

volynskiy

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1968

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1968

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| И. В. Кириллова. Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны южного склона Большого Кавказа | 3 |
| В. С. Буртман. О горизонтальных складках | 19 |
| ✓ Е. Н. Меланхолина. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии | 32 |
| И. А. Воскресенский, К. Н. Кравченко, Б. А. Соколов. Тектоника Западного Пакистана | 51 |
| ✓ В. Н. Соколов, А. А. Красильщиков, Ю. Я. Лившиц. Тектоника архипелага Шпицберген | 65 |
| Ю. В. Чудинов. К вопросу об альпийской складчатости Тувы | 83 |
| ✓ Г. М. Левитан, В. И. Чернявский. Тектоника северо-восточной части Удского прогиба (Западное Приохотье) | 103 |

Краткие сообщения

| | |
|---|-----|
| М. И. Рустамов. Новые данные о тектоническом строении Южного Зангезура | 117 |
| М. А. Камалетдинов, А. Ш. Кудашев. О новых надвигах на западном склоне Урала | 124 |
| Л. В. Эйриш. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области | 128 |
| ✓ Ф. Р. Лихт. Новые данные о Фудзино-Иманском и Синкайском разломах (Сихотэ-Алинь) | 132 |
| А. В. Вихерт, Н. С. Курбатова. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества | 136 |

Хроника

| | |
|---|-----|
| М. С. Нагибина, Ю. А. Трапезников. Проблемы тектоники Сибири и Дальнего Востока (Итоги Якутской сессии, г. Якутск, 25 августа — 8 сентября 1967 г.) | 137 |
| И. П. Палей. Вопросы тектоники на Киевском симпозиуме по докембрию | 142 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| I. V. Kirillova. On the formation of minor disharmonic folds on example of the flysch zone of Caucasus southern slope | 3 |
| V. S. Burtman. On horizontal folds | 19 |
| E. N. Melankholina. On comparative tectonics of Western Sakhalin, Hokkaido, Taiwan and California | 32 |
| I. A. Voskresensky, K. N. Kravchenko and B. A. Sokolov. The tectonics of Western Pakistan | 51 |
| V. N. Sokolov, A. A. Krasilshchikov and Yu. Ya. Livshitz. The tectonics of the Spitsbergen Archipelago | 65 |
| Yu. V. Chudinov. On the Alpine orogeny in the Tuva | 83 |
| G. M. Levitan and V. I. Chernyavsky. The tectonics of north-eastern Udskiy basin | 103 |

Short Communications

| | |
|---|-----|
| M. I. Rustamov. New evidence on the tectonics of southern Zangezur | 117 |
| M. A. Kamaletdinov and A. Sh. Kudashev. On a thrustfault recently found on the western side of the Urals | 124 |
| L. V. Eirish. Dome — like structures within the Mongolo-Okhotskaya orogenic zone | 128 |
| F. R. Likht. New evidence on the Fudzino-Shmanskiy and Sinkayskiy faults (Sikhote-Alin) | 132 |
| A. V. Vikhert and N. S. Kurbatova. Modelling of folds produced by material's volume enlargement | 136 |

Current Events

| | |
|---|-----|
| M. S. Nagibina and Yu. A. Trapeznikov. Summary of the Yakutsk session dedicated to the problems of the tectonics of Siberia and the Far East | 137 |
| I. P. Paley. Tectonic problems on the Kiev simposium dedicated to Precambrian | 142 |

УДК 551.24(234.91)

И. В. КИРИЛЛОВА

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛКИХ ДИСГАРМОНИЧНЫХ СКЛАДОК НА ПРИМЕРЕ ФЛИШЕВОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Рассматриваются особенности строения и развития мелких дисгармоничных складок, распространенных во флишевых толщах. Подчеркивается сочетание черт, характерных для деформаций в мягких неконсолидированных осадках, и типичная особенность тектонических деформаций — подчиненность общему региональному плану.

Анализ деталей мелких элементов структуры показывает, что тектонические деформации начали развиваться, когда еще не все слои были полностью литифицированы и развивались дифференцированно: по-разному в слоях различной степени литификации. Некоторое наложение деформаций разного типа не связано с проявлением новых тектонических фаз, а является следствием развития относительно непрерывного процесса деформации толщи при одном и том же плане тектонических напряжений в условиях постепенного изменения состояния слагающих ее слоев.

Среди большого разнообразия складчатых форм, в очень общем виде объединяемых термином «дисгармоничная складчатость», пожалуй, наименее изученными являются складки, представляющие крайнюю степень дисгармонии, когда мелкоскладчатым является только один пласт, а в окружающих его породах мелкие складки либо резко затухают и вверх и вниз по разрезу, либо даже не намечаются (рис. 1).

В геологической литературе за такими складками в метаморфизованных толщах закрепилось название «складки волочения». Авторы, использующие этот термин, без особых доказательств принимают, что эти складки возникают в пластичных породах, залегающих между пластами, более жесткими при относительном проскальзывании последних в ходе формирования более крупных складок. Несмотря на достаточную распространенность этого термина, предусматриваемый им механизм не был обоснован теоретически или хотя бы показан экспериментально.

Между тем, если даже допустить, что волочение при скольжении может породить складки, практически в большинстве случаев не обнаруживаются те мощные пласты, перемещение которых должно было привести механизм в действие (Кириллова, 1949). Как подчеркивалось уже неоднократно (Sitter, 1957, 1958), это название вообще неприемлемо, поскольку такие складки очень типичны не только для крыльев, но и для замков более крупных складок, где скольжение по напластованию не обнаруживается даже сторонниками упомянутого выше механизма и где, следовательно, никакое волочение не может объяснить появление мелких складок.

Некоторые попытки анализа таких складок предприняты Л. У. Ситтером (Sitter, 1958, 1964) и Г. Рамбергом (Ramberg, 1960). Л. У. Ситтер считает эти складки паразитическими и ставит изменение их морфологии в зависимость от начального наклона толщи, подвергшейся затем тан-

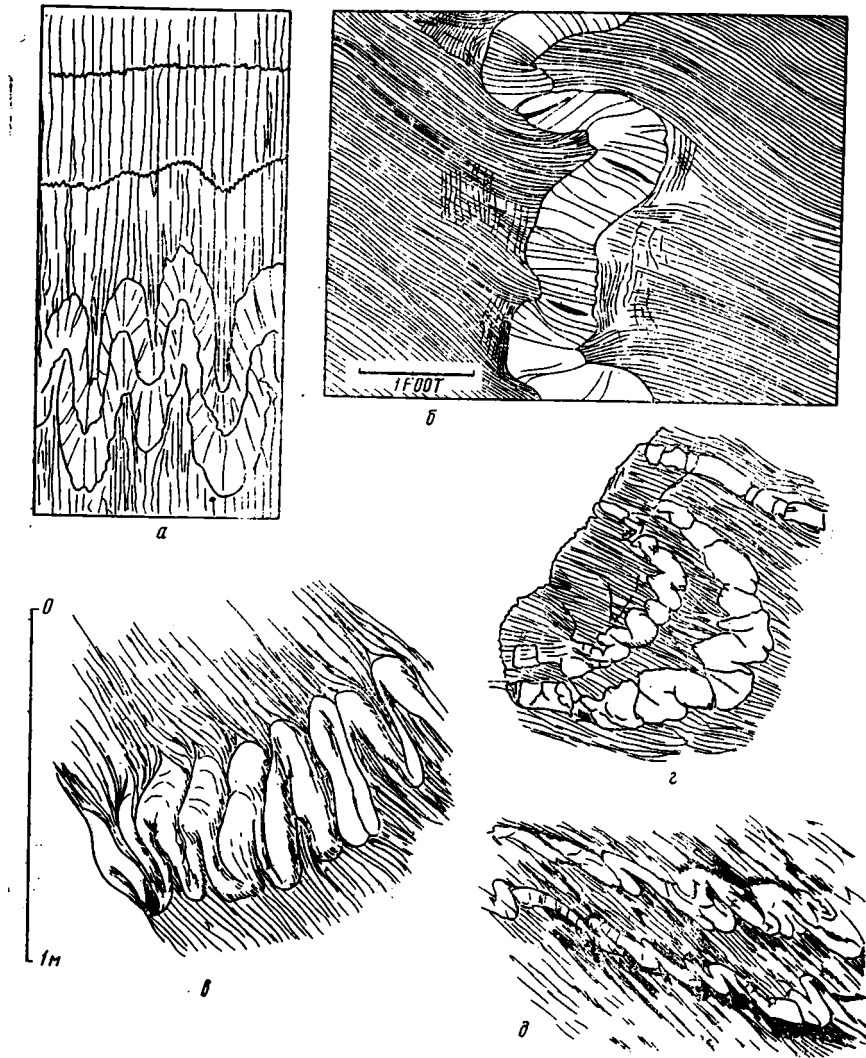


Рис. 1. Примеры мелких резко дисгармоничных складок

а — песчаник в сланцах Ильфракомба по Сорби (Phillips, 1857); *б* — известковый алевролит в ордовикских сланцах; Аппалачи (Maxwell, 1962); *в*—*г* — известняки в девонских сланцах; Корнуэлл (Sitter, 1957)

тенциальному сжатию. Г. Рамберг не видит принципиального различия в механизме возникновения складок в жестком слое среди более пластичных в слоистой осадочной толще и складчатости птигматитовой в метаморфических комплексах. Он анализирует связь между длиной волны (двойной шириной складки) и мощностью складчатого пласта или жилы при различных соотношениях их вязкости.

Рассмотрение механических построений различных авторов не входит в задачу данной работы. Следует, однако, заметить, что при объяснении данного типа складчатости с чисто механических позиций возникают большие трудности. Мы знаем, что наиболее существенной отличительной чертой морфологии рассматриваемых складок является их крайне резкая дисгармония: интенсивно складчатый слой может быть расположен среди нескладчатых или же очень полого волнистых пластов, причем более толстые слои могут быть деформированными сильнее рас-

положенных вблизи тонких.

В связи с этим представляется важным обратить внимание на некоторые детали внутреннего строения таких складок и вмещающих их толщ, существенные не только для решения вопроса о происхождении складок данного типа, но и для восстановления условий образования складчатости в мощных толщах тонкослоистых отложений, быстро накапливавшихся в интрагеосинклинальных прогибах, например во флишевых трогах.

В какой-то мере эти детали были отмечены в статье Дж. К. Максвелла, посвященной развитию кливажа в ордовикских сланцах Аппалачей (Maxwell, 1962), однако его статья опубликована в редком издании, а в нашей литературе подобных описаний нет.

Материал полевых исследований Кавказской экспедиции Института физики Земли АН СССР дает возможность проследить такие мелкие складки на некотором расстоянии и изучить их сочетания и изменения вверх и вниз по разрезу. Весьма характерны они, например, для южного крыла центральной части мегантиклинория Большого Кавказа, вскрываемой долинами рек Риона и Большой Лиахвы. Флишевые толщи верхней юры и нижнего мела, слагающие южное крыло мегантиклинория на этом участке, образуют серию асимметричных, несколько запрокинутых к югу складок. (рис. 2, а). В целом зеркало складчатости на этом участке очень полого.

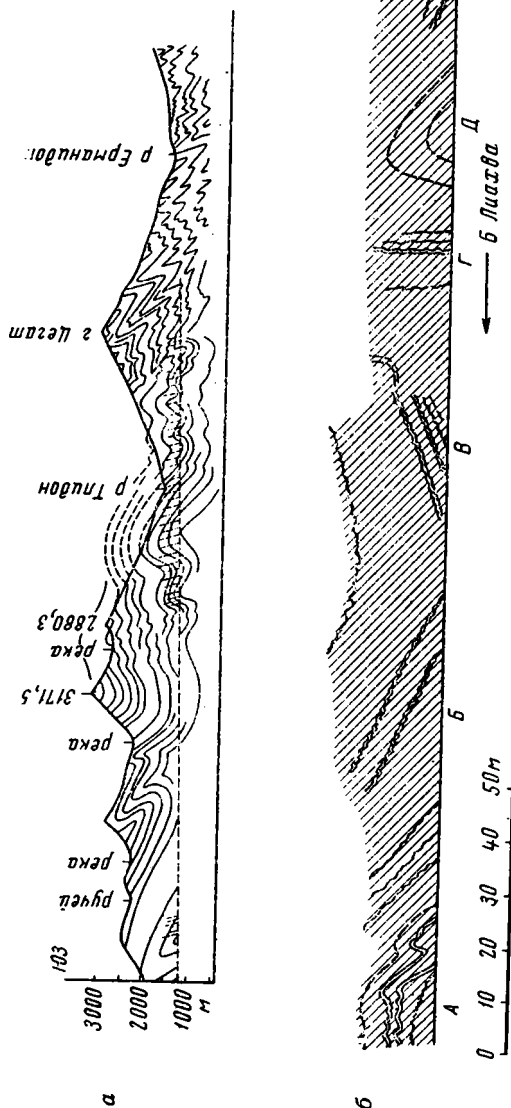


Рис. 2. Складчатость в зоне южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа (по А. А. Сорскому и В. Н. Шолю); (круглопадающий пунктир — кливаж); б — схематическая зарисовка обнажений флишевой толщи (J₁+C₁) вдоль правого борга р. Большой Лиахва выше устья р. Тли-Дон

