утесов при образовании ургонских биогермов со скоростью около 33 м/млн. лет. В Пеннинской зоне в эту стадию происходило накопление карбонатных осадков сваявской свиты со скоростью 6 м/млн. лет в условиях некомпенсированного прогибания.

Вторая стадия в развитии Карпатской геосинклинали началась в позднем альбе. В эту стадию продолжают существовать те же зоны, что и в первую стадию, но с несколько другим типом и скоростью осадконакопления. В флишевых зонах накопление осадков в условиях компенсированного прогибания, вероятно, происходило лишь в Раховской зоне, самой крайней, примыкающей с севера к Мармарошской кордильере, где накапливался грубый песчаный флиш буркутской свиты со скоростью 90 м/млн. лет. Для остальных, северных или внешних флишевых зон было характерно накопление осадков в условиях некомпенсированного прогибания: шипотской свиты со скоростью около 17 м/млн. лет и головнинской свиты — около 5 м/млн. лет. Во внутренних зонах на этой стадии происходило образование отложений соймульской свиты со скоростью 11 м/млн. лет в компенсированном бассейне и тиссальской свиты — 5 м/млн. лет в некомпенсированном бассейне. Таким образом, компенсированное прогибание происходило лишь в зонах, примыкавших с южной и северной сторон к Мармарошской кордильере, с удалением от нее прогибание не компенсируется осадконакоплением, и скорость накопления осадков с удалением от кордильеры закономерно уменьшается.

Для третьей, турон-датской, стадии развития характерно образование красноцветных хемогенных отложений. Средняя скорость накопления этих отложений незначительная: пуховской свиты — 9—10 м/млн. лет, яловецкой — 12—18 м/млн. лет. Вероятно, образование красноцветных отложений происходило в широком некомпенсированном бассейне.

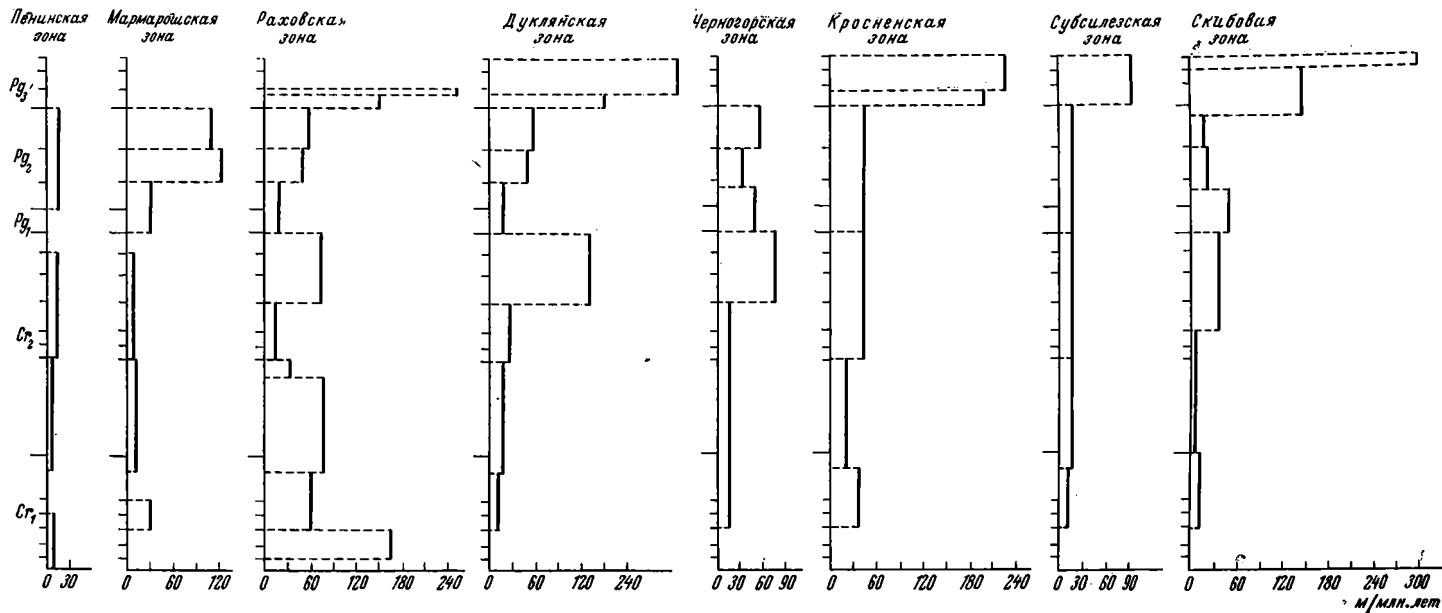


Рис. 1. Графики изменения средних скоростей осадконакопления меловых и палеогеновых отложений в различных структурно-фациальных зонах Советских Карпат

Накопление флишевых отложений с максимальной скоростью происходит в Дуклянской зоне, где она составляет около 90 м/млн. лет, в Раховской и Черногорской — около 80 м/млн. лет и Скибовой (стрийская свита) — 40 м/млн. лет.

Начиная с палеоцена и до эоцена включительно, протекает четвертая стадия развития, которая характеризуется повсеместным образованием разнообразных флишевых и флишондных отложений. Образование их, вероятно, происходило в компенсированных прогибах, но с весьма переменной скоростью — от 14 до 80 м/млн. лет в среднем за всю стадию развития. Только в двух зонах — Пенинской и Субсилезской скорость накопления осадков была незначительной и составляла 9—14 м/млн. лет.

Последняя, пятая, стадия (олигоцен) характеризуется почти повсеместным образованием флиша и резким увеличением скорости осадконакопления. Все отложения этой стадии формировались в компенсированных прогибах, за исключением менилитовых и дусинских отложений, которые, вероятно, отложились при неполной компенсации бассейнов со скоростью около 150 м/млн. лет. Скорость осадконакопления в отдельные моменты олигоцена достигает максимальных значений — 150—300 м/млн. лет.

Если сравнить среднеарифметическую скорость осадконакопления по стадиям развития (таблица), которые составляют: для первой — 32, второй — 21, третьей — 39, четвертой — 40, пятой — 184 м/млн. лет, то получается, что в начальную стадию развития Карпатской геосинклинали скорость осадконакопления в отдельных зонах была значительной, затем происходит падение скоростей осадконакопления в 1,5 раза, но потом скорость осадконакопления неуклонно возрастает от стадии к стадии и резко, в 5—7 раз, увеличивается в заключительную стадию развития геосинклинали.

Анализ меловых и палеогеновых отложений показывает весьма неравномерное распределение вертикальных тектонических движений в разных структурно-фациальных зонах в различные стадии их развития (рис. 2). Так, в раннем мелу и сеноманском веке максимальная скорость накопления отложений происходит в Раховской зоне, где она составляла 60—160 м/млн. лет. В поздне меловую эпоху наибольшая скорость наблюдается в Дуклянской зоне — около 90 м/млн. лет. В палеоцен-эоценовую стадию в Мармарошской зоне утесов — около 80 м/млн. лет, в Черногорской и Кросненской зоне — 41—46 м/млн. лет и, наконец, в олигоцене максимальные скорости осадконакопления — в Кросненской и Скибовой зонах, где они составляли 250—300 м/млн. лет. Таким образом, по мере развития Карпатской геосинклинали область с максимальными скоростями осадконакопления мигрирует из внутренних флишевых зон во внешние. Кроме того, в палеоцен-эоценовую стадию интенсивное накопление осадков происходит в Мармарошской зоне утесов.

При сравнении скоростей осадконакопления различных регионов важно, чтобы значения их были получены с помощью одинаковой методики. Вероятно, во всех случаях целесообразно определять среднюю максимальную скорость осадконакопления. Она может быть получена путем сложения максимальных мощностей в разных структурно-фациальных зонах для разных стадий развития и деления суммы на общую продолжительность их формирования. Такой подсчет для Советских Карпат дает величину около 10 900 м, т. е. средняя максимальная скорость осадконакопления составляет около 100 м/млн. лет.

По данным Н. Б. Вассоевича (1960) скорость седиментации в Кавказской геосинклинали составляла 100—300 м/млн. лет, а по данным З. Кукаля (Kukal, 1957) скорость накопления альпийского флиша составляла около 200 м/млн. лет.

Средняя скорость накопления различных типов отложений, как показали наши исследования, была существенно различной.

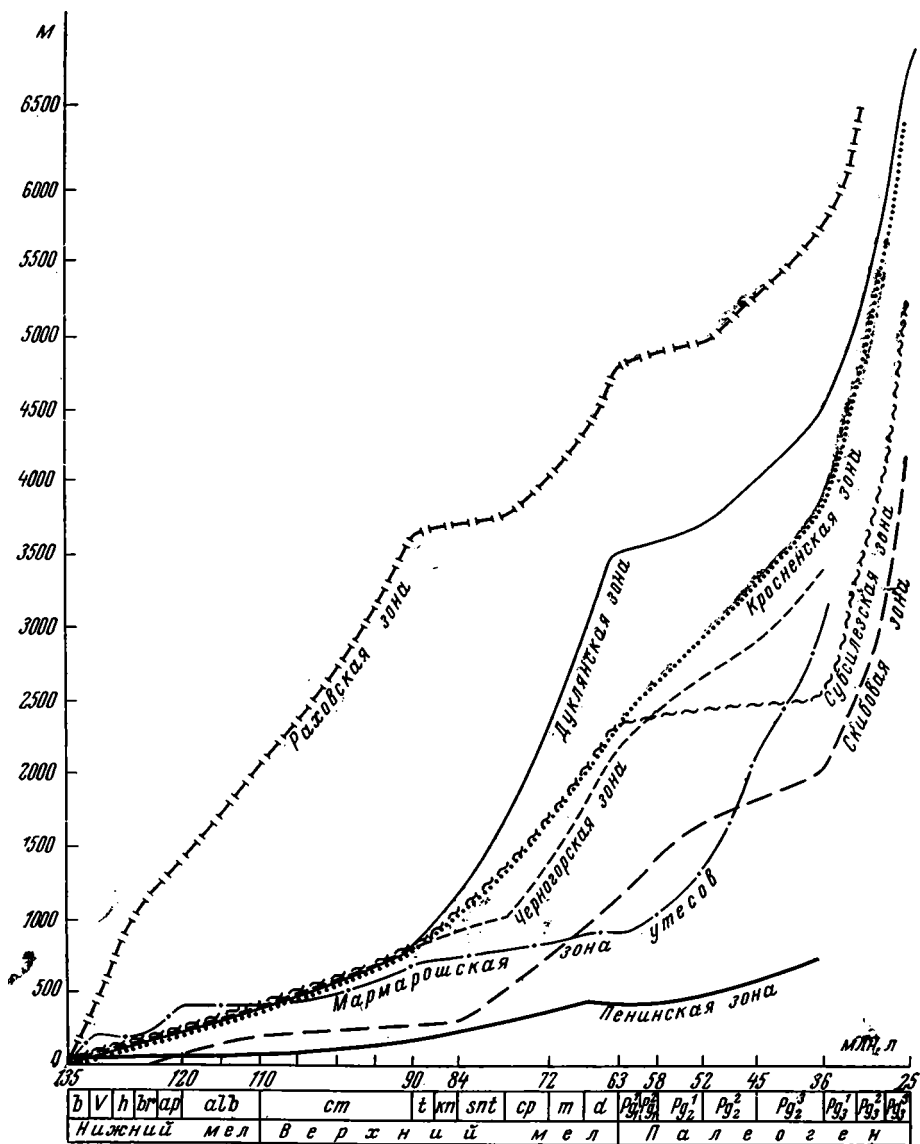


Рис. 2. График средних скоростей вертикальных тектонических движений для различных структурно-фациальных зон Советских Карпат

С наименьшей скоростью накапливались карбонатные, карбонатно-глинистые и глинистые отложения. В Пеннинской зоне сваяльская свита накапливалась со скоростью 5 м/млн. лет, тиссальская свита — 5, пуховская свита — 10; в Скибовой зоне головнинская свита — 3 м/млн. лет. Образование этих отложений происходило, по-видимому, в условиях некомпенсированного прогибания.

Мелкоритмичный глинистый флиш и другие глинистые отложения накапливались со скоростью для шипотской свиты 17 м/млн. лет, яловецкой свиты — 16, лумшорской свиты — 18, вульховчикской свиты — 14, быстрицкой свиты — 22 м/млн. лет.

Среднеритмичный песчано-глинистый флиш иногда с массивными прослоями песчаников накапливался со скоростью для стрыйской свиты 40 м/млн. лет, гнилецкой свиты — 50, пробийненской свиты — 55 и косячковской свиты — 43 м/млн. лет. Близкая к этим скоростям была

скорость роста ургонских рифов (каменелинская свита), которая составляла 33 м/млн. лет.

Грубый песчаный флиш и флишoidные отложения с невыдержанной ритмичностью накапливались со скоростью для раховской свиты 110 м/млн. лет, буркутской свиты — 78, черногорской свиты — 82, лютской свиты — 133 м/млн. лет.

С наибольшей скоростью формировался терригенно-глинистый флиш олигоценового возраста для головнинской свиты — 200 м/млн. лет, верховинской свиты — 250 и поляницкой свиты — 300 м/млн. лет.

Таким образом, анализ мощностей дает возможность количественно восстановить картину проявления тектонических движений в Советских Карпатах для мелового и палеогенового периода, а также определить среднюю скорость накопления различных типов отложений Карпатской геосинклинали.