б — схематическая зарисовка обнажений

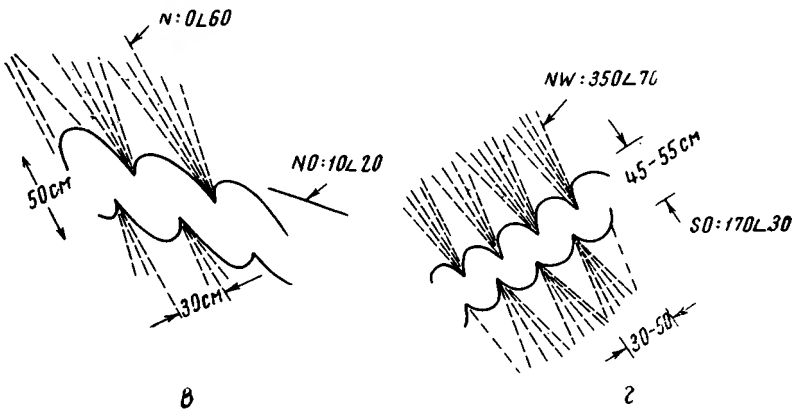
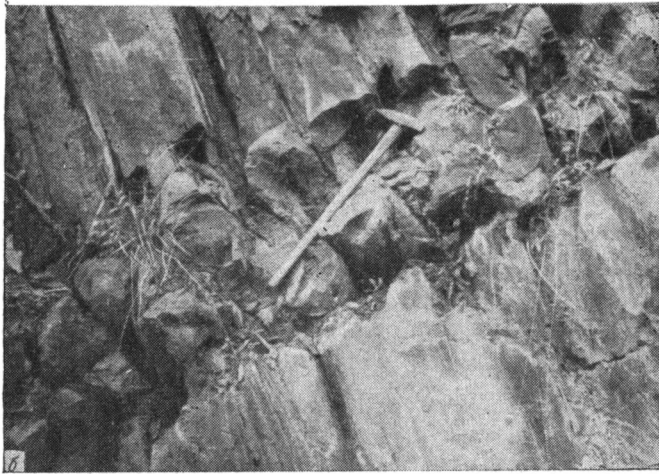


Рис. 3. Мелкие складки во флишевой толще ($J_3 + C_1$) в долине р. Большая Лианхва

a — слой *e* на участке «Б» рис. 2,б; *b* — слой *e* на участке «Б» рис. 2,б; *в* — соотношение кляважа (показан пунктиром) и залегания в складках слоя *e* на участке «Б» рис. 2,б; *г* — то же на участке «В» рис. 2,б

Мелкие складки, интересующие нас, наблюдаются вдоль дороги, идущей по правому борту р. Большой Лиахвы выше устья р. Тли-Дон. Они осложняют здесь днище и южное крыло синклинали. Основную часть разреза слагают сильно раскливажированные мергели, в которых прослой темно-серых известняков и кривослоистых известковистых алевролитов образуют серии дисгармоничных складок (рис. 2, б).

На участке «В» записан следующий послойный разрез, характеризующий строение толщи. Снизу вверх сменяются: 1) известняк глинистый пелитоморфный, серый, плотный, слегка раскливажированный; в нем параллельно кливажу — неровноплитчатая поперечная отдельность с толщиной плиток от 0,5 до 1,0 см, мощность 0,8 м; 2) слабопесчанистый и ожелезненный известняк, мощность 0,03 м; 3) известняк, аналогичный слою 1, мощность 0,3 м; 4) алевролит известковистый косослоистый слегка ожелезненный, несколько волнистый, мощность 0,01 м (в 2 см выше расположен другой такой же, но более тонкий пропласток); 5) известняк такой же, как слой 1 и 3, возможно несколько более мергелистый; содержит точечные железистые вкрапления, расщепление по кливажу местами более тонкое, чем в пластах 1 и 3; мощность 0,3 м; 6) тонкослоистый известковистый алевролит, образующий серию опрокинутых вверх по восстанию слоя складочек, мощность 0,03 м; 7) алевролитистый мергель темный неслоистый, переходящий вверх в алевролитистый известняк; раскливажирован неравномерно — полосы с более частым расщеплением разделены более широкими полосами менее раскливажированных пород, мощность 0,7 м; 8) известняк алевролитистый, слегка доломитизированный, мощность 0,15 м; образует серию правильных изоклинальных складочек с весьма выдержанной вертикальной амплитудой около 0,5 м; складочки сжаты настолько, что при округлых замках крылья их почти вплотную сближены (рис. 3); они напоминают птигматитовые складки или «кишечные складки» типа приводимых в учебниках в качестве примера складчатости в гипсовых толщах. При выветривании вследствие сближенности замков складочек¹ по огибающим их зеркалам складчатости местами образуются поверхности грубой отдельности, параллельные общему напластованию толщи, однако никаких признаков скольжения или волочения по ним не обнаруживается. Почти непрерывное обнажение, изображенное на рисунке 2, б, протягивается примерно на 300 м. В его пределах наиболее резкие складки описывают прослой косослоистых алевролитистых известняков (прослой Б, В, Д, Е рис. 2, б²), а также аналогичные тонкослоистые прослойки известковистых песчаников с тонкими параллельными напластованию прожилками кальцита. Характерна тесная сближенность кишечных складок в косослоистых алевролитистых известняках.

В слое алевролитистого мергеля, подстилающего складчатый слой е, четко видно неоднородное раскливажирование: чередуются полосы с различной частотой кливажа, ширина которых явно связана со строением ближайшего слоя. Под замками складок в слое е, а также и над ними выделяются своеобразные «деформационные тени» — линзовидно выклинивающиеся участки с более слабо выраженным кливажом. В центральной части такой тени материал как будто бы более тонкозернистый, более чистый и лишен примеси мелких обломков более грубозернистых прослоев. В краевых частях (по границе «тени») мелкие включения более обильны и около них также вырисовываются «деформационные тени» меньшего размера (рис. 4).

¹ При дальнейшем изложении будем для краткости называть эти складочки «кишечными», не придавая этому названию терминологического значения.

² Слой 8 послойного описания участка «В» отвечает слою е рисунка 2, б.

На участке с крутым падением слоев (см. отрезок «Г», рис. 2, б) складочки как бы взбираются вверх по слою. Замки их отделены друг относительно друга длинными спрямленными участками (рис. 5). Осевые поверхности кишечных складок как на отрезке «Б», так и на отрезках «В» и «Г» параллельны кливажу в соседних слоях. Однако есть некоторые морфологические различия. На отрезке «В» зеркало складчатости примерно перпендикулярно кливажу и складки симметричны; на отрезках «Б» и «Г» зеркало складчатости образует с кливажем острый угол и складки становятся асимметричными — одно из крыльев растянуто в направлении кливажа. Местами песчаники рассечены перпендикулярными к напластованию кварцево-кальцитовыми жилками, причем там, где пласт сдвоен, жилка сечет оба крыла, не прерываясь.

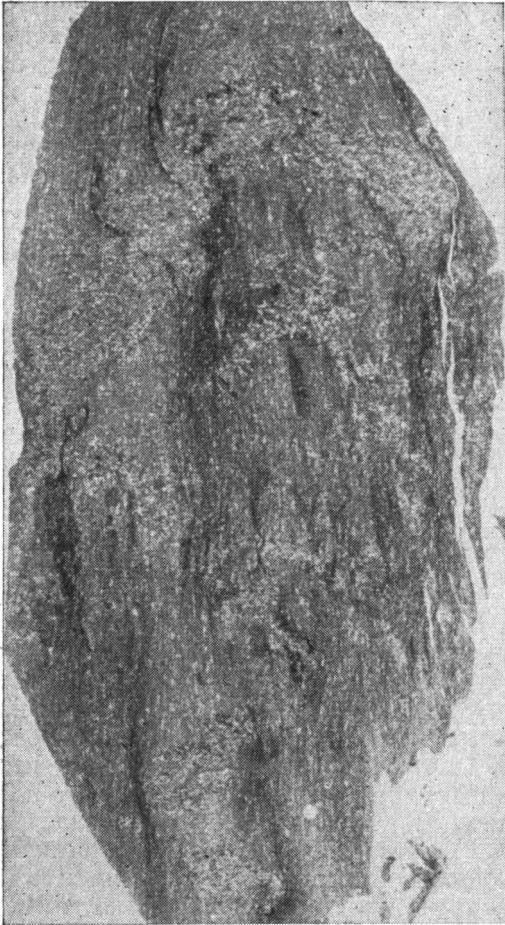


Рис. 4. Мелкие отторженцы карбонатных прослоев в мергеле и «деформационные тени» возле них. Шлиф, увел. 6

Сходные складки встречаются и в других местах южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа. Однако чтобы не увеличивать размеров статьи, мы ограничимся приведенным выше складчатым разрезом по Большой Лиахве. Тем более, что он обладает всеми интересными для нас морфологическими особенностями.

Наиболее поразительной является прямая зависимость интенсивности складчатости от мощности слоя. Для большинства складчатых толщ, как известно (Белоусов, 1962; Сорский, 1962; Шолпо, 1964), устанавливаются обратные соотношения, т. е. более мощные пласты дислоцированы меньше, чем пласты с меньшей мощ-

ностью, находящиеся в аналогичных условиях. В описываемом разрезе, как сказано выше, наиболее сложно смятыми оказываются слои алевроитистого известняка и известковистого песчаника мощностью около 15—20 см. Аналогичные по составу, но менее мощные пласты, лежащие от последних в непосредственной близости и отделенные от них раскливажированным более тонкозернистым слоем, не образуют таких правильных и резких складок. В некоторых из них наблюдаются неправильные волны или килевидные складочки небольшой амплитуды, а в основном они секутся почти параллельными к кливажу в соседних слоях, но обычно неровными поверхностями скальвания, часто с зеркалами скольжения. Расстояния между этими поверхностями измеряются сантиметрами, но в общем они тем меньше, чем тоньше секущийся пласт.

Второй особенностью этих складок является отсутствие заметного увеличения мощности в замках складок. Это довольно хорошо видно, например, на рис. 3, а, в складках справа от головки молотка. В складках,

изображенных на рис. 3, б, где, на первый взгляд, замки воспринимаются как увеличенные, можно обнаружить, что в замках пласты сохраняют начальную мощность, а на крыльях они растянуты и мощность таким образом уменьшена.

Характерны для этих складок также короткие, быстро выклинивающиеся кварцево-кальцитовые жилки мощностью до нескольких сантиметров, секущие слои известняков. На отрезке «В» они более или менее равномерно распределены в слое, секут все время одни и те же крылья складочек и располагаются примерно перпендикулярно слою и кливажу. На участке «Г», где, как уже говорилось, залегание более крутое, а складочки не так правильные, жилки распределены менее регулярно; все же и здесь они расположены под большим углом к напластованию и кливажу, хотя секут уже не пласт, а складочку в целом, т. е. переходят с крыла на крыло.

Последняя характерная черта рассматриваемых складок роднит их с обычными, широко распространенными в складчатых зонах складками скалывания. И те, и другие характеризуются полным соответствием ориентировок осевых поверхностей и секущего толщу кливажа.

Лучше, по-видимому, говорить именно о соответствии, а не о параллельности, поскольку параллельность нарушается веерообразным сжатием — втеканием кливажных поверхностей в вогнутые участки замков складок и обтеканием — огибанием — выпуклых с образованием «деформационных теней».

Интенсивное, хотя и неравномерное развитие кливажа всей «вмещающей мелко-складчатые прослои» толщи описываемого разреза является наиболее яркой особенностью последнего (рис. 6, а). Неравномерность развития кливажа выражается в чередовании секущих слоистость полос разной степени раскливаживанности. Последняя, по-видимому, как-то связана с мощностью рассекаемых более крупнозернистых пропластков. Дело в том, что тонкие прослои алевритистых известняков не раскливаживаются. Подходя к ним, поверхности кливажа несколько отклоняются, сближаются, как бы концентрируясь в пучки, и соединяются затем в одну более грубую трещину или зону сгущения кливажа, которая и рассекает пласт. С другой стороны рассекаемого пласта эта трещина «дихотомизирует», разветвляется и снова кливаж принимает прежнее выражение. Таким образом, происходит своеобразное поперечное разлинзование пласта алевритистого известняка или алевролита и прилегающих к нему частей мергелистого слоя или слоя пелитоморфного известняка. Примерно аналогичное явление наблюдал в песчано-сланцевых толщах Виктории Е. Хиллс (Hills, Thomas, 1945; Hills, 1963) (рис. 6, б); в его рисунках подчеркнута искривление и концентрация кливажных поверхностей. В нашем примере течение в направлении кливажа было настолько интенсивно, что отдельные тонкие грубозернистые прослои не только поперечно реализованы, но возникшие линзы практически потеряли связь друг с другом и производят впечатление обломков, вкрапленных в мергелистую массу.

Весьма интересна также еще одна деталь рассматриваемого нами разреза: наряду с тонкими прослоями алевритистых известняков в толще

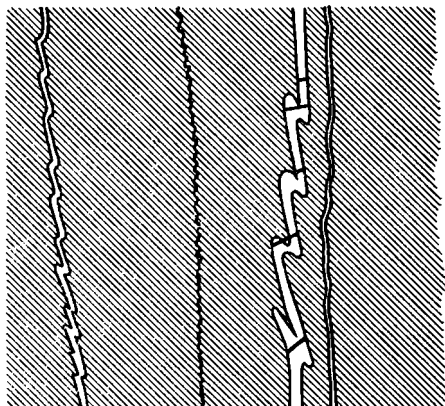
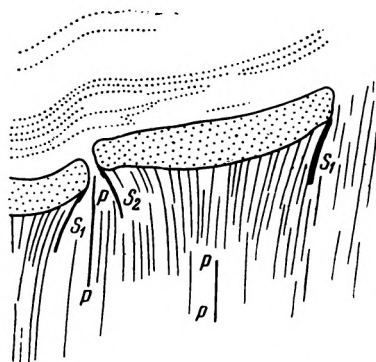


Рис. 5. Схематическая зарисовка участка «Г», рис. 2, б

встречаются тонкие (до 1—2 см) кальцитовые жилки, параллельные напластованию, местами на выветрелой поверхности воспринимающиеся как пропластки. По отношению к этим листовым жилкам кливаж ведет себя так же, как и по отношению к тонким пропласткам известняков —



а



б

Рис. 6. Неравномерное развитие кливажа во флишевой толще

а — фото нижней части разреза участка «В», рис. 2, б — концентрация кливажа при пересечении прослоя песчаника (Hills, 1963)

только местами сгущение кливажных поверхностей рассекает прожилки. Изображенная в качестве примера деформированная кальцитовая жилка (рис. 7) располагается в подошве слоя темно-серого тонкораскливажированного глинистого известняка с тонкой алевритовой примесью над слоем еще более тонко раскливажированного мергеля, содержащего вкрапления весьма мелких, растащенных по кливажу микростяжений пирита. Мергель рассекают нитевидные кальцитовые прожилки, соединяющиеся с описанной выше жилкой.