Литература

- Афанасьев Г. Д., Рубинштейн М. М. Объяснительная записка к геохронологической шкале в абсолютном летосчислении 1964 г.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (МГК, XXII сессия, докл. сов. геол.), М., «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Изучение мощностей отложений как метод геотектонического анализа и приложение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа.— Проблемы сов. геологии, 1937, 7, № 2.
- Белоусов В. В. Мощности отложений как выражение режима колебательных движений земной коры, Сов. геология, № 2—3, 1940.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
- Беэр М. А. Тектоника юго-западной части Советских Карпат (автореф. канд. дис.), Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Бызова С. Л., Горбачик Т. Н., Маслакова Н. И. О возрасте меловых отложений Раховской зоны.— В сб.: Очерки по геологии Советских Карпат, вып. 1, Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Вассоевич Н. Б. О флише.— Матер. IV съезда Карпато-Балханской ассоциации, № 3, Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Вялов О. С. Палеогеновая система.— В кн.: Геология СССР, том 18, часть I, Карпаты, «Недра», 1966.
- Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. «Недра», Л., 1968.
- Гофштейн И. Д., Краснов Е. В. Новые данные о рифовых кораллах скалистой зоны Карпат.— Докл. АН УССР, 1966, № 1.
- Грузман А. Д., Дабагян Н. В., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Максимов Н. В., Петрашкевич М. И., Рейфман Л. М., Темнюк Ф. П., Шакин В. А. Схема стратиграфии палеогеновых отложений Украинских Карпат и прилегающих прогибов.— Палеонтол. сб., № 3, вып. 2, Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Журановский А. Г. Меловые отложения Скибовой зоны Украинских Карпат и перспективы их нефтегазоносности (автореф. канд. дис.), Львов, 1968.
- Маслакова Н. И. Глоботруканиды и их стратиграфическое значение для верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Советских Карпат. Автореф. докт. дис., Моск. гос. ун-т, 1967.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР.— Тр. геофиз. ин-та, № 3, (130), Изд-во АН СССР, 1949.
- Славин В. И. Мезозойская группа.— В кн.: Геология СССР, т. 18, Карпаты, часть I, «Недра», 1966.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1964.
- Чернов В. Г. Меловые отложения Мармарошской зоны Восточных Карпат. Автореф. канд. дис., (МГУ), 1965.
- Чернов В. Г. Стратотип соймульской свиты.— В сб.: Очерки по геологии Советских Карпат, Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Чернов В. Г. Новые данные о возрасте и происхождении Мармарошских утесов Советских Карпат.— Вестн. Моск. ун-та, серия IV, 1968, Геология, вып. 1.
- Чернов В. Г., Головань В. С. Анализ мощностей и скорость осадконакопления меловых и палеогеновых отложений Советских Карпат.— В сб.: Тезисы докладов IV научной отчетной конференции геолог. фак. МГУ. Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, т. 1, Изд-во АН СССР, 1960.
- Kukal Z. O rychlosti usazovani recentnich a fosilnich sedimentu.— Casopis min. a geol. 1957, z. 2, c. 2; Praha.
- Matejka M., Andrusow D. Prispevky ku geologii fliša v povodi Latorice a Vice v Podkarpatske Rusi. Vestus. Statn. geol. ust. Ceskoslov. Republiku, rocn. VII. Praha, 1930.
- Zuber R. Flisz i Nafta. Prace naukowa. Lwow, 1918.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24 : 553.29

И. Г. РУТШТЕЙН, В. В. СТАРЧЕНКО

НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ?

(ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В. В. ИВАНОВА И Г. М. МЕНТУВА «ТЕКТОНИКА И ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ»)¹

Рассматриваемая статья представляет попытку прояснить сложную проблему связей «руды и тектоники» и обосновать «ведущую роль тектоники при региональных металлогенических исследованиях» (стр. 66). Справедливо подчеркивая известный общий тезис о зависимости типов и характера размещения рудных районов от условий тектогенеза, авторы статьи в то же время не одобряют нынешнего состояния металлогении, при котором, по их мнению, «тектонический... принцип в большинстве случаев оказывается на втором плане» (стр. 67). Однако, развивая свои идеи (на примере Восточного Забайкалья), авторы обнаруживают своеобразное понимание «тектонического принципа» и недостаточно полно раскрывают некоторые немаловажные стороны поднятой ими темы. Это обстоятельство вынуждает нас выступить со следующими замечаниями.

1. Авторы статьи приходят к мысли, о необходимости оставить анализ типов и этапов геотектонического развития в стороне от металлогении. По их мнению, «...лучше основываться на тектонических структурах, которые могут быть реально наблюдаемы и однозначно определяемы независимо от теоретических представлений исследователей», а поэтому следует положить в основу «регионально металлогенических построений... принцип изучения относительных дорудных вертикальных перемещений тех или иных участков земной коры» (стр. 74).

В статье показано, что на практике этот принцип должен выразиться главным образом в выделении относительно приподнятых, либо опущенных участков. Каковы прочие особенности развития таких участков (запечатленные в формационном типе отложений, характере внутренней структуры, условиях магматизма и т. д.) — авторов статьи почти не интересует. «При неопределенности трактовки тектонических подразделений, лежащих в основе существующих металлогенических схем», когда, как выражаются авторы, «одни и те же районы относятся либо к одновременным этапам развития геосинклинали, либо к зонам активизации» (стр. 74), для них по существу важна лишь суммарная величина относительных вертикальных перемещений отдельных участков, будь то элементы складчатой зоны, структуры области активизации или участки платформы. Но этот «принцип» авторов статьи трудно согласовать с их собственной формулировкой общезвестного положения региональной металлогении, приведенной на стр. 66: «...областям с определенным тектоническим развитием и глубинным строением соответствуют вполне определенные ассоциации рудных и магматических образований». Возможно, авторы намерены сузить понятие тектонического развития до простого «характера вертикальных перемещений». В любом случае этот противоречиво изложенный ими подход представляется методологически неверным, ибо вопреки желанию авторов даже такие структурные формы, как прогибы и поднятия, зачастую не могут быть «реально наблюдаемы и однозначно определяемы» независимо от теоретических представлений.

2. В том, что последнее суждение справедливо, убеждает составленная авторами статьи «тектоническая схема» Восточного Забайкалья. На ней показаны «участки земной коры», отличающиеся «по знаку, времени и интенсивности вертикальных переме-

¹ Геотектоника № 6, 1970, стр. 66—76.

щений» (стр. 68) в мезозое. Районирование «по характеру вертикальных перемещений», при котором авторы, согласно их концепции, стремились быть свободными от теоретических предвзятостей, дало, мягко говоря, скромные результаты.

Согласно схеме, большая часть региона представляет своеобразные «зоны перехода от поднятий, образовавшихся в мезозое в предрудное время, к депрессиям». Любопытно, что на огромной территории между речья Шилка — Аргунь и в Даурском хребте «зоны перехода», или «краевые части поднятий», как они еще именуется в статье, существуют... без самых поднятий. Между тем давно известно, что в предрудное время (т. е. в эпоху замыкания глубоких нижнеюрских прогибов и формирования средне- и верхнеюрских поднятий, наложенных прогибов и впадин) тектонический режим в пределах обширных так называемых зон перехода был весьма неоднородным. Достаточно указать хотя бы на активизацию поднятий в области Северо-Даурского и Южно-Даурского сводов (Фогельман, 1968, и др.), интенсивный рост Борщевочного поднятия (Нагибина, 1963; Козеренко, 1960, и др.), активные восходящие движения в области Ононо-Удинского прогиба (Мушников, 1968) или Центральной синклинали зоны (Козеренко, 1960). Предрудные поднятия этих крупных зон перехода проявились более интенсивно, чем в пределах относительно стабильной внутренней части Агинского массива, которая только и отнесена В. В. Ивановым и Г. М. Мейтувом к категории «поднятий, образовавшихся в мезозое в предрудное время». Следовательно, рассматриваемая схема слишком далека от реального «характера вертикальных перемещений».