Чтобы понять, когда и как развивались деформации в данной зоне, нам необходимо проанализировать всю совокупность особенностей строения разреза.

Практически наиболее просто наметить последовательность геологических событий, вернее, перечислить те признаки этой последовательности, которые дает нам изучаемый разрез.

Развитию кливажа явно предшествовало возникновение карбонатных жилок, параллельных напластованию. Как уже говорилось, кливаж ведет себя одинаково и по отношению к тонким карбонатным прослоям, и по отношению к примерно параллельным им равномошным карбонатным жилкам.

Вероятно, так же до появления кливажа должны были зародиться зачатки мелкой «кишечной» складчатости. Если бы эти складочки были полностью синхронными с развитием кливажа и представляли бы собой

обычные складки скалывания, образовавшиеся в результате дифференцированных движений по поверхностям кливажа, более выраженной была бы преобладание направления относительных перемещений (и соответственно — деформаций) в близких пластах аналогичных пород. Однако они не могут быть и полностью докливажными. Во-первых, потому, что осевые поверхности их параллельны кливажу и их наклон меняется вместе с наклоном кливажа в смежных слоях; во-вторых, потому, что и морфология их связана с изменением положения зеркала складчатости по отношению к кливажу.

Не исключено, что до начала развития кливажа могла наметиться общая волнистость толщи, дальнейшее преобразование которой, уже синхронное с развитием кливажа, привело деформацию толщи в целом к современному виду. В противном случае нам необходимо предполагать изначальную неоднородность движения в направлении кливажа на разных участках (например, на участке «В» движение должно быть замедленным по сравнению с движением на участке «Г»). Кажется более вероятным, что видимая на последнем участке (см. рис. 2, б, 3, в и 5) неравномерность растяжения в направлении кливажа, выражающаяся в меньшем растяжении тех крыльев таких складочек, которые накло-

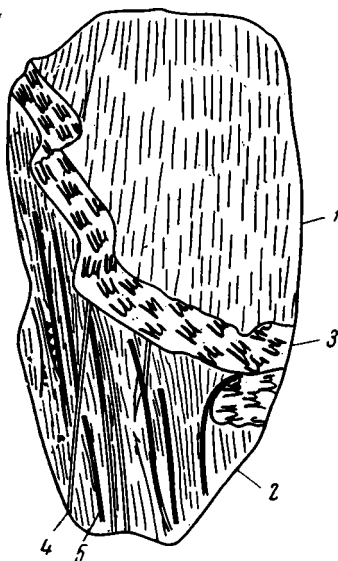


Рис. 7. Деформированная кальцитовая жилка на контакте слоев глинистого известняка и мергеля 1 — известняк глинистый, тонко раскливажированный; 2 — мергель, очень тонко раскливажированный; 3 — кальцитовая жилка на границе раздела между слоями 1 и 2; 4, 5 — тонкие кальциевые прожилки

нены «навстречу» падению кливажа, указывает на появление в толще крупной волнистости до установления сквозного движения по кливажу. Крылья «кишечных» складочек на некоторых участках оказались в неравноправном положении — отрезки с «встречными» наклонами тормозили движение по кливажу и редуцировались или сохранялись, а отрезки с близким к этому движению падением растягивались.

В тонких пропластках известняка как будто бы не обнаруживаются признаков докливажных мелких деформаций. Общая согласность поверхностей напластования тонких прослоев и огибающих поверхностей (зеркала складчатости) по слоям, смятым в «кишечные» складочки, говорит о том, что докливажная крупная волнистость однородно проявлялась во всей толще разреза.

Согласное с общими изгибами положение карбонатных прожилков в соответствии с изложенными выше соображениями должно свидетельствовать о том, что они либо должны были образоваться раньше возникновения крупной предкливажной волнистости в толще, либо формировались вместе с ее развитием. В случае более позднего появления жилки должны были бы обнаруживать большую связь с ориентировкой кливажа и относительную независимость от общего плана складчатости. Такие более поздние, секущие напластование жилки, связанные со значительным растяжением в направлении кливажа, можно видеть на рис. 5.

Таким образом, намечается относительная последовательность стадий деформации. Значительно более трудным является установление начала деформации, за которое мы можем условно принять появление параллельных слоистости карбонатных жилок. Формирование общей волнисто-

сти толщи, вероятно, несколько более позднее, так как, насколько можно видеть, карбонатные жилки всюду следуют за общими изгибами напластования, а не секут его.

В данном случае существен не только абсолютный возраст этого момента. Не менее важно определить состояние пород к этому времени, т. е. степень их литификации. Дело в том, что региональный кливаж, как показано в более ранних работах Клооса (Cloos, 1947), Максвелла (Maxwell, 1962), Хиллса (Hills, 1963) и автора (Кириллова, 1962), возникает в толще доинверсионных, не вполне литифицированных и достаточно обводненных отложений. Анализ разреза Большой Лиахвы не дает материалов, противоречащих этим выводам. Как макроскопические, так и микроскопические черты кливажа сохраняют особенности, уже отмеченные в упомянутых выше работах. Достаточно вспомнить хотя бы концентрацию кливажных поверхностей при подходе к прослоям известковистых песчаников и своеобразные «втеки» глинистых прослоев в карбонатные.

Показателем относительной обводненности толщи являются также весьма своеобразные зоны концентрации кливажа в переслаивающихся со сланцами более крупнозернистых прослоях. Помимо ступенчатости кливажных поверхностей, эти зоны характеризуются еще однонаправленным движением масс по обе стороны зоны. Порода как бы «вспарывается» сквозным движением проходящего по зоне материала. Именно такой характер движения материала у зон концентрации кливажа можно видеть на рис. 6, а в прослое известковистого алевролита, проходящем выше крышки от объектива.

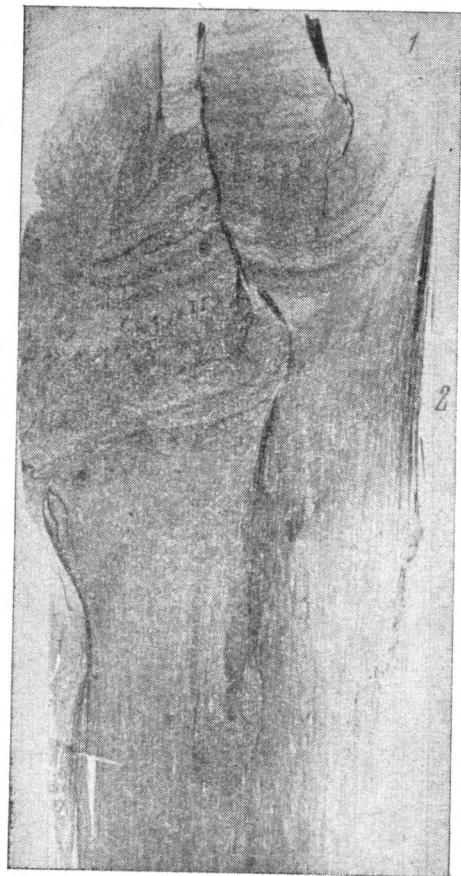
В этом случае мы видим, что близ зоны концентрации кливажа и кровля, и подошва алевролитового прослоя отклоняются вниз, образуя острые V-образные «синклинали». Такое движение может и не иметь столь закономерного складкоподобного выражения (рис. 8, а). Наблюдается также и разнонаправленное движение кровли и подошвы пласта с образованием своеобразных раздувов песчаного слоя в месте пересечения его зоной концентрации кливажа (см. рис. 8, б) ¹.

Вообще в облике деформаций песчаных прослоев сочетаются некоторые черты, характерные для деформаций в мягких неконсолидированных осадках, и типичная особенность тектонических деформаций — подчиненность общему региональному плану. Для иллюстрации можно привести рис. 8, в. Если не обращать внимания на раскливажированность пелитовых прослоев и на соответствие кливажу осевых поверхностей складочек и секущих песчаные слои поверхностей скальвания, мы не найдем черт, резко отличающих складочки этого прослоя от складок в мягких осадках, описываемых Реттгером (Rettger, 1935). В некоторых складчатых прослоях отсутствует трещиноватость, что, по мнению А. Д. Архангельского (1930), является доказательством деформации пластической неотвердевшей массы.

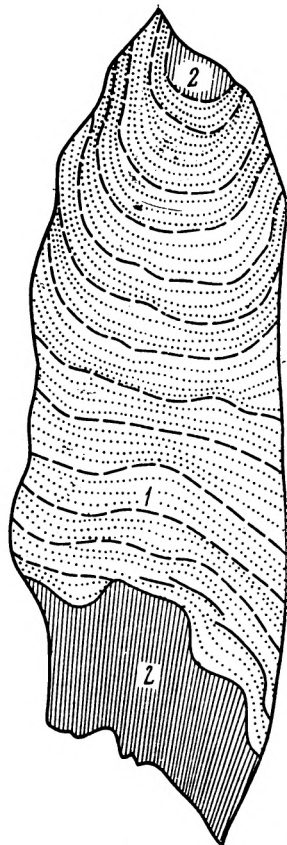
Каким же образом могли начать развиваться деформации в таких условиях? Предположить, что вначале происходило подводное оползание осадков, сменившееся затем региональным процессом деформации, мы не можем потому, что в таком случае асимметричные неправильные складки оползания хотя бы в перестроенном виде должны были бы сохраниться на каком-то участке. Правильные асимметричные складки, видимые в разрезе, не несут черт, характерных для складок оползания, а представить себе, как из асимметричных складок в процессе дальнейшей переработки сформировались симметричные, довольно трудно. Вероятно, следует искать какой-то иной механизм.

Принципиальная возможность искажения границ раздела различных пород с хаотическими или правильными периодическими внедрениями

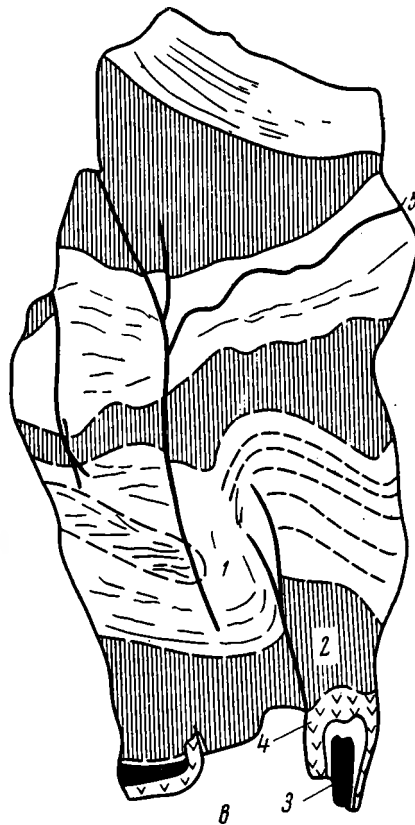
¹ Аналогичные структурные элементы были названы Хиллсом и Томасом (Hills, Thomas, 1945) «fissures in sandstones».



a



b



b

3

Рис. 8. Мелкие деформации в алевролитовых прослоях из флишевой толщи $J_3 + Cg_1$; долина р. Большая Лиахва:

a — однонаправленное движение материала по обе стороны зоны концентрации кливажа и последующего скалывания; 1 — известковый алевролит; 2 — мергель. Шлиф, увел. 6; б — разнонаправленное движение материала в кровле и подошве алевролитового прослоя: 1 — алевролит; 2 — глинистый сланец; в — деформированные прослой и послойные жилки: 1 — алевролит, 2 — известковый сланец, 3 — пелитоморфный известняк, 4 — кальцитовая жилка; 5 — ветвящиеся трещины

одной породы в другую специально рассматривалась Е. В. Артюшковым (1963₁, 2). Его объяснения вполне согласуются с данными по рассматриваемому разрезу. Е. В. Артюшков пришел к выводу, что конвективная неустойчивость слоя более тяжелой породы, лежащего на более легкой, приводит к искажениям горизонтального расположения слоев. По его данным, необходимая для этого разность объемных весов в природе создается: 1) в процессе осадконакопления; 2) при изменении влажосодержания однородной породы за счет полного заполнения пор или набухания; 3) за счет выделения воды в процессе консолидации породы с максимальной влажностью. Если движущаяся вверх вода встретит на своем пути слой породы с малой фильтрацией, то образуется водонасыщенный слой с удельным весом, близким к единице, и таким образом создается неустойчивость.

Это подчеркивалось также и А. Е. Ходьковым (1958), отмечавшим в своей диссертации, что осадочный комплекс флишеидного строения, состоящий из чередующихся слоев, разных по литологическому составу и физико-механическим свойствам, в гравитационном поле является механически неустойчивой системой. Вертикальная фильтрационная миграция вод невозможна или сильно затруднена¹, а уплотнение всей толщи в связи с погружением обязательно имеет место, определяя тем самым неизбежную отдачу воды породами.