Вероятно, та же «независимость от теоретических предвзятостей» (и от известных фактических данных) позволила авторам статьи впервые в Восточном Забайкалье выделить категорию прогибов, «устойчивых в течение большей части мезозоя». До сих пор считалось (Соколов, 1940; Луцицкий, 1950; Нагибина, 1963; Козеренко, 1960; Мушников, 1968, и др.), что для Восточно-Забайкальских мезозойских прогибов характерны кратковременность и неравномерность развития. Действительно, только в одном из изображенных на схеме прогибов (Ингодино-Шилкинском) значительные погружения приходились на две эпохи — поздне триасовую и раннеюрскую, но и здесь нижняя юра отделена от верхнего триаса перерывом (охватывавшим рэт и ранний лейас) и структурным несогласием. Начиная со средней юры, рассматриваемая зона испытывала общее поднятие, на фоне которого формировались только локальные наложенные прогибы и впадины. Что касается остальных структур, причисленных авторами к той же категории «устойчивых прогибов», то здесь значительные нисходящие движения ограничивались плинсбахским и тоарским веками раннеюрской эпохи. В более позднее время в этих участках, как и в зоне Ингодино-Шилкинском прогиба, в обстановке общего дифференцированного поднятия формировались разобщенные наложенные прогибы и впадины. Авторы не поясняют, как при таких условиях можно прийти к заключению об устойчивом в течение большей части мезозоя тектоническом режиме.

Как видим, авторы статьи применяли «метод палеотектонического анализа» (стр. 68) достаточно своеобразно и «независимо», что и не позволило им в отличие от других исследователей установить даже «реально наблюдаемые и однозначно определяемые» тектонические структуры.

3. Естественно, что в процессе «палеотектонического анализа», свободного от теоретических предвзятостей, ради максимального соответствия между «определенным тектоническим развитием» и «вполне определенными ассоциациями рудных и магматических образований» авторам приходится жертвовать некоторыми существенными данными о характере размещения рудной минерализации. Вероятно, поэтому авторы статьи не принимают во внимание, что в пределах выделяемых ими «зон перехода», где развиты «наиболее сложные по составу комплексные редкометалльно-сульфидные месторождения» (стр. 68), имеются также крупные рудные узлы с минерализацией, свойственной мезозойским поднятиям в их (авторов) трактовке. Это известные многочисленные кварцево-вольфрамитовые и кварцево-касситеритовые месторождения, редкометалльные апограниты и грейзены хребта Кукульбей, редкометалльные гранитные пегматиты и кварцево-касситеритовые месторождения района ст. Оловянной, низовьев р. Онона и другие.

Подобные примеры характеризуют значительные по площади участки. Попытка же учесть эти особенности размещения рудных месторождений неизбежно привела бы авторов статьи к заключению о том, что составленная ими тектоническая схема мало пригодна для «регионально-металлогенических построений».

4. Еще одной особенностью аргументации авторов статьи является не вполне точное изложение взглядов других исследователей. Они пишут: «Кроме изучения влияния регионально-тектонического фактора на размещение оруденения нами был произведен также анализ таких факторов рудообразования, как состав вмещающих пород, время, глубина, температура, эрозионный срез, которым предыдущие исследователи приписывали решающую роль в появлении и пространственном размещении тех или иных металлов и типов месторождений» (стр. 70). Не говоря уже о том, насколько странно видеть в числе факторов эндогенного рудообразования эрозионный срез, позволим себе напомнить, что среди не названных авторами «предыдущих исследователей» Восточного Забайкалья были С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин. Если поверить авторам статьи, то эти основоположники металлогении, так же как и Г. Л. Падалка (1964), Е. А. Радкевич (1967), В. Н. Козеренко (1960), Д. И. Горжевский (1960), Горжевский и Козе-

ренко (1956), Г. И. Князев (1968), В. С. Кормилицын и др. (1963), Н. А. Фогельман (1968) и другие в своем металлогеническом анализе Восточного Забайкалья «приписывают решающую роль» чему угодно, только не тектоническим закономерностям. Разве авторам неизвестно, что еще С. С. Смирнов (1944), анализируя возможные причины поясового распределения оруденения в Восточном Забайкалье, в первую очередь констатировал «отличия всех трех рудных поясов и в отношении структуры, и в отношении положения в зоне молодой складчатости, и в отношении металлогенных интрузий и литологии» (стр. 85)? Что заставляет авторов статьи проходить мимо таких, например, общих выводов, полученных «предыдущими исследователями» на материалах по Восточному Забайкалью: «...Основная причина зонального размещения рудных месторождений в пределах рудных провинций заключается в различном ходе геологического развития главнейших их структурных элементов — длительно развивающихся структур...» (Козеренко, 1960, стр. 443)? Наконец, желают ли авторы отрицать те обстоятельства, что «в области изучения эндогенных месторождений возрастные особенности их распределения обычно рассматривались в связи с ходом тектонического процесса, и соответственно выведенные закономерности являются здесь по своему существу тектоническими» (Херасков, 1966, стр. 391)?

Нельзя согласиться и с утверждением авторов статьи, будто (сохраняем особенности синтаксиса) «...сближенность времени инверсии и оруденения в пределах этой области приводили многих исследователей (Козеренко, Старченко, 1963 и др.) к выводу, что оловянное и вольфрамовое оруденение связано с прогнутой структурой, не учитывая того, что непосредственно перед оруденением эта территория представляла собой поднятие» (стр. 70). В противовес подобному взгляду авторы доказывают, что оловянные и вольфрамовые месторождения расположены «в участках земной коры, первоначально интенсивно прогибавшихся и испытавших инверсию незадолго до оруденения». В действительности, прежние выводы большинства геологов о совпадении оловянно-вольфрамовых металлогенических зон с геосинклинальными прогибами, выполненными терригенными толщами (а не с невнятными «прогнутыми структурами»), были обусловлены не «сближенностью времени». Во многих работах (Горжевский, Горжевский и Козеренко 1956; 1960; Козеренко, 1960; Радкевич, 1967, и др.) речь шла по существу о зависимости характера пространственного размещения рудных районов от условий геосинклинального развития. Авторы статьи могли бы убедиться, что «многие исследователи» достаточно ясно представляли себе и характер структур, образовавшихся в предрудное время на месте геосинклинальных прогибов и поднятий. Заблуждение авторов статьи, будто «многие исследователи» не учитывали, что в предрудные стадии имела место инверсия тектонических движений, рассеивается уже работами С. С. Смирнова (1944). Здесь уместно обратить внимание и на такой, например, вывод: «Для Центральной и Северо-Западной синклинальных зон характерны наиболее активные предверхнеюрские движения. Представляя собой в верхнем триасе, а также в нижней — средней юре интенсивно прогибающиеся площади, они в верхнеюрский этап стали уже относительно приподнятыми зонами. Этим синклинальным структурам свойственно наиболее глубинное предверхнеюрское оруденение» (Козеренко, 1960, стр. 456). Поскольку в данном случае речь идет именно об оловянном и вольфрамовом оруденении, можно видеть, что тектонические условия его размещения анализировались исследователями Восточного Забайкалья не совсем так, как это представляется авторам статьи.