В нашем случае литологические различия пород также сказывались на степени их литификации и соответственно на их свойствах. Породы разреза можно расположить в такой ряд с уменьшающейся степенью литификации или с более поздним ее проявлением: известняки, глинистые известняки, мергели, аргиллиты, пылеватые песчаники — пльвуны. Следует заметить, что этот ряд, конечно, весьма приблизительный, поскольку некоторые породы претерпели весьма значительные изменения. Так, по мнению И. В. Хворовой, любезно согласившейся просмотреть шлифы, алевритистый известняк, слагающий «кишечные складочки», претерпел не менее чем трехкратное преобразование карбонатов, содержащихся в нем, а кварцевые зерна алевритовой размерности представляют новообразования; не исключено, что первично слой был представлен доломитом. Однако и в этом случае его место было бы в начале намеченного выше ряда, т. е. он ко времени начала деформации представлял собой слой более литифицированный, заключенный среди менее литифицированных.

Таким образом, с учетом представлений Е. В. Артюшкова как будто бы намечается решение вопроса о появлении мелкой докливажной волнистости в более мощных, рано литифицированных прослоях при сохранении положения более тонких, не обеспечивавших условий для начала движения.

Образование жилок в таких отложениях, по-видимому, было отличным от образования более обычных секущих кливаж трещин отрыва и скалывания, характерных для деформации твердых тел. Однако механизм возникновения таких трещин в зоне регионального развития кливажа не рассматривался еще в геологической литературе. До сих пор здесь внимание исследователей привлекали секущие пласты жилы и прожилки, а параллельные напластованию жилы считались собственными более глубоким зонам регионального метаморфизма.

В эту относительно раннюю стадию литификации тонкие послонные прожилки в подошве слоев известняков, служивших водоупором (как например, на рис. 7), могли формироваться за счет карбонатных вод,

¹ А. Е. Ходьков подчеркивает, что очень малая водопроницаемость глинистых толщ и высокий начальный градиент фильтрации практически полностью исключают вертикальную фильтрацию до погружения осадка на значительные глубины. По достижении этих глубин возможно сквозное восходящее движение растворов. Можно предполагать, что оно вызывает в породах различные, и в том числе текстурные, преобразования, выражающиеся в виде кливажа.

мигрировавших из уплотняющихся мергелей или глинистых известняков более глубоких частей разреза.

Вероятно, наряду с этим мог быть и более сложный процесс формирования послойных жилок. В частности, жилка, изображенная на рис. 8, в в нижней части образца, отличается внутренней полосчатостью; кроме того, она, хотя и деформирована в общем согласно с деформацией всего образца, несколько нарушает подошву слоя песчаника, внедряясь в него по трещинке. Встречаются также послойные зоны мощностью 1—2 см ветвящихся волосовидных кальцитовых прожилков, сложное жильное строение которых обнаруживается только под микроскопом — в обнажении и даже в образце они воспринимаются как прослой.

Для объяснения последних примеров возможно более подходят результаты экспериментов Г. Л. Поспелова, П. И. Каушанской и др. (Поспелов, 1963; Поспелов, Каушанская, 1962; Поспелов, Каушанская, Лапин, 1961; Поспелов, Каушанская, Саратовкин, 1961), воспроизводящих жилкоподобные и брекчиевидные формы минерализации вне трещин. При этих экспериментах были исследованы образования, возникающие при фронтальных движениях минералообразующих реагентов сквозь жидкие или твердые среды. В результате получались классические по формам жилковидные тела, морфология которых определяется не влиянием трещин, а влиянием динамических структур, обусловленных движением диффундирующих фронтов в поперечном к формирующимся жилам направлении, периодическими изменениями концентрации, зональным развитием сорбции и т. п. Получающиеся жилки либо расталкивают вмещающую среду, либо замещают ее. Г. А. Поспелов подчеркивает также жилкообразующую роль гидроразрывов пластов под влиянием резких изменений напоров жидкостей, содержащихся в породах или фильтрующихся.

Предлагаемый механизм формирования послойных жилок в консолидирующихся породах требует согласования с характером «послежильной» складчатости. Как подчеркивалось выше, складки в некоторых прослоях, например в образце, изображенном на рис. 8, в, обладают многими чертами деформаций в мягких неконсолидированных породах. Одним из возможных объяснений такой «непоследовательности» состояний породы может быть возникшее в ней разжижение вследствие тиксотропного разрушения структуры песка¹. П. Л. Иванов (1962), специально занимавшийся исследованием разжижения песчаных грунтов, пришел к выводу, что воздействия, вызывающие разрушение структуры грунта, весьма разнообразны. Чаще всего это различного рода динамические воздействия при землетрясениях, взрывах и вибрациях; однако нередко явления разжижения возникают при воздействии фильтрационного потока на структуру песка. Фильтрационные силы могут увеличить сдвигающие усилия и тем самым уменьшить степень устойчивости породы и ее сопротивление деформации.

Последние данные имеют для нас существенное значение, поскольку для развития кливажа (Кириллова, 1962) определяющими являются именно сдвигающие напряжения, возникающие в процессе диапироподобного всплывания доинверсионных толщ тонкодисперсных геосинклинальных отложений, способных к набуханию за счет подтока вод. Поверхности кливажа практически разделяют тончайшие струи глубинного восходящего ламинарного течения и как поверхности собирательные в каждой точке отвечают действующим отрезкам траекторий сдвигающих напряжений.

В свете всех изложенных выше соображений кажется вполне естественным заключение, что в ходе развития кливажа при сквозном попереч-

¹ Здесь слово «структура» использовано не в привычном для геологов петрографическом смысле, а как скелет или каркас, т. е. так, как его применяют в физико-химической механике.

ном к напластованию восходящем движении масс (ср. немецкое *Transversalschieferung*) тонкие слои, сопротивляющиеся перемещению более подвижных компонентов, должны быть срезаны их напором вдоль зон концентрации кливажа, а слои более мощные, соответственно более прочные и с большим сопротивлением скалыванию, оказываются способными сохранить сплошность, претерпев только усиление ранее наметившейся волнистости. В результате в этих слоях окончательно оформляются «кишечные складки», симметричные на участках, где залегание толщи было перпендикулярно общему направлению движения масс, и асимметричные — там, где оно составляло с общим «потоком» острый угол.

Вероятно, более детальное петрографическое изучение разреза позволит более полно представить историю образования слагающих его пород, происходивших в них физико-химических превращений и связанных с этими превращениями изменений их состояния. Но даже и первое, весьма предварительное ознакомление со всеми материалами показывает, что эта история была сложной и что деформации развивались длительно, отражая по мере своего развития изменения состояния пород и окружающих условий.

Как было показано, деформации начали развиваться, когда еще не все слои были полностью литифицированы и развивались дифференцированно — по-разному в слоях разной степени литификации. В последнюю, послекливажную стадию уже в твердых породах происходило скалывание по ранее возникшим зонам концентрации кливажа. В качестве примера можно привести рис. 8, б и в; боковые ограничения изображенных на них образцов представляют собой поверхности своеобразных поперечных линз, образующихся при последующем скалывании по зонам концентрации кливажа; по ним неравномерно развиты зеркала скольжения, приурочивающиеся в основном к местам пересечения более крупнозернистых слоев.

К сожалению, пока в литературе еще мало примеров участия в тектоническом процессе недостаточно консолидированных отложений. К упоминавшимся выше авторам нужно добавить еще А. К. Мейстера (1910). С некоторыми оговорками можно включить в этот список таких авторов, как, например Мерля (Merla, 1952), которые говорят о складчатости в неуплотненных толщах, хотя складкообразование трактуют почти как подводное оползание.

Почему-то и те авторы, которые устанавливают недостаточную консолидированность толщ, во время тектонической деформации не заостряют внимание на важности этого обстоятельства. Только А. К. Мейстер (1910) подчеркивал, что «говоря вообще о преобразовании осадочных пород в кристаллические сланцы, всегда почему-то имеют в виду твердые породы как-то: песчаники, конгломераты, глинистые сланцы и т. д., упуская, что в сущности эти породы являются метаморфизованными, ибо они произошли из песков, из галечников, из глин и т. д. Нам никто не мешает вести преобразование не от песчаника, например, а от песка.

Если мы станем на эту точку зрения, то нам не придется придумывать объяснения для рыхлого состояния преобразуемых осадочных пород, оно уже готово» (стр. 561). И далее: «...к началу пликативной дислокации наши осадочные породы еще не успели сцементироваться, т. е. они были еще разнообразными песками, глиной, илом и т. д., словом породами рыхлыми. Будучи выведены из первоначального положения и собраны в складки, они, конечно, уплотнились, но не перешли еще в твердое состояние» (стр. 561—562).

Высказывания А. К. Мейстера оказались несправедливо забытыми, хотя анализ материалов показывает, что именно особенности состояния и литологического характера мощных, быстро накапливавшихся осадочных толщ в осевых частях интрагеосинклинальных прогибов могли быть

одной из существенных причин своеобразия протекающих в них тектонических и метаморфических процессов и отличия их от аналогичных процессов в геосинклинальных и платформенных условиях.

Нет никаких оснований думать, что все так называемые складки волочения развивались аналогичным образом. По-видимому, в каждом типичном случае необходим тщательный анализ всех материалов, не ограничивающийся поднятием пластов,двигающихся и таким образом, «сволакивающих» близлежащие слои.

Однако, поскольку описываемые деформации разреза по Большой Лиахве являются в значительной степени типичными для мелких деформаций флишевой зоны (все литературные примеры относятся именно к флишевым зонам), можно думать, что основные выводы об условиях образования подобных складок могут быть распространены и на другие флишевые прогибы.

Основным и наиболее существенным является вывод о том, что в осевой зоне флишевого прогиба деформации, подчиненные региональному плану (т. е. тектонические) начинают развиваться, когда породы далеко не полностью литифицированы, а многие слои представлены вообще еще мягкими (неконсолидованными) отложениями.

Это состояние породы сохраняют длительно, и некоторое наложение деформаций, или последовательное развитие их стадий, обуславливается не новыми тектоническими фазами, а продолжением развития непрерывной деформации толщи при том же плане тектонических напряжений, но в условиях изменения состояния слагающих ее пород.

Вывод этот принципиально важен, так как обычно характерным для деформаций в мягких неконсолидованных осадках (часто, чтобы подчеркнуть поверхностный характер деформации, говорят «грунтах») считают именно отсутствие связей с элементами региональной тектоники (кливажом, положением осей складок и т. п.).

Литература

- Артюшков Е. В. О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Артюшков Е. В. Основные формы конвективных структур в осадочных породах. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. VIII, № 1—2, 1930.
- Белоусов В. В. Основные проблемы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Иванов П. Л. Разжижение песчаных грунтов. Госэнергоиздат, 1962.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 6, Изд-во АН СССР, 1949.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения веществ в процессе развития складчатости. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования», Изд-во АН СССР, 1962.
- Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. В кн. «Геологические исследования в золотоносных областях Сибири, Енисейский золотоносный район», вып. IX, 1910.
- Поспелов Г. Л. О проблеме конвергенции в петрографии и геологии. Сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», Изд-во АН СССР, 1963.
- Поспелов Г. Л., Каушанская П. И., Лапкин С. С. Об образовании жилородных и брекчиевидных форм минерализации вне трещин. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1961.
- Поспелов Г. Л., Каушанская П. И., Саратовкин Д. Д. Образование кристаллических жилок — стенок при встречной диффузии реагентов. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. XC, вып. 4, 1961.
- Поспелов Г. Л., Каушанская П. И. Стадии развития и типы бестрещинного жилкообразования. Геол. и геофиз., № 9, 1962.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования», Изд-во АН СССР, 1962.

- Ходьков А. Е. Формирование и геологическая роль подземных вод соляных месторождений. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии. Автореф. докт. дисс., Л., 1958.
- Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. Изд-во «Наука», 1964.
- Cloos E. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. Bull. Geol. Soc. America, v. 58, No. 9, 1947.
- Hills E. S. Elements of Structural Geology. L., 1963.
- Hills E. S., Thomas D. E. Fissuring in sandstones. Econ. Geol. v. 40, No 1, 1945.
- Maxwell J. C. Origin of Slaty and Fracture Cleavage in the Delaware Water Gap Area, New Jersey and Pennsylvania. Geol. Soc. Amerika, A volum to Honor A. F. Buddington, November, 1962.
- Merla G. Geologia dell'Appennino Settentrionale. Bull. Soc. Geol. Ital. v. 70, No. 1, (1951), 1952.
- Phillips J. Report on Cleavage and Foliation in Rocks, and on the theoretical Explanations of these Phenomena. Brit. Assoc. for the Advanc. of Sci. Rep. 26th. Meet. L. 1857.
- Ramberg H. Relationships between length of arc and thickness of ptygmatically folded vein. Amer. J. Sci., v. 258, No. 1, 1960.
- Rettger R. E. Experiments on soft—rock deformation. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., v. 19, No. 2, 1935.
- Sitter L. U. Cleavage folding in relation to sedimentary structure. Inter. Geol. Congr. XX sess., sec. V, v. 1, Mexico, 1957.
- Sitter L. U. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol. en mijnbouw, v. 20, No. 8, 1958.
- Sitter L. U. Structural geology, 2nd. ed. Toronto London, 1964.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
27 июня 1966 г.

I. V. KIRILLOVA

ON THE FORMATION OF MINOR DISHARMONIC FOLDS ON EXAMPLE OF THE FLYSCH ZONE OF CAUCASUS SOUTHERN SLOPE

Features of the structure and development of minor disharmonic folds, widespread in flysch formations, are discussed. There are emphasized the combination of features characteristic of deformations in soft unconsolidated sediments and a feature typical of tectonic deformations, that is, general regional control.

A detailed analysis of small elements of the structure shows that the tectonic deformations originated at the time when not all of the beds had been completely lithified, and these deformations have developed differently in differently lithified beds. Some superposition of various-type deformations bears no relation to the occurrence of new tectonic phases but is the result of a relatively continuous deformation of the series under the same tectonic stress field and a progressively altering state of its beds.