Подобных примеров излишне свободной интерпретации взглядов других исследователей в статье необычно много.

5. Как отмечают В. В. Иванов и Г. М. Мейтув, их исследованиями в Восточном Забайкалье была «...выявлена регионально-геохимическая специализация участков земной коры с различным характером вертикальных перемещений» (стр. 68). Она выражается в основном «в приуроченности гранитоидного магматизма и редкометалльной минерализации к поднятиям¹, а руд цветных металлов — к прогибам» (стр. 68). Но еще С. С. Смирнов (1944) выдвинул представление о связи оловянно-вольфрамового рудного пояса Восточного Забайкалья с Центральной антиклинальной структурой, возникшей в результате мезозойского тектогенеза в зоне геосинклинального прогиба, а молибденово-золотого и полиметаллического рудных поясов — с окраинными синклинальными структурами, развившимися на месте относительных поднятий. В этих взглядах С. С. Смирнова и заключены те идеи, которые составляют существо «нововведения» авторов статьи. Отличием последнего служит замена действительного тектонического анализа поверхностными рассуждениями о «направленности вертикальных перемещений». При этом делу не помогают ни попытка учета домезозойской истории развития (ибо все, что авторы сообщают по этому поводу, выглядит слишком неконкретно), ни общие фразы о важной роли глубинного строения земной коры.

Заслуживает особого упоминания то обстоятельство, что там, где авторы переходят к геохимическим аспектам рассматриваемой проблемы, можно почерпнуть ценные обобщения. К ним относятся в первую очередь выводы о целесообразности использовать при региональном металлогеническом анализе наиболее укрупненные геохимиче-

¹ К поднятиям, «образовавшимся в мезозое в предрудное время», подчеркивают авторы в других местах статьи.

ские группировки эндогенных месторождений (лиитофильные, лиитофильно-халькофильные, халькофильные и пр.). Такая систематика может включать рудные формации в качестве более дробного подразделения. Ее достоинство — в возможности достигнуть эквивалентной степени абстракции как геохимических типов рудных месторождений, так и типов геотектонического развития. Именно поэтому тектоническое районирование только по направленности вертикальных перемещений, которое пропагандируется авторами статьи, не использует возможностей подобной классификации.

Название статьи намного шире ее содержания. Принципиально важные заключения о характере соотношения эндогенного рудообразования и тектоники, наподобие того что дано в аннотации к статье, при ближайшем рассмотрении оказываются не более чем перефразировкой известных общих выводов, принадлежащих специалистам в области тектоники и металлогении. Там, где поставленная тема требует глубокого анализа и новых обобщений, читателям предлагаются неудачно сформулированные трюизмы вроде: «при региональных металлогенических исследованиях главная роль принадлежит тектоническому фактору» (стр. 74). На деле этот фактор авторы статьи сводят к «вертикальным перемещениям», тем самым ограничивая его роль. Намереваясь развить металлогеническую теорию, авторы статьи избегают теоретических представлений, как только дело касается тектонического районирования. Все это странным образом сочетается с упреками в адрес металлогении по поводу пренебрежения «тектоническим принципом».

Статья в неверном свете представляет современное состояние теории и практики металлогенических исследований, в частности, в Восточном Забайкалье. Подобное направление не может быть признано удачным — такой ответ следует дать на вопрос, поставленный в заголовке.

Литература

- Билибин Ю. А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья. Избр. труды, т. 3. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Горжевский Д. И. Тектонические закономерности размещения отдельных типов рудных поясов.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 1.
- Горжевский Д. И. и Козеренко В. Н. О некоторых закономерностях размещения полиметаллических и редкометалльных провинций. Докл. АН СССР, 1956, т. 107, № 5.
- Князев Г. И. Тектонические структуры и рудная зональность.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III, Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Кормилицин В. С., Тихомиров Н. И., Шталь Н. В., Шилин Д. М., Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Луцицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, М., 1950.
- Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Тр. Ун-та им. П. Лумумбы. М., 1968, т. 39, вып. 2.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 6.
- Радкевич Е. А. Металлогения Востока СССР. В сб.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. «Наука», М., 1967.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, М.—Л., 1944.
- Соколов Д. С. Основные черты геологической истории Восточного Забайкалья.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1940, т. 18, 5—6.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, М., 1968, вып. 84.
- Херасков Н. П. О связи полезных ископаемых с тектоническими структурами континентальной части Евразии.— В кн.: Тектоника Евразии. «Наука», М., 1966.

Читинское территориальное
геологическое управление

Статья поступила
17 мая 1971 г

ОТВЕТ НА КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ И. Г. РУТШТЕЙНА, В. В. СТАРЧЕНКО

Проблема региональных закономерностей размещения эндогенных полезных ископаемых, несмотря на ее огромное народно-хозяйственное значение, все еще далека от решения. Вопрос связи тектоники и рудообразования в этой проблеме является одним из ведущих.

В качестве наиболее рационального подхода к установлению связей тектоники и эндогенного рудообразования при металлогенических исследованиях отдельных рудных провинций в нашей статье¹ на примере Восточного Забайкалья обоснуется принцип использования истории вертикальных перемещений конкретных участков земной коры — непосредственно прерудной (мезозойской) и более ранней (палеозойской) суммы вертикальных тектонических перемещений. Такой подход позволил установить, что участкам земной коры с определенной комбинацией вертикальных движений присущи свои металлы и типы месторождений. Так, например, участкам земной коры, испытывавшим в палеозое или раннем мезозое интенсивное погружение, а затем перед орудением воздымавшимся, свойственна оловянно-вольфрамовая минерализация и кислый магматизм. В районах длительного воздымания, охватывающего мезозой и более ранние периоды, характерно проявление флюорита, руд редких элементов и более щелочных гранитоидов. С площадями, часто погружавшимися в палеозое и мезозое, связаны месторождения золота, сурьмы, ртути и изверженные породы повышенной основности.

Минералого-геохимический состав месторождений различных металлов (тип минерализации) также обусловлен характером вертикальных тектонических движений и положением месторождений относительно границ раздела различных блоков. Сульфидная и сульфосоляная (Au, Pb, Zn, Ag, Sb, Hg) минерализации развиты в пределах мезозойских депрессий; кварцевая и кварцево-редкометалльная (бессульфидная) (Sn, W, Ta, F) — в мезозойских поднятиях в наибольшем удалении от депрессионных зон и редкометалльно-сульфидная (Mo, Sn, Au, Pb, Zn, Bi и др.) — в переходных участках от поднятий к депрессиям.

Установленные связи определенных металлов, типов их месторождений и магматических пород с участками земной коры определенной комбинации вертикальных перемещений дали возможность судить о рудоносности менее изученных площадей Восточного Забайкалья и нарисовать общую картину перспектив металлоносности этого региона. Тектоническое районирование, выделение участков с различной историей вертикальных движений в мезозое и палеозое осуществлялось нами с помощью анализа и синтеза существующих палеотектонических и палеогеографических схем по различным периодам дорудной истории. Фактическим материалом по металлоносности и геохимии пород и руд послужили многочисленные данные Читинского геологического управления и других организаций.

Наряду с материалами по Восточному Забайкалью в статье были привлечены данные по другим регионам, которые в целом показывают те же зависимости характера оруденения и магматизма с историей вертикальных перемещений рудных районов. На основании обобщения всех этих данных была предложена геолого-геохимическая систематика эндогенных месторождений, учитывающая общие геотектонические условия их размещения.

Это и есть основные научные положения и методические приемы нашей статьи, цель которой — выявление связей динамики вертикальных тектонических перемещений и химизма различных эндогенных образований, для того чтобы наметить наиболее рациональные приемы прогнозирования и поисков месторождений.

И. Г. Рутштейн и В. В. Старченко высказывают ряд критических замечаний о нашей статье, сущность которых сводится к следующему. Они утверждают, что предлагаемые приемы региональных металлогенических исследований методологически неверны и что при рассмотрении закономерностей размещения месторождений Восточного Забайкалья искажена существующая картина тектонического развития этого региона и его металлогении.

Отвечаем на имеющиеся в отзыве замечания.

1. Нас упрекают в игнорировании общепризнанного тектонического подхода — анализа типов и этапов геотектонического развития, в подмене его рассмотрением лишь истории вертикальных перемещений. Это утверждение не соответствует действительности. Мы специально подчеркнули необходимость учета специфики таких крупных тектонических элементов, как платформы, срединные массивы, геосинклинальные и другие области (стр. 73—74). Но статья не преследовала цель рассмотрения различий металлогении этих крупных тектонических подразделений, мы занимались анализом связей тектоники и рудообразования в пределах конкретных рудных провинций. Это совсем

¹ Геотектоника, № 6, 1970, стр. 66—76.

другой масштаб исследований и соответственно должны рассматриваться тектонические элементы другого порядка.

Предпочтение, которое мы отдаем при тектоническом районировании Забайкалья анализу истории вертикальных перемещений, а не возрасту завершения складчатости, нам представляется оправданным. Известны большие трудности установления возраста завершения складчатости и районирования отдельных регионов по этому принципу. Аналогичные затруднения возникают и при расчленении отдельных регионов на участки различной геотектонической принадлежности (геосинклиналь, зона активизации и т. д.). Предлагаемый нами подход анализа истории вертикальных перемещений, хотя, как правильно отмечают рецензенты, и не дает возможности выделять структуры, которые могут быть «реально наблюдаемы и однозначно определяемы», но тем не менее вызывает меньше разночтений (о чем свидетельствует сходство палеотектонических схем различных исследователей). Этот метод оказался достаточно рациональным при рассмотрении закономерностей размещения эндогенных месторождений и изверженных пород. Несомненно, при учете истории вертикальных перемещений того или иного участка и его рудоносности кроме рассмотрения знака этих движений необходимо принимать во внимание их продолжительность и интенсивность. Немаловажное значение имеет и характер сочленения структур разного знака перемещения (резкий, ступенчатый). Все это подчеркивалось нами в статье (стр. 68, 69, 70, 72). Мы также пытались показать наличие взаимосвязи истории вертикальных перемещений с особенностями осадконакопления и магматизма (стр. 71—73). Странно, почему рецензенты пишут, что нас все эти вопросы совсем не интересуют?

2. Ряд замечаний высказывается по поводу приведенной в статье тектонической схемы распространения различных геолого-геохимических групп месторождений и мезозойских изверженных пород Восточного Забайкалья. Действительно, подрисовочная подпись № 4—7 «зоны перехода от поднятия, образовавшихся в мезозое в предрудное время, к депрессиям с редкометалльно-сульфидной минерализацией...» неполно раскрывает тектоническое содержание этих зон. Редкометалльно-сульфидное оруденение приурочено к мезозойским поднятиям, а в пределах наиболее крупных из них приурочено к краевым частям, на что указывается в тексте (стр. 68, 72). В этом смысле зоны распространения редкометалльно-сульфидной минерализации являются первичными: от площадей с кварцево-редкометалльным оруденением в центральных частях крупных изометричных мезозойских поднятий (например, Агинское поле) к районам мезозойских депрессий с сульфидно-сульфосольным оруденением, как это и указано на схеме.

Многочисленные замечания о неправомерности выделенной на схеме категории структур «прогибов, устойчивых в течение большей части мезозоя» нам непонятны. Общеизвестный факт, что в Восточном Забайкалье мезозойские депрессии формировались в весьма неустойчивом режиме, когда периоды погружения сменялись поднятиями, мы не отрицаем. Но опять-таки нельзя не учитывать масштаба наших построений. При необходимости уловить самые главные отличительные особенности тектонической истории различных участков земной коры для всего Восточного Забайкалья мы, естественно, не могли отразить на схеме все тонкости их развития и умышленно предельно их генерализовали. Например, в категории мезозойских прогибов («устойчивых в течение большей части мезозоя») на основании существующих палеотектонических схем нами были включены территории, которые в нижней юре характеризовались интенсивным осадконакоплением, а в среднеюрское и средне-верхнеюрское время нередко представляли собой слабые поднятия, которые, однако, мы считали возможным противопоставить соседним районам весьма интенсивных юрских поднятий.

3. Игнорирование масштаба наших построений приводит рецензентов и к выводу о непригодности предлагаемой тектонической схемы для региональных металлогенических построений в целом. Этот вывод делается на примере единичных месторождений, якобы не укладывающихся в предлагаемую нами общую картину размещения в Восточном Забайкалье различных металлов и типов их месторождений. Разумеется, что на предлагаемой мелкомасштабной схеме могли быть отражены лишь главные общие тенденции связи оруденения, магматизма и тектоники. Поэтому, мы, естественно, не могли показать на ней индивидуальные особенности каждого локального участка, определяемых конкретной геологической обстановкой. Рассматриваемые структуры имеют сложное строение. В их пределах могут быть выделены блоки разных порядков, испытывавших вертикальные перемещения разной амплитуды. Немаловажное значение имеет конфигурация блоков, их размер и характер границ. Все это, как подчеркивалось в статье (стр. 69), оказывает существенное влияние на специфику рудоносности отдельных участков.