Earth's Physics Institute
Academy of Sciences of USSR
Moscow

УДК 551.24

В. С. БУРТМАН

О ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СКЛАДКАХ

Складки, имеющие крутую осевую поверхность, разделяются на две группы: горизонтальные складки возникают в результате изгиба слоев в горизонтальном направлении, вертикальные складки — при изгибе в вертикальном направлении. Горизонтальные складки обладают крутыми шарнирами. При изгибе в плане крутых моноклиналей возникают простые горизонтальные складки. При горизонтальном изгибе тектонических блоков или ранее сформированных вертикальных складок образуются сложные горизонтальные складки.

Простые горизонтальные синклинали и горизонтальная антиклиналь осложняют крылья обширной Келенчекской вертикальной синклинали в хр. Большой Каратау (Сев.-Зап. Тянь-Шань). Формирование этой вертикальной складки произошло в два этапа, характеризующихся различной ориентировкой напряжений. Горизонтальные складки возникли на втором этапе. Их размер — 2—3 км.

Акбогусская сложная горизонтальная складка, занимающая территорию 20×20 км, описана в районе сочленения Алайского и Ферганского хребтов Тянь-Шаня. Складку образуют дугообразно изогнутые тектонические блоки, разделенные вертикальными разломами. Внутреннее строение тектонических блоков характеризуется развитием вертикальных изоклинальных складок, осевые поверхности которых изогнуты параллельно разломам, ограничивающим тектонические блоки. Горизонтальные складки формируются в специфических динамических условиях и часто генетически связаны со сдвигами.

ВВЕДЕНИЕ

В ряде тектонических исследований, как в известных трудах Э. Зюсса, Э. Армана, Д. Мушкетова, так и в недавно опубликованных работах (Carey, 1958; Ravoni, 1961; Tanner, 1964; Буртман, 1965; Кошкин, 1965; Кропоткин и Шахварстова, 1965; North, 1965) развиваются представления о вторичных горизонтальных изгибах крупных структур земной коры: складчатых систем, тектонических зон и др. Размеры таких изгибов достигают сотен и тысяч километров. Рассмотрение подобных изгибов меньшего масштаба — при расшифровке внутреннего строения отдельных районов — производится редко. В результате, описание такого рода структурных форм, имеющих значительные, но обозримые размеры — километры или десятки километров — весьма немногочисленны (Scotford, 1956; Захаров, 1957; Clifford a. oth., 1957; Ramsay, 1958; Naha, 1959; Суворов, 1962; Буртман, 1964; Lillie a. Gunn., 1964). В предлагаемой статье объектом обсуждения являются вторичные горизонтальные изгибы именно такого масштаба. Мы будем называть эти изгибы горизонтальными складками. Горизонтальная складка возникает в результате изгиба слоя в горизонтальном (преобладающем горизонтальном) направлении. Ее шарнир и осевая поверхность имеют крутое падение (рис. 1, I).

Следуя тому же принципу, складки, которые сформированы путем изгиба слоя в вертикальном (преобладающем вертикальном) направлении, могут быть названы вертикальными складками. Осевая поверхность вертикальной складки также залегает круто, но шарнир — полого

(рис. 1, II) *. Вертикальные складки являются наиболее обычным объектом структурных исследований.

Рассмотрим некоторые особенности условий образования горизонтальных складок.

Динамика. На рис. 2 показана ориентировка относительно главных осей напряжений, вертикальной и горизонтальной складок, образо-

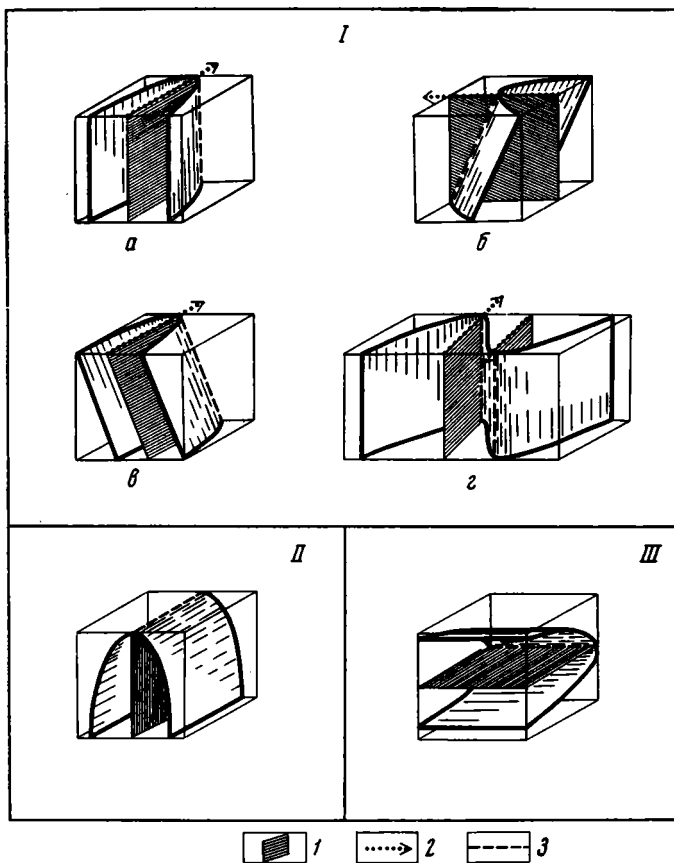


Рис. 1. Некоторые виды горизонтальных складок (I), вертикальная (II) и лежащая (III) складки

а-г — горизонтальные складки: а — прямая, с вертикальным шарниром, б — прямая, с крутым шарниром, в — опрокинутая, г — прямые асимметричные сопряженные складки. 1 — осевые поверхности складок; 2 — оси горизонтальных складок; 3 — шарниры складок

ванных в результате продольного изгиба¹. Вертикальная складка формируется в условиях, когда направление максимального напряжения горизонтальное, а минимального — вертикальное ($\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$). При образовании горизонтальной складки максимальное и минимальное напряжения расположены в горизонтальной плоскости, а осевая поверхность напряжений ориентирована вертикально (т. е. $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$).

Во время складкообразовательного процесса, в результате горизонтального сжатия, чаще возникают вертикальные складки, так как в условиях заполненного пространства преодоление гравитации является наи-

* Третья группа — лежащие складки; осевая поверхность лежащей складки залегает полого (рис. 1, III).

¹ Для упрощения чертежа и описания будем рассматривать предельные случаи: вертикальную складку, у которой шарнир залегает совершенно горизонтально, и горизонтальную складку с совершенно вертикальным шарниром.

легчайшим путем и происходит перемещение материала в вертикальном направлении. Для образования горизонтальных складок напряжение в каком-либо направлении, ориентированном горизонтально, должно быть меньше гравитационных сил. Такие условия возникают при горизонтальных перемещениях материала. Эти перемещения могут происходить как по разломам (сдвигам), так и путем пластического течения. Условия образования горизонтальных складок определяются, таким образом, горизонтальными напряжениями и возможностью горизонтального перемещения в земной коре.

Кинематика. Для того чтобы горизонтально лежащие слои образовали складку с крутым шарниром, необходимо предварительно привести эти слои в наклонное положение, либо смятие в вертикальном и горизонтальном направлениях должно происходить одновременно. Укажем некоторые способы образования горизонтальных складок.

Продольный изгиб в горизонтальном направлении ранее складчатой толщи. В результате смятия крутой моноклинали образуются простые горизонтальные складки. Вследствие изгиба в плане вертикальных складок, тектонических блоков, складчатых комплексов, возникают горизонтальные складки, которые мы будем называть сложными.

Поперечный изгиб в горизонтальном направлении. Таким способом образуются складки при наличии какого-либо упора — например, блока более древних пород внутри складчатой зоны. Горизонтальные складки, возникающие этим путем, могут формироваться одновременно с вертикальными складками, в том же поле напряжений.

Волочение. У границы геологических тел, перемещающихся в разные стороны или с разной скоростью в горизонтальном направлении, могут возникнуть горизонтальные складки в результате процесса волочения. Таковы, например, горизонтальные складки, развитые около сдвигов (Буртман, 1964).

Существуют и другие способы образования горизонтальных складок (например, при общем пластическом течении породы). Кроме того, при образовании одной складки могут сочетаться разные механизмы. Общим для всех способов является то, что изгиб слоя и перемещение материала происходят в горизонтальном направлении.

Горизонтальные складки, как указывалось, имеют круто падающие шарниры. Однако не все складки с круто погружающимися шарнирами образовались в результате изгиба в горизонтальном направлении. Такая складка может возникнуть, например, в результате повторного продольного изгиба в вертикальном направлении уже существующей вертикальной складки, если новые сжимающие напряжения ориентированы вдоль оси ранее образованной складки. При указанной ориентировке напряжений, в наиболее простом случае падение шарнира на замыкании (или замыканиях) вертикальной складки становится крутым. В более сложных случаях первоначальная складка в результате резкой ундуляции шарнира может быть разделена на несколько складок, шарниры которых круто погружаются на замыканиях. Такие вертикальные складки, возникшие в результате перекрестной складчатости, изучены главным образом в метаморфических толщах. Анализ их формы и механизма образования посвящены многочисленные работы (Семененко, 1946; Reynolds a. Holms, 1954; Carey, 1962; Ramsay, 1962; и др.). Если такая складка

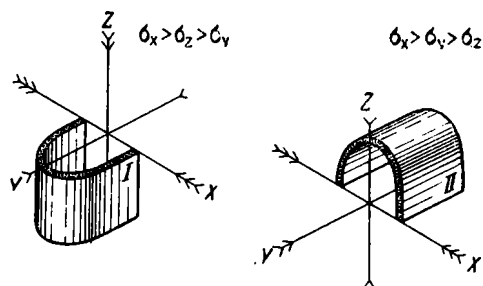


Рис. 2. Динамические условия образования горизонтальной (I) и вертикальной (II) складок продольного изгиба

сохранилась хорошо, то отличить ее от горизонтальной складки нетрудно, проследив изменение залегания шарнира.

Терминология. Особенности геометрии и условий образования горизонтальных складок четко обособливают эту категорию складчатых форм. Горизонтальные складки чаще всего описывают, как «круто погружающиеся складки» или «складки с крутыми и вертикальными шарнирами» (Harland a. Bayly, 1958; Naha, 1959; Гзовский, 1962; Суворов, 1962; Terner a. Weiss, 1963, Lillie a. Gunn., 1964; Буртман, 1964; и др.)¹. Однако, как уже говорилось, не все складки с круто погружающимся шарниром являются горизонтальными складками. Термин «горизонтальная складка» (горизонтальная антиклиналь, горизонтальная синклинали) кажется удобным, так как он отражает главную особенность рассматриваемых складок — их образование путем изгиба в горизонтальном направлении. Этот термин является производным от давно укоренившегося в литературе термина «горизонтальная флексура» (Мушкетов, 1919, 1935; Геологический словарь, 1955); последняя состоит из двух горизонтальных складок.

Рассмотрим некоторые вопросы, возникающие при описании горизонтальных складок. Основу классификации складчатых форм составляет их разделение на синклинали и антиклинали. Эти термины были предложены почти 150 лет назад и первоначально указывали лишь на ориентировку складки относительно земной поверхности: происходит ли смятие крыльев складки сверху или вниз. Со временем значение указанных терминов изменилось; сейчас мы называем антиклинально или синклиналию складки, в ядрах которых залегают, соответственно, более древние или более молодые породы, независимо от ориентировки этих складок в пространстве. В согласии с указанным принципом, антиклинали и синклинали могут быть выделены и среди горизонтальных складок. Простые горизонтальные складки можно разделить на антиклинали и синклинали во всех случаях, так как слои, образующие простую горизонтальную складку, залегают в стратиграфической последовательности. Среди сложных горизонтальных складок такое разделение возможно лишь тогда, когда эти складки возникли в результате горизонтального изгиба либо пакета вертикальных складок, зеркало складчатости которых падает в одну сторону, либо ступенчатой системы тектонических блоков. В других случаях на крыльях сложной горизонтальной складки разновозрастные слои повторяются неоднократно.

Уже давно, по мере изучения сложно складчатых толщ, исследователи все чаще встречались со структурными формами, которые не удавалось отнести к антиклиналям или к синклиналям. Например, в результате повторного смятия пакета лежащих складок, во вновь возникших вертикальных складках чередуются более молодые и более древние породы. Аналогичные трудности возникли при расшифровке складчатой структуры толщ с неустановленной стратиграфической последовательностью слоев. В результате появилась необходимость в чисто геометрической классификации. Шотландскими геологами (Bailey a. McCallian, 1937) было предложено разделять такие складки на синформные и антиформные, в зависимости от направления смякания крыльев складки — вниз или вверх. Эти понятия полностью соответствуют первоначальному значению терминов «антиклиналь» и «синклинали», впоследствии ими утраченному. Указанные термины получили широкое распространение у геологов разных стран (Naha, 1959; Rutland, 1959; Ramsay, 1960; Sutton, 1960; Hills, 1963; Fleuty, 1964; Spry a. Gee, 1964, и др.). Горизонтальные

¹ Н. П. Семенов (1946) называет рассматриваемые складки «круто склоняющимися». В иностранной литературе можно встретить определение «петлевая складка» (Schmidegg, 1933; Schmidt, 1965) и такие трудно переводимые термины, как «axial-plane fold» (Scotford, 1956), «wrench fold» (Sitter, 1960), «reclined fold», (Fleuty, 1957; Sutton, 1960).

складки нельзя разделить на синформные и антиформные, так как их крылья смыкаются в горизонтальном направлении, однако можно воспользоваться принципом, положенным в основу этой классификации.

Кажется удобным, наряду с выделением горизонтальных синклиналей и антиклиналей (когда это возможно), обозначать горизонтальные складки по направлению смыкания их крыльев, относительно стран света. Ось горизонтальной складки¹ можно показывать на структурной карте в виде стрелки, направленной в сторону замка этой складки. Ориентировка стрелки соответствует названию горизонтальной складки. Например, сопряженные простые горизонтальные складки на рис. 3 (*a* и *к*) будут: одна юго-восточной, другая — северо-западной. Такая система применима ко всем горизонтальным складкам и представляет значительное удобство, особенно при описании сопряженных сложных горизонтальных складок.

К горизонтальным складкам применимы многие определения и классификации, выработанные для вертикальных складок. Горизонтальные складки могут быть симметричными и асимметричными, прямыми, опрокинутыми и т. д. (рис. 1), хотя в ряде случаев значение привычных терминов весьма своеобразно.

При описании горизонтальных складок четко выступает особенность применения понятия «слой» в тектонике. Слоями, из которых состоит вертикальная складка, почти всегда являются пласты пород или толщи, ограниченные стратиграфическими поверхностями. Лишь в относительно редких случаях, например при описании складчатых тектонических покровов, приходится отступать от такого простого понимания тектонического слоя. Другой пример подобного отступления дает анализ изоклиальной складчатости (Войновский-Кригер, 1948).

В простых горизонтальных складках тектонические слои совпадают со стратиграфическими. В сложной горизонтальной складке, образованной пакетом изогнутых вертикальных складок, в качестве тектонического слоя надо рассматривать тело, заключенное между осевыми плоскостями сопряженных вертикальных складок. В горизонтальной складке, возникшей в результате деформации системы тектонических блоков, такими слоями будут эти тектонические блоки.

ПРИМЕРЫ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СКЛАДОК

Простые горизонтальные складки. Несколько простых горизонтальных складок было изучено автором в хребте Большой Каратау (Южный Казахстан) в 1962 г. Они сложены породами нижнего карбона и отчасти верхнего девона. В стратиграфическом разрезе здесь преобладают карбонатные породы, которыми целиком представлены отложения фаменского яруса и нижнего турне. В основании верхнего турне залегает пестроцветная пачка песчаников, конгломератов, мергелей и известняков, являющаяся хорошим маркирующим горизонтом. Верхняя часть разреза позднетурнейских отложений сложена известняками с желваками кремней. Визейский ярус представлен чередованием известняков, доломитов, туфогенных песчаников, алевролитов, туфов. Общая мощность отложений превышает 2 км.

Босоганская горизонтальная синклиналь расположена в горах Босога, в междуречье Кашкараты и Арпазена. На крыльях синклинали залегают турнейские, а в ядре — визейские породы (рис. 3, *б*). Складка находится около Главного разлома Большого Каратау. Ее ось простирается широтно и ориентирована под углом в 40° к направлению Главного разлома. Крылья складки смыкаются в восточном направлении.

¹ Ось горизонтальной складки (т. е. линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной плоскостью) перпендикулярна шарниру этой складки или образует с ним тупой угол (см. рис. 1).

Шарнир складки около Главного разлома залегают вертикально, однако на удалении от разлома наблюдается в опрокинутом залегании: заметный по подошве визейских отложений шарнир синклинали «ныряет» в восточном направлении, падая под углом 60° .

Северное крыло Босоганской горизонтальной синклинали, в целом, круто падает на север, а южное крыло — на юг под углом $40-60^\circ$, т. е.

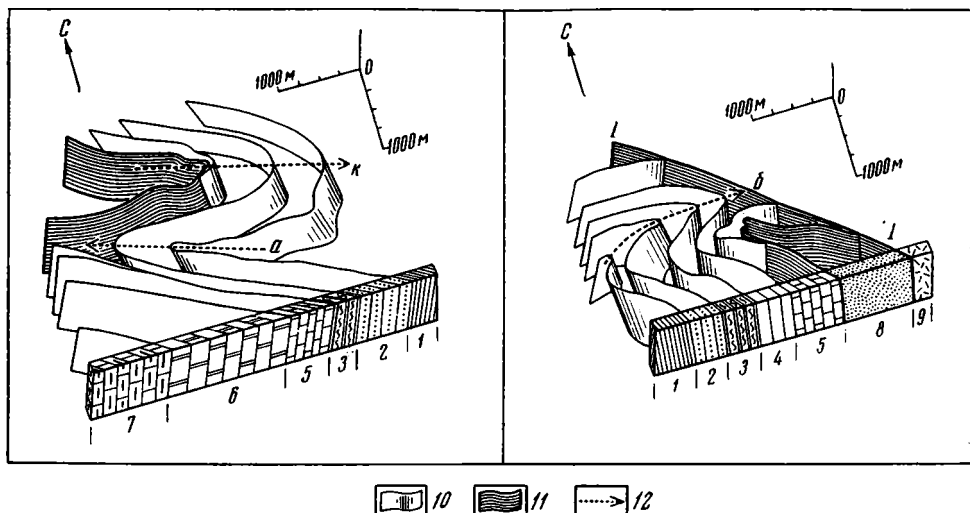


Рис. 3. Простые горизонтальные складки в хр. Большой Каратау (структурные стереограммы)

a — Аксайская горизонтальная синклинали; *к* — Карасайская горизонтальная антиклиналь; *б* — Босоганская горизонтальная синклинали.

1 — среднее и верхнее визе: известняки, песчаники, алевролиты; 2 — нижнее визе: песчаники, алевролиты, туфы, известняки; 3—4 — верхнее турне (3 — известняки с кремнями, 4 — песчаники, мергели, известняки); 5—6 — нижнее турне (5 — известняки, известняковые брекчии, 6 — известняки, доломиты); 7 — фаменский ярус: мергели, известняки; 8 — нижнепалеозойские отложения; 9 — докембрийские образования; 10 — стратиграфические поверхности; 11 — сместители разломов; 12 — оси горизонтальных складок. 1—1 — Главный разлом Большого Каратау.

на обоих крыльях складки породы находятся в опрокинутом залегании. Осевая поверхность синклинали круто падает в южном направлении. В целом Босоганскую складку можно охарактеризовать как восточную горизонтальную синклинали, несколько наклоненную к северу, с круто ныряющим шарниром. Складка сжатая, ее размер в плане — 2×2 км.

В 5 км южнее расположены две сопряженные горизонтальные складки: Аксайская горизонтальная синклинали и Карасайская горизонтальная антиклиналь (рис. 3). Первая из них является северо-западной, а вторая — юго-восточной горизонтальными складками. Шарниры обеих складок погружаются на юго-восток под углом $60-75^\circ$. На южном крыле Аксайской горизонтальной синклинали слои находятся в опрокинутом залегании, падая на юго-запад под углом 80° . Северное крыло этой складки падает к югу под углом около 70° . Оба крыла Карасайской складки имеют крутое нормальное залегание, причем северное крыло несколько менее крутое, чем южное. Таким образом, Аксайская горизонтальная складка опрокинута, а Карасайская — наклонена на север.

Рассматриваемые складки сильно сжаты. В ядре Аксайской горизонтальной синклинали наблюдается раздавливание известняков среднего визе с образованием пережима. Карбонатные породы нижнего турне, относительно более пластичные, при формировании Карасайской горизонтальной антиклинали нагнетались в ее ядро. Во время этого процесса произошел тектонический срыв по границе отложений нижнего и среднего турне; поверхность тектонического контакта очерчивает горизонтальную складку согласно со стратиграфическими поверхностями.

Босоганская, Карасайская и Аксайская горизонтальные складки осложняют крылья Келенчекской вертикальной синклинали (рис. 4, II). Эта вертикальная синклинали имеет треугольную форму в плане. Ее северо-восточное крыло на всем своем протяжении находится в опрокинутом залегании. Юго-западное крыло состоит из двух участков: южного и западного, ориентированных друг относительно друга под углом 120° . На южном участке слои находятся в опрокинутом залегании, а на западном участке имеют нормальное падение под углами $50-60^\circ$.

Аксайская и Карасайская сопряженные горизонтальные складки являются дисгармоничными складками (рис. 4, II). Они расположены на месте изгиба юго-западного крыла Келенчекской вертикальной синклинали, между участками этого крыла, имеющими разное простирание и разный наклон. Такое расположение дисгармоничных горизонтальных складок свидетельствует о вторичной деформации крыла Келенчекской вертикальной синклинали: о развороте южного отрезка этого крыла в направлении против ча-

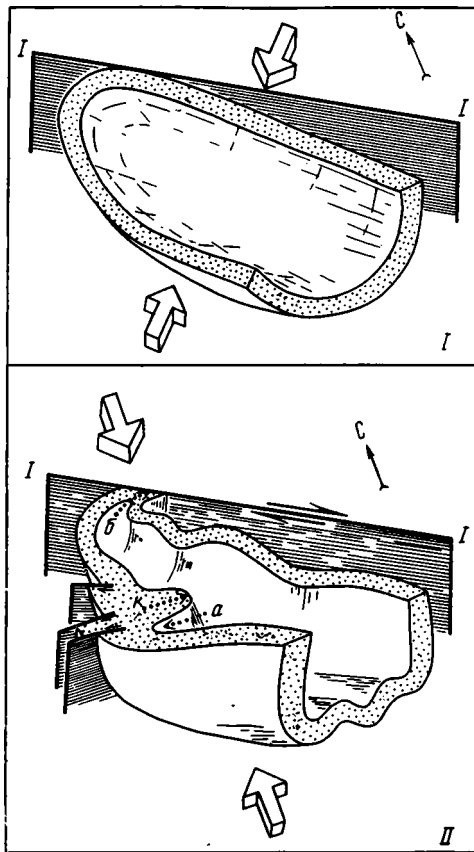


Рис. 4. Схема образования Босоганской (б), Карасайской (к) и Аксайской (а) горизонтальных складок

I этап — образование Келенчекской вертикальной синклинали; II этап — переработка Келенчекской вертикальной синклинали и образование горизонтальных складок; I-I — главный разлом Большого Каратау

совой стрелки. Босоганская горизонтальная складка расположена около Главного разлома Большого Каратау. Ее соотношение с этим разломом позволяет сделать вывод, что она является складкой волочения, возникшей при горизонтальном смещении по Главному разлому.

Формирование Келенчекской вертикальной синклинали и горизонтальных складок на ее крыльях, как представляется, произошло в два этапа. На первом этапе была образована обширная вертикальная синклинали, по-видимому, асимметричная, с более крутым северо-восточным крылом (рис. 4, I). На втором этапе, при иной ориентировке напряжений, эта складка была деформирована (рис. 4, II). Южная часть юго-западного крыла вертикальной синклинали была развернута в направлении против часовой стрелки и опрокинута в сторону ядра складки; на месте изгиба этого крыла возникли дисгармоничные Аксайская и Карасайская горизонтальные складки. Северо-восточное крыло Келенчекской вертикальной синклинали также было опрокинута и деформировано. Там, где это крыло соприкасалось с Главным разломом, в связи со сдвиговым смещением по нему, возникла Босоганская горизонтальная складка волочения. Оба этапа деформации относятся к верхнему палеозою.

Сложная горизонтальная складка. Примером сложной горизонтальной складки может служить Акбогусская складка, распо-

женная в районе сочленения Ферганского и Алайского хребтов Тянь-Шаня. Она была изучена автором в 1964 — 1965 гг.

Акбогусская горизонтальная складка занимает территорию, размером 20×20 км, расположенную между реками: Тар на севере, Акбогус — на юге, Буйга — на западе и Ойтал — на востоке (рис. 5, 6). В указанном междуречье находится горный массив Тонзоу. Большие относительные

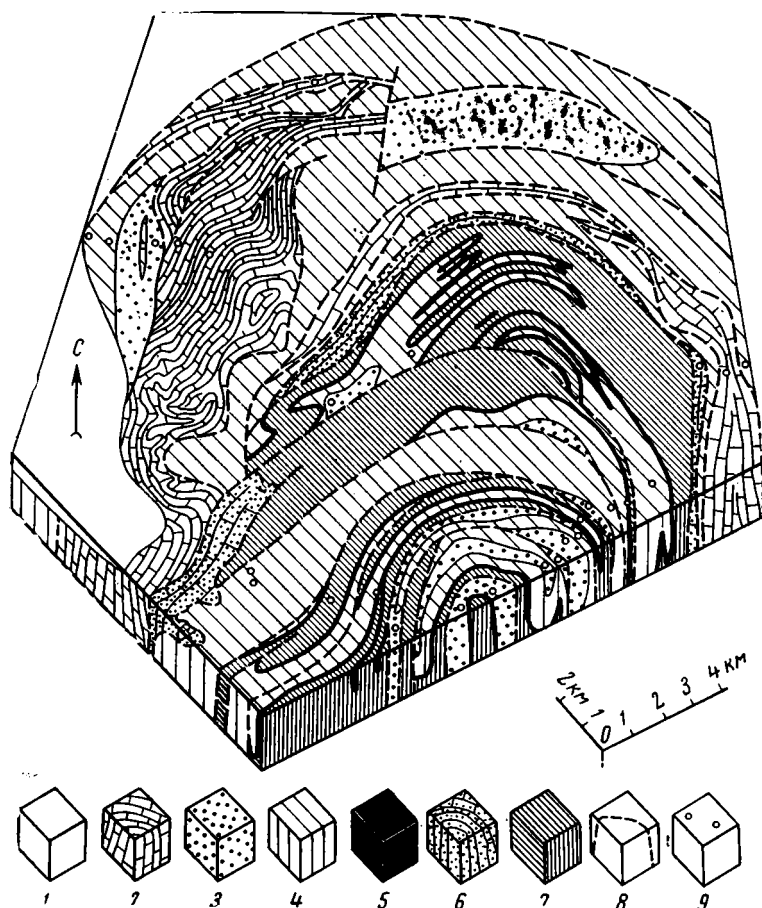


Рис. 5. Акбогусская сложная горизонтальная складка (схематическая стереограмма; рельеф земной поверхности не показан)

1 — мел; 2 — верхний карбон; 3—4 — московский ярус (3 — верхний подъярус, 4 — нижний подъярус); 5 — намюрский ярус; 6 — девон, 7 — силур; 8 — разломы; 9 — местонахождения ископаемой фауны

превышения (2—2,5 км), при хорошей обнаженности, позволяют проследить слои пород, слагающих горизонтальную складку, на значительную глубину.