4,5. Высказывание рецензентов, что наши «нововведения» по металлогении Забайкалья близки идеям С. С. Смирнова, мы считаем правильным. Действительно, в работе «Очерк металлогении Восточного Забайкалья» (1944) он отметил приуроченность месторождений олова, вольфрама и кислых гранитоидов к мезозойским антиклиналям, а золота, свинца, цинка и более основных пород — к синклиналям. Кроме того, С. С. Смирнов особо подчеркнул, что в более ранние эпохи мезозоя участки синклиналей были представлены антиклиналями и наоборот. Мы в своих построениях расширили этот подход учета комбинации дорудных вертикальных движений и сделали его основополагающим при металлогеническом районировании. Нами были привлечены кроме данных по мезозойской истории также сведения о характере палеозойских вер-

тикальных перемещений. На основе учета различных комбинаций вертикальных движений в палеозое и мезозое удалось более подробно расчленить основные пояса, выделяемые С. С. Смирновым, и наметить в них участки различного металлогенического облика.

Вместе с тем нельзя согласиться с заключением И. Г. Рутштейна и В. В. Старченко, что все эти идеи С. С. Смирнова (а равно и наши «нововведения») давно общепризнаны и учитываются во всех существующих работах, ссылки на которые они приводят в отзыве. Постараемся показать, что это не так, примерами из этих же работ.

С. С. Смирнов (1944, стр. 11): «Так, Пришилкинская синклиналиная структура частично совпадает с областью широкого развития молибденово-золотого и полиметаллического оруденения, Центральная антиклиналиная — олово-вольфрамового, Приаргунская синклиналиная — полиметаллического. Характерно при этом, что и в отношении оруденения наблюдается некоторое сходство между Пришилкинской и Приаргунской структурами. Любопытно и заслуживает специального упоминания то обстоятельство, что в предверхнеюрское время распределение основных синклиналиных и антиклиналиных единиц было как раз обратным. В самом деле, на месте Центрального антиклиналиного поднятия был геосинклиналиный прогиб, занятый юрским морем; на месте же синклиналиных структур — соответственные им антиклиналиные».

В. Н. Козеренко и В. В. Старченко (1963, стр. 508): «В связи с кислыми и ультракислыми гранитами, широко развитыми в пределах синклиналиных прогибов, формируются многочисленные оловянно-вольфрамовые месторождения кварцево-касситеритово-вольфрамитовой формации и другие редкометалльные образования. В Приаргунской краевой антиклиналиной зоне, пространственно ассоциируясь с гипабиссальными интрузиями, встречаются многочисленные сложные полиметаллические и мышьяково-полиметаллические и мышьяково-золотые месторождения».

В. С. Кормилицын, Н. И. Тихомиров, Н. В. Шталь и др. (1963, стр. 504): «Рудная минерализация периода главной складчатости представлена редкометалльными месторождениями, генетически связанными с кислыми гранитоидами, локализованными в пределах юрского прогиба. Значительно более широким распространением пользуются золотые и молибденовые месторождения, связанные с интрузиями постскладчатого периода. Эти месторождения распространены главным образом в пределах жесткого обрамления мезозойской (юрской) складчатой зоны...».

Г. Л. Падалка (1964, стр. 80): «Магматические тела кукульбейского комплекса сформировались главным образом в пределах геосинклиналиной зоны, сложенной в основном средне-верхнепалеозойскими терригенными толщами и гранитоидами. Породы амуджикано-шахтминского комплекса почти целиком разместились в геоантиклиналиных зонах, где развиты более древние образования».

Д. И. Горжевский (1960, стр. 82): «Таким образом, в пределах Восточного Забайкалья еще в палеозое наметились две структурно-фациальные зоны. Одна из них Приаргунская — область слабого прогибания и преобладания геоантиклиналиных фаций, другая Центральная — область интенсивного прогибания и накопления мощных толщ геосинклиналиных осадков. В юрский период геосинклинали, возникшая на месте палеозойской складчатой области, унаследовала характер палеозойских структур. Приаргунская зона по-прежнему была районом слабого прогибания, а Центральная синклиналиная — значительно более интенсивного. Полиметаллические месторождения, сформированные в Восточном Забайкалье в верхнеюрский период, целиком разместились в структурах Приаргунской зоны, в то время как оловородные и вольфрамовые месторождения, часть которых образовалась в верхнепалеозойское время, а главная масса, вероятно, в верхнеюрское время, оказались локализованными исключительно в пределах Центральной зоны Восточного Забайкалья...».

Н. А. Фогельман (1968, стр. 123, 124, 181): «Так, для Восточного Забайкалья установлен верхнеюрский возраст оловоносных интрузий кукульбейского комплекса, приуроченных к зоне юрского наложенного прогиба и распространившихся на территории Агинского массива». «Устанавливается, что золото-молибденовый рудный пояс, выделенный в свое время С. С. Смирновым, структурно связан с развитием Северо-Даурского свода».

И. Г. Рутштейн и В. В. Старченко пишут в отзыве, что в цитированных и других работах исследователи достаточно ясно представляли себе характер структур, образовавшихся в предрудное время на месте геосинклиналиных прогибов и поднятий и одновременно, что эти выводы не противоречат взглядам С. С. Смирнова.

Из приведенных цитат следует, что С. С. Смирнов по-другому характеризовал тектоническое положение месторождений. Он подчеркивал приуроченность оловянно-вольфрамового пояса к геоантиклиналиной структуре, а полиметаллического и золото-молибденового — к синклиналиным, тогда как другие цитируемые нами авторы утверждают обратное. Такое противоречие связано с тем, что С. С. Смирнов делал акцент на характер структур, имевший место непосредственно перед оруденением, в то же время подчеркивая их знак и в более ранние эпохи мезозоя, тогда как другие акцентировали внимание только на последнем.

Как могли не заметить этого рецензенты, которые пытаются убедить читателя, что при металлогеническом анализе все исследователи учитывают всю предрудную историю вертикальных перемещений. Приведенная в отзыве И. Г. Рутштейна и В. В. Стар-

ченко выдержка из работы В. Н. Козеренко (1960, стр. 451) свидетельствует не в их пользу. Согласно этой цитате, оловянно-вольфрамовая минерализация имеет предверхнеюрский возраст, приурочена к синклинальным структурам верхнего триаса и нижней — средней юры, претерпевшим инверсию в верхнеюрское, т. е. пострудное время.

На замечание И. Г. Рутштейна и В. В. Старченко, что всеми исследователями Восточного Забайкалья в определении металлогенического облика ведущая роль при дается тектонике, опять же приведем ссылку из работы автора, на которого они ссылаются в подтверждение своего заключения. Н. А. Фогельман (1968, стр. 124): «Таким образом, не исключено, что положение оловянно-вольфрамового рудного пояса Забайкалья в большей мере определяется литологическими особенностями субстрата, чем характером тектонического режима, существовавшего в период рудообразования».

Мы не случайно более подробно остановились на этой части отзыва. Указанные разногласия, которые обходят И. Г. Рутштейн и В. В. Старченко, имеют принципиальное значение при оценке перспектив рудоносности Восточного Забайкалья.