Акбогусская горизонтальная складка образована изогнутыми тектоническими блоками, которые разграничены вертикальными разломами. Формирование структуры этого района относится к верхнему палеозою. Оно произошло в несколько этапов, из которых мы будем рассматривать лишь самый последний: образование горизонтальной складки из ранее сформированной системы вытянутых тектонических блоков и вертикальных складок.

Разрез отложений, образующих Акбогусскую горизонтальную складку, в ее центральной части начинается мощной толщей силурийских пород: аргиллитов и глинистых сланцев с монографтусами, кремнисто-гли-

нистых и кремнистых сланцев, содержащих прослой известняков, иногда с криноидеями. Верхняя часть этой толщи может принадлежать девонской системе (Яговкин, 1965). На указанную толщу налегает пачка кремней, которые чередуются с известняками, содержащими гониатиты *Cravenoseras* sp. намюрского яруса (определение А. В. Попова). Указан-

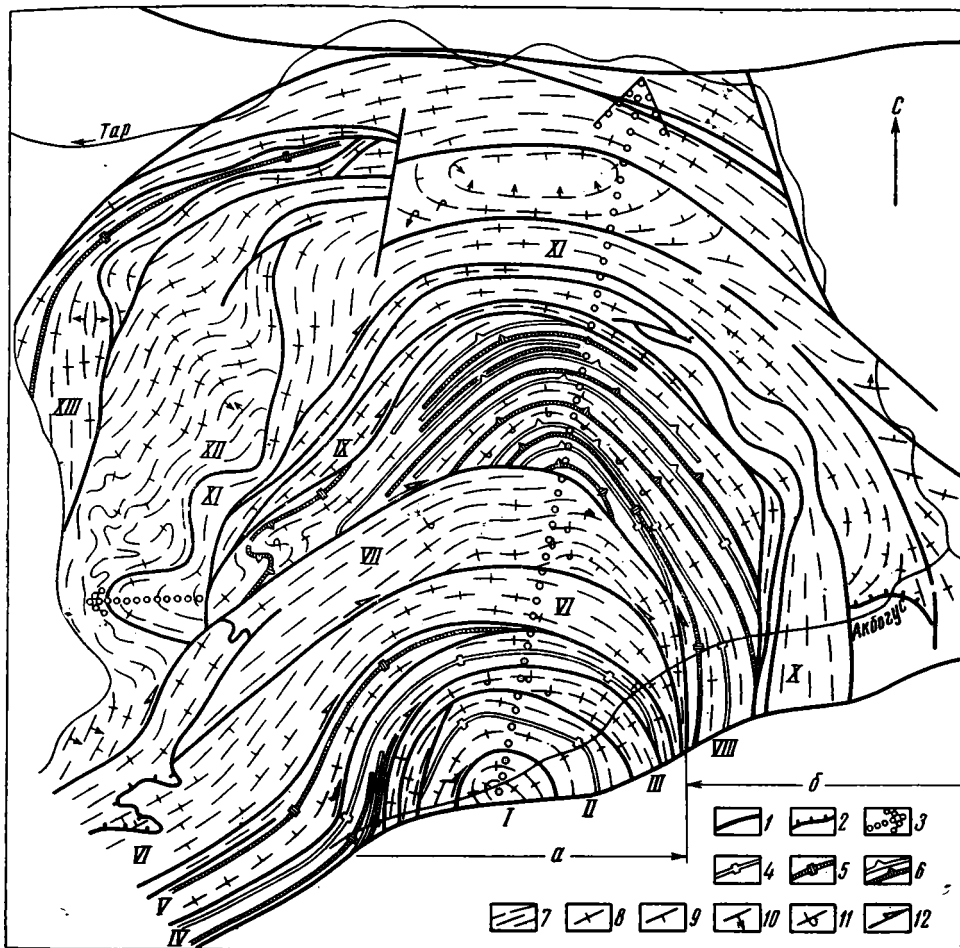


Рис. 6. Структурная схема Акбогусской горизонтальной складки.

1 — разломы вертикальные и крутые; 2 — пологие надвиги; 3 — оси сложных горизонтальных складок; 4—6 — оси вертикальных изоклинальных складок (4 — синклинали прямые, 5 — антиклинали прямые, 6 — синклинали и антиклинали опрокинутые, угол указывает направление падения осевой поверхности складки); 7 — простирание слоев; 8—11 — залегание слоев (8 — вертикальное, 9 — круче 60°, 10 — положе 60°, 11 — опрокинутое крутое); 12 — направление горизонтальных смещений по разломам

ная пачка является хорошим маркирующим горизонтом. Ее мощность весьма изменчива, оставаясь, обычно, в пределах 100 м.

Выше залегает толща ритмично чередующихся алевролитов и мелкозернистых песчаников с прослоями известняков, в которых обнаружены *Profusulinella prisca timanica* Kir., *Ozawainella* cf. *tingi* Lee и др. (определение М. Н. Соловьевой), указывающие на раннемосковский возраст отложений. Породы верхнемосковского подъяруса лежат трансгрессивно на нижнемосковских. В основании их разреза залегают известняковые конгломераты, а выше — полимиктовые песчаники, гравелиты и пуддинги с прослоями аргиллитов. В долине р. Акбогус верхняя часть этой толщи сложена ритмично чередующимися несортированными конгломератами и песчаниками. В цементе известнякового конгломерата из

основания разреза содержатся многочисленные *Fusulinella vozhgalsensis* Saf., *F. ex gr. kamensis* Saf., *Putrella brazhnicovae* Raus. и др. (определение М. Н. Соловьевой) верхнемосковского возраста. Видимая мощность пород нижнемосковского подъяруса очень изменчива, мощность позднемосковских отложений в долине Акбогуса — около 500 м.

Породы московского яруса широко распространены в периферической части Акбогусской горизонтальной складки, где развиты также более молодые отложения (в блоке XII) — мощная толща известняков тритицитового горизонта верхнего карбона, с *Triticites schwageriniformis* Raus., *Obsoletes dagmarae* Kir., *Rugosofusulina ex gr. prisca* Moell. и др. (сборы и определение М. Н. Соловьевой) и кораллами *Lopholasma carbonaria* Grabau; *Lophocariphyllum acanthiseptum* Grabau, *Lophophyllum* sp. (определение Т. А. Саютиной). Нормальный стратиграфический контакт между этими известняками и отложениями московского яруса наблюдать не удалось.

В блоке IX залегают известняки и туфопесчаники. В известняках, по данным Г. С. Поршнякова, В. И. Котельникова и А. В. Яговкина, обнаружены амфиоры, указывающие на средне-верхнедевонский возраст этих отложений. Таким образом, в узких тектонических блоках, в одном (IX) — залегают туфогенные песчаники и известняки, а в соседнем (VIII) — одновозрастные отложения отсутствуют либо представлены сланцевой толщей. Такие соотношения позволяют предполагать возможность надвиговых перемещений, подобных широко распространенным в более западных частях Алайского хребта (Поршняков, 1960). В настоящее время разломы, разделяющие тектонические блоки, залегают круто, так же круто, как и слои пород внутри блоков — на крыльях вертикальных складок, т. е., если надвиговые явления имели место, то они предшествовали образованию горизонтальной складки: надвиги или тектонические покровы должны были быть затем смяты в вертикальные складки и лишь затем изогнуты в горизонтальную складку.

Структурное районирование Акбогусской горизонтальной складки не совпадает с распределением в ней тектонических блоков, сложенных породами разного возраста и состава: последнее сложилось на более ранних этапах развития. В структурном отношении Акбогусская горизонтальная складка разделяется на две зоны: внутреннюю и внешнюю. Внутреннюю зону образуют семь дугообразно изогнутых тектонических блоков (I—VII, рис. 6). На восточном крыле горизонтальной складки все эти блоки срезаны молодым разломом. На запад тектонические блоки IV—VII прослеживаются за пределы Акбогусской горизонтальной складки.

Породы в тектонических блоках I—VII смяты в вертикальные прямые изоклиналильные складки. Наряду с крупными вертикальными складками, показанными на рис. 5 и 6, в обнажениях видны многочисленные мелкие изоклиналильные складки. Осевые поверхности вертикальных складок дугообразно изгибаются параллельно разломам, ограничивающим тектонические блоки. Важно подчеркнуть, что дугообразный изгиб осевых поверхностей вертикальных складок и вертикально стоящих слоев наблюдается и в самом ядре Акбогусской горизонтальной складки, в блоках I и II. Следовательно, рассматриваемая структура не может быть интерпретирована как результат огибания складчатými формами какого-либо жесткого массива. Указанное обстоятельство, а также тот факт, что совместно изогнуты как вертикальные складки, так и срезающие их разломы, свидетельствуют в пользу вторичности горизонтального изгиба, т. е. в пользу того, что рассматриваемая структурная форма действительно является горизонтальной складкой.

Внешняя зона Акбогусской горизонтальной складки отделена от внутренней зоны Темирджанским разломом, проходящим по границе тектонических блоков VII и VIII (рис. 6). Интересно строение VIII тектони-

ческого блока. Здесь также развита система дугообразно изогнутых вертикальных изоклинальных складок. На крыльях Акбогусской горизонтальной складки вертикальные складки прямые. В осевом секторе горизонтальной складки эти вертикальные складки опрокинуты на юг под углами 60—70°. Изгиб вертикальных складок в блоке VIII более крутой, чем изгиб тектонических блоков и вертикальных складок, расположенных южнее, во внутренней зоне. В результате наблюдается утыкание осей вертикальных складок в Темирджакский разлом. Само срезание складок разломом можно объяснить надвиганием по нему. Однако это не снимает вопроса о причине несоответствия между изгибом внешней и внутренней структурных зон. Более крутой изгиб осевых плоскостей вертикальных складок в тектоническом блоке VIII, по сравнению с изгибом блока VII, по-видимому, объясняется горизонтальным смещением (проскальзыванием) по Темирджанскому разлому. На восточном и западном крыльях Акбогусской горизонтальной складки направление смещения противоположно. В результате произошло нагнетание материала в ту часть блока VIII, которая расположена в осевом секторе Акбогусской складки. При этом и возникла указанная дисгармония.

Остальные тектонические блоки внешней зоны Акбогусской горизонтальной складки в целом повторяют изгиб блока VIII. Соотношение тектонических блоков VIII, XI и XII с Темирджакским разломом свидетельствует о том, что нагнетание материала происходило главным образом с запада. На это указывают, в частности, и небольшие горизонтальные складки, расположенные в западных частях тектонических блоков VIII и XI. Следы продольного горизонтального сжатия отражены также в структуре блока XII, сложенного известняками верхнего карбона: здесь видны горизонтальная флексора и несколько горизонтальных складок.

В целом, при образовании Акбогусской горизонтальной складки, ее внутренняя и внешняя зоны сминались совместно, но относительно независимо, смещаясь друг относительно друга по Темирджанскому разлому. Можно предположить, что подобные перемещения, хотя и меньшего масштаба, имели место и по другим разломам, разделяющим изогнутые тектонические блоки. При этом на западном крыле Акбогусской горизонтальной складки смещение по разломам происходило по системе правого сдвига, а на восточном крыле — сдвиги левые. Такие перемещения, по сути дела, должны происходить при образовании каждой горизонтальной складки — либо по разломам, либо путем послынного проскальзывания или пластического течения (подобно тому, как проскальзывают листы при изгибании пачки бумаги). Это позволяет, в частности, обозначать крылья горизонтальных складок независимо от ориентировки самой складки. Крыло, по которому при образовании горизонтальной складки относительное смещение слоев происходит по системе правого сдвига, удобно называть правым. Если смотреть на горизонтальную складку со стороны замка, в направлении ядра складки, это крыло всегда будет направо от наблюдателя. Соответственно на левом крыле горизонтальной складки относительное смещение слоев левое. У Акбогусской горизонтальной складки правое крыло находится на западе, а левое — на востоке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горизонтальные складки играют важную роль в структуре складчатых областей и в ряде случаев определяют стиль тектоники крупных регионов. Таков, например, район, охватывающий Ферганский и Восточно-Алайский хребты Тянь-Шаня. Одна из горизонтальных складок указанного района рассмотрена выше, некоторые другие были описаны ранее (Буртман, 1964). Район с широким развитием горизонтальных складок был изучен недавно в Новозеландских Альпах (Lillie a. Gunn, 1964).

Горизонтальные складки являются индикаторами горизонтальных перемещений в земной коре. Они часто ассоциируются со сдвигами. Эти

два типа структурных форм являются взаимосвязанными и могут формироваться одновременно, в едином поле напряжений. В одних случаях образование горизонтальных складок обусловлено горизонтальным смещением по разлому. Такая система эшелонированных горизонтальных складок, оперяющих секущий сдвиг, была описана автором около Таласо-Ферганского разлома в Тянь-Шане (Буртман, 1964). В других случаях доминирующей является пластическая деформация, а сдвиговое смещение по разлому лишь осложняет горизонтальную складку или горизонтальную флексуру (Буртман, 1965). Кроме того, как мы видели на примере Акбогусской складки, в процессе образования сложной горизонтальной складки происходят сдвиговые смещения по разломам, ограничивающим тектонические блоки, смятые в эту горизонтальную складку. Генетическую связь складок рассматриваемого типа со сдвигами подчеркивает А. В. Пейве (1960), выделивший складчатость сдвига как особый вид складчатости.

Горизонтальные изгибы различных структурных форм широко распространены в складчатых областях и хорошо видны на геологических и структурных картах. Часть этих изгибов первична. Другая часть — вторична, т. е. представляет собой горизонтальные складки. В рассмотренных выше примерах вторичность горизонтального изгиба была показана методом структурно-геологического анализа. Перспективным методом выявления горизонтальных складок представляется также анализ остаточной намагниченности пород из разноориентированных отрезков дугообразной структуры.