При предлагаемом учете непосредственно предрудных и более ранних вертикальных тектонических движений площади, подлежащие поискам месторождений определенного металла и типа, резко сокращаются. Например, если исходить только из представлений о приуроченности олова и вольфрама к области Центральной геосинклинальной зоны, то общая площадь, перспективная на это оруденение, составит около 60% от рассматриваемой территории Восточного Забайкалья. Если же учитывать в пределах нее участки, характеризующиеся наиболее длительным и интенсивным режимом прогибания в палеозое (раннем мезозое), а в них выделять как особо перспективные только мезозойские поднятия, то общая площадь, подлежащая поискованию, сократится более чем в два раза. Проведенный нами анализ показал, что именно на участках с такой историей вертикальных перемещений сосредоточено более 90% известных месторождений олова и вольфрама. Аналогичный эффект получается при подобном рассмотрении размещения месторождений и остальных металлов и их типов.

Отвечая на заключение рецензентов, что наша «статья в неверном свете представляет современное состояние теории и практики металлогенических исследований, в частности в Восточном Забайкалье», приведем некоторые дополнительные материалы, иллюстрирующие справедливость наших построений.

В развитие основных положений нашей статьи в 1969 г. была составлена такая же, но в большем масштабе (1 : 1 000 000) схема, отражающая динамику вертикальных тектонических движений Восточного Забайкалья в мезозойское и домезозойское время. Все имевшиеся фактические материалы по рудоносности и магматизму Восточного Забайкалья были сопоставлены с этой схемой. Учтены сотни месторождений и рудопроявлений различных металлов, многие тысячи точек металлотрических аномалий различных категорий, сведения по минеральному составу и химизму руд более трехсот месторождений семидесяти четырех рудных полей; тысячи анализов магматических пород (Иванов, Мейтун, 1972). Специальная статистическая обработка всех этих материалов, выполненная Г. Б. Мотуза по специальной программе с высокой степенью надежности, показала наличие связей пород и руд определенного состава с выделенными нами участками определенной комбинации дорудных палеозойских и мезозойских вертикальных перемещений. Связи эти очень высоки, от 70 до 90% месторождений соответствующего металла и типа сосредоточено на соответствующих довольно ограниченных площадях. Эти закономерности были проверены и в более крупном масштабе (1 : 200 000—1 : 50 000) в главных рудных узлах и также получили подтверждение.

Статистическая проверка распределения точек минерализации и выходов магматических пород показала наличие устойчивых связей не только с площадями участков земной коры определенной истории развития в целом, но и с показанными на схеме их границами. Выявление таких связей позволило наметить определенные закономерности размещения промышленных рудных узлов в зависимости от этих тектонических границ. Сопоставление предложенных на этой основе прогнозных оценок с гораздо более крупномасштабными прогнозами ЦГУ и других организаций показало большую действенность наших региональных построений. Все эти результаты неоднократно рассматривались на научно-технических совещаниях в Читинском геологическом управлении, горно-обогатительных комбинатах и экспедициях. Во всех случаях они были оценены положительно, и это известно авторам отзыва. В одном из протоколов редколлегии НТС ЦГУ за 1970 г., составленном с участием И. Г. Рутштейна и под председательством В. В. Старченко, отмечено, что с помощью предлагаемой методики прогнозированы новые рудные районы, а для ряда известных рудных узлов указана возможность нахождения новых металлов и типов месторождений. В этом же документе отмечается рациональность предлагаемой методики, а также, что приводимая нами тектоническая схема составлена на основе имеющихся палеотектонических и палеогеографических схем. Как все это увязать с этим отзывом и заключением И. Г. Рутштейна и В. В. Старченко, что наши построения не соответствуют известным фактическим данным и мало пригодны для металлогенических исследований?

Вместе с тем мы не считаем, что проведенное нами исследование полностью завершено и не содержит уязвимых мест. Из-за недостаточной геологической изученности истории развития некоторых районов Восточного Забайкалья, спорности возрастных градаций и мощностей ряда осадочных толщ и их палеограниц, интерпретация характера вертикальных перемещений для ряда мест весьма условна. Особенно большие

трудности в расшифровке геологической истории возникают в районах широкого развития древних метаморфических образований. Мелкомасштабность существующих леотектонических построений (м-б 1:1 500 000 и мельче) ограничивает масштаб геологических схем. На их детальности отрицательно сказывается также неравномерность сведений по различным периодам геологической истории Восточного Забайкалья. Во многих случаях не имеется надежных сведений об амплитуде и скорости вертикальных перемещений в отдельных участках в отдельные периоды, в связи с чем этот важный критерий при анализе рудоносности территорий еще достаточно полно учтен быть не может. Необходимо также стремиться, чтобы характеристика вертикальных перемещений включала все особенности осадконакопления, свидетельствующие о режиме протекавших тектонических процессов. Далеко не исчерпаны возможности временных подразделений истории вертикальных перемещений при анализе их связей с рудоносностью. Кроме принятого нами предельно обобщенного рассмотрения тектонических движений в мезозое и палеозое дополнительные закономерности, возможно, удастся выявить при более дробном членении. При этом необходимо учитывать, что различные периоды истории, предшествующие оруденению, по-разному сказываются на рудообразовании. Все геолого-геохимические построения, о которых идет речь, являются вероятностными и требуют статистической количественной оценки. Наверное, это далеко не полный перечень вопросов, которые требуют дальнейшей разработки.

Заканчивая наш ответ на отзыв И. Г. Рутштейна и В. В. Старченко, отметим, что нельзя при рассмотрении геологических построений не обращать внимания на их масштаб и основную цель, подменять главное частным и не учитывать, что основным критерием справедливости научных выводов по металлогении является совпадение данных по тектонике, рудоносности и магматизму при их совместном рассмотрении.

Литература

- Горжевский Д. И. Тектонические закономерности размещения отдельных типов рудных поясов.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 1.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. «Недра», 1972.
- Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Козеренко В. Н., Старченко В. В. Металлогения Центрального и Восточного Забайкалья.— В сб.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кормилицын В. С., Тихомиров Н. И., Шталь Н. В. и др. Основные особенности металлогении Забайкалья. В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 6.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат. 1944.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Статья поступила
16 ноября 1972 г.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, 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,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор *Т. Ф. Дашкова*

Сдано в набор 8/1-1973 г.	Т-02757	Подписано к печати 5/111-1973 г.	Тираж 1860 экз.
Зак. 5336	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Усл. печ. л. 11,2	Бум. л. 4
			Уч.-изд. листов 12,8

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

Цена 1 р. 20 к.

В 232

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42

МАКАРЦЕВУ Г В

70228

1-12

Индекс
70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати книга:

ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ ФунДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ 12 л. 1 р. 30 к.

В сборнике рассмотрены общие методологические проблемы районирования платформ, расчленения слагающих их минеральных масс. Проведен сравнительный анализ геосинклинальных нескладчатых комплексов развитых в пределах древних платформ. Приводятся новые данные по тектонике Сибирской и Африканской платформ и их отдельным структурным элементам. Рассмотрен механизм формирования трапповых впадин.

Работа предназначена для широкого круга геологов и студентов геологических специальностей.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Матина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