Литература

- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Тр. Геол., ин-та АН СССР, вып. 104, Изд-во «Наука», 1964.
- Буртман В. С. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг. В кн. «Мезозойские и кайнозойские зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 139, Изд-во «Наука», 1965.
- Войновский-Кригер К. Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1948.
- Гзовский М. В. Новое направление изучения складок. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Захаров С. А. Мезоструктуры изогнутых антиклиналей. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 77, вып. 2, Душанбе, 1957.
- Кошкин В. Я. Роль продольного сдвигания в образовании тектонических структур земного шара. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1965.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 134, Изд-во «Наука», 1965.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. «Материалы по общей и прикл. геологии», вып. 10, 1919.
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. ОНТИ, 1935.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Тр. Упр. геологии и охраны недр КиргССР, сб. 1, 1960.
- Семеновко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, Киев, 1946.
- Суворов А. И. К характеристике Актааской зоны разломов в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.
- Яговкин А. В. К стратиграфии отложений Восточного Алая. Вестн. Ленингр. ун-та, № 24, 1965.
- Bailey E. B. McCallien W. J. Perthshire tectonics: Schiehallion to Glen Lyon. Trans. Roy Soc. Edinburgh, v. LIX, pt. 1, 1937.
- Carey S. W. A tectonic approach to Continental Drift. В кн. «Continental Drift, a symposium». Dept. Geol. Univ. Tasmania, 1958.
- Carey S. W. Folding. J. Alberta Soc. Petrol. Geol., v. 10, 1962.
- Clifford P., Fleuty M. J., Ramsay J. G., Sutton J., Watson J. The development of lineation in complex fold systems. Geol. Mag., v. 94, No. 1, 1957.
- Fleuty M. J. About the papier by M. R. W. Jonson. «The Structural Geology of the Moine thrust zone in Coulin Forest, Wester Ross.» Quart. J. Geol. Soc. London. v. 113. pt 2, p. 268, 1957.

- Fleuty M. J. The description of folds. Proc. Geol. Assoc., v. 75, p. 4, 1964.
 Harland W., Bayly W. Tectonic regimes. Geol. mag., v. 95, No. 2, 1958.
 Hills E. S. Elements of structural geology. London, 1963.
 Lillie A. R., Gunn B. M. Steeply plunging folds in the Sealy range, Southern Alps. N. Z. J. Geol. Geoph., v. 7, No. 3, 1964.
 Naha K. Steeply plunging recumbent folds. Geol. Mag., v. 96, No. 2, 1959.
 North F. K. The curvature of the Antiles. Geologie en mijnbouw, 44 jaar, No. 3, 1965.
 Pavoni N. Dié Nordanatolische Horizontalverschiebung. Geol. Rundschau, B. 51, 1961.
 Ramsay J. G. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-Shire. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 133, pt. 3, 1958.
 Ramsay J. G. The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. J. Geol., v. 68, No. 1, 1960.
 Ramsay J. G. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. J. Geol., v. 70, No. 4, 1962.
 Reynolds D. L., Holms O. The superimposition of caledonian folds on an older fold-system in the Dalradians of Malin Head, Co. Donegal. Geol. Mag., v. 91, N 6, 1954.
 Rutland R. W. R. Structural geology of the Sokumvath Area, North Norway Norsk. Geol. tidskr., v. 39, pt. 4, 1959.
 Sootford D. M. Metamorphism and Axial Plane Folding in the Poundridge Area, New York. Bull. Geol. Soc. Amer., 67, No. 9, 1956.
 Schmidegg O. Neue Ergebnisse in den Südlichen Oztalalpen. Verhandl. Geol. Bundesans., No. 5—6, 1933.
 Schmidt K. Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. Kristallinikum, No. 3, Prag, 1965.
 Sitter L. U., de. Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenees. Geologie en Mijnbouw, jaar 39 No. 5, 1960.
 Spry A., Gee D. Some effects of paleozoic folding in the precambrian rocks of the Frenchmaus Cap Area, Tasmania. Geol. Mag., v. 101, No. 5, 1964.
 Sutton J. Some crossfolds and related structures in Northern Scotland. Geologie en Mijnbouw, jaar. 39, No. 5, 1960.
 Tanner W. F. The equatorial «maximum deformation» belt. Geol. Rundschau, b. 53, h. 2, 1964.
 Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y., 1963.

Геологический
институт АН СССР

Статья поступила
29 апреля 1966 г.

V. S. BURTMAN
ON HORIZONTAL FOLDS

Folds with steep axial surfaces fall into two groups: horizontal folds originate as a result of flexure of the strata in a horizontal direction; vertical folds are formed by flexure in a vertical direction. When steep homoclines are curved in plan, simple horizontal folds are formed. When tectonic blocks or previously formed vertical folds are horizontally curved, complex horizontal folds develop.

Simple horizontal synclines and a horizontal anticline complicate the flanks of the vast vertical Kelenchekskaya syncline in the Bol'shoy Karatau Range (North-Eastern Tien Shan). The formation of this vertical fold took place through two stages featured with differently oriented stresses. Horizontal folds have developed during the second stage. Their size is 2—3 km.

The complex horizontal Akbogusskaya fold of an area of 20×20 km is described in the place of conjugation of the Alayskiy Range and the Ferganskiy Range of the Tien Shan. The fold is formed by archedly flexed tectonic blocks separated by vertical faults. The internal structure of the blocks is characterized by vertical isocline folds whose axial surfaces are curved parallel to the faults which bound blocks.

Horizontal folds are formed in specific dynamic conditions and frequently related, in their origin, to wrench faults.

Geological Institute
Academy of Sciences of USSR
Moscow

УДК 551.240 (265/266)

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

**О СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТЕНИКЕ ЗАПАДНОГО САХАЛИНА,
ХОККАЙДО, ТАЙВАНЯ И КАЛИФОРНИИ**

В поясе Тихоокеанских кайнозойских геосинклиналей по границе с мезозоидами или областями интенсивных мезозойских дислокаций и магматизма выявляются однотипные прогибы. Дается характеристика отложений этих прогибов и их структурных форм. Подчеркнута их большая протяженность, линейность и асимметричное строение. Заложение прогибов было одновременным с последними этапами геосинклинального осадконакопления и складчатости в мезозоидах. Развитие их происходило длительно — в течение мела, палеогена и неогена. Основные дислокации связаны с концом неогена и началом четвертичного времени. Возможно, что процесс замыкания прогибов и рост складок местами продолжатся и сейчас.

На западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, в его приокеанической полосе определенно выявляются парные структуры островных дуг и глубоководных желобов, местами также глубоководные котловины. Островные дуги и желоба протягиваются от Аляски до Индонезии и далее на юг и являются основными элементами современной структуры этой области. Структурные элементы приматериковой полосы кольца сохранились фрагментарно. Они обрезаны береговой линией окраинных морей и, возможно, отчасти, уничтожены при образовании последних. Каждый из сохранившихся участков этой полосы — таких, как острова Сахалин или Тайвань — не составляет единого и цельного структурного образования. При региональных тектонических описаниях строение этих участков и их тектоническое положение разными авторами рассматривается не одинаково. Попытки типизации кайнозойских структур приматериковой полосы делались лишь в самой общей форме.

По-видимому, объективный подход к расшифровке тектонических структур этой полосы, частично скрытых морем, невозможен на основе только анализа геофизических данных или «геологической интерполяции» между отдаленными участками суши. Такие работы должны дополняться и проверяться сравнительно-тектоническими исследованиями, позволяющими «установить тектонические гомологи, иногда и сильно отличающиеся в деталях, но сходные по происхождению, ... глубже и подробнее выяснить процесс развития структур» (Шатский, 1945, стр. 24).

В этой статье поставлены вопросы сравнительного анализа приматериковых кайнозойских структур, возникшие при изучении тектоники Сахалина. Приводимые данные не являются результатом законченного исследования. Однако, наметившееся тектоническое сходство Сахалина, Тайваня, Западной Калифорнии и других участков с подобным тектоническим положением, по-видимому, не случайно и заслуживает внимания. Основное содержание работы составляет выделение и описание прогибов, лежащих в поясе кайнозойских геосинклиналей по границе с мезозоидами или более древними складчатостями областями. В соответствии с таким тектоническим положением эти прогибы будут называться внешними.

Особенности строения и развития внешних прогибов весьма своеобразны. Изучение их кажется тем более нужным, что эти прогибы, отмеченные в работах Ю. М. Пушаровского (1965 и др.) как неогеновые геосинклинальные прогибы, являются основными нефтегазоносными областями Тихоокеанского кольца.

Описания основаны частично на полевых наблюдениях автора на западе Сахалина и на востоке Сихотэ-Алиня. Многие материалы взяты из литературы. По Сахалину использованы данные С. Н. Алексейчика (Алексейчик и др., 1963), Н. А. Богданова (1965), В. Н. Верещагина (1963 и др.), С. Д. Гальцева-Безюка и П. М. Сычева (1963), Л. С. Жидковой (Жидкова и Тодоровская, 1963 и др.), И. Я. Зытнера, Ю. М. Ковтуновича (Зытнер и др., 1964); В. Д. Козырева (Козырев и др., 1960), Ю. С. Мавринского (1963), Э. П. Потаповой (1960), Ю. М. Пушаровского (1964), И. И. Ратновского (1963 и др.), Д. Ф. Русакова (1963), Ю. Н. Тарасевича и др. (1964), В. Н. Шилова (1962 и др.), А. С. Шувалева (1965) и др. исследователей, работы которых частично упомянуты в списке литературы. Обобщения по тектонике Тайваня были сделаны Ч. Биком (Biq, 1960) и позднее К. Хо (Ho, 1966) в докладе, прочитанном в Токио на XI Тихоокеанском научном конгрессе. Интересные сведения по геологии западной части острова опубликованы в многочисленных статьях геологов-нефтяников. Геологический обзор Западной Калифорнии дается здесь в соответствии с материалами, рассмотренными нами ранее (Пушаровский и Меланхолина, 1963). Из новых материалов следует упомянуть работы по геологии Северных Береговых хребтов (Irwin, 1960; Bailey a. oth., 1964) и последнюю сводку по геологии Большой долины (Nackel, 1966). Дополнительные данные для сравнения взяты из книг по геологии Индонезии, Японии и Аляски (Ван Беммелен, 1957; Геология..., 1961; Миллер и др., 1961).

САХАЛИН

Остров Сахалин рядом исследователей рассматривается как мегантиклинорий (Алексейчик и др., 1963; Зытнер и др., 1964). Однако он не имеет в целом антиклинального строения¹. В пределах большей части острова (примерно до широты Александровского и Луньского заливов на севере) прежде всего видно различие его восточной и западной частей. Восточная область Сахалина сильно расчленена и приподнята. В крупных горстовых массивах Восточно-Сахалинского хребта (около 200 км по протяженности), Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова выступают палеозойские и раннемезозойские образования, не обнажающиеся нигде на западе. Это мощные толщи эвгеосинклинального типа, нередко метаморфизованные (до зеленых сланцев) и интенсивно дислоцированные, с развитием сжатых линейных складок северо-западного, а на юге — субмеридионального простирания. Характерно распространение на востоке Восточно-Сахалинских гор мощной серии верхнемеловых отложений, в которых помимо терригенных пород присутствуют основные и средние эффузивы, линзы красных яшм и известняков. Эти отложения напоминают более древние толщи региона. От одновозрастных отложений западной области Сахалина они отличаются своим составом, большими мощностями, существенным уплотнением пород (Зытнер и др., 1964; Марков и др., 1967). Отмечают, что верхнемеловые толщи дислоцированы слабее, чем палеозойские и раннемезозойские. Но и для них обычны крутые линейные складки север-северо-западного простирания, осложненные разломами. Местами верхнемеловые и более древние образования секутся телами гипербазитов, известными только на востоке Са-

¹ В отношении структурного районирования Сахалина автор разделяет в основном представления Ю. М. Пушаровского (1964).

халина. Небольшие интрузии гранитоидов прорывают и отложения палеозоя — мезозоя, и тела гипербазитов; их относят по возрасту к палеогену.

Границы горстовых массивов проходят под углом к структурным формам палеозоя и мезозоя. В современной структуре горстовые массивы сочетаются с грабен-синклиналями и небольшими наложенными впадинами субмеридионального простираения. На острове видны сейчас лишь части таких впадин протяженностью до 70 км при ширине 10—20 км. Впадины выполнены третичными отложениями, разрез которых начинается с миоцена. Эти отложения образуют самостоятельную серию (мощностью до 5—6 км и больше) и с резким несогласием перекрывают складчатые формы и интрузивные тела, сформировавшиеся в конце мела — начале палеогена. В их составе обычны песчано-глинистые породы морского происхождения, в некоторых горизонтах — также континентального (с углями). В слоях верхнего миоцена — плиоцена местами известны вулканогенные образования. В разрезе отмечается несколько местных несогласий. Общее строение впадин весьма простое. Дислокации третичных отложений пологие, усложняющиеся только около разломов. Широко распространены брахискладки. Их образование относят к концу плиоцена — началу четвертичного времени (Алексейчик и др., 1963). Возможно, что рост складок продолжается и сейчас.

На западные части горстовых массивов Восточно-Сахалинских гор и Сунайского хребта наложен узкий грабенообразный прогиб, протягивающийся меридионально (более 500 км) по Тымь-Поронайской низменности, вдоль западного побережья залива Терпения и далее по Сунайской низменности. Неогеновые толщи прогиба по составу близки к отложениям упомянутых впадин. Широко распространены четвертичные породы. Максимальные мощности отложений (около 3 км) наблюдались вдоль Центрально-Сахалинского взброса, ограничивающего прогиб на западе. Основные движения вдоль этого взброса относятся к неогену. В зоне взброса отмечаются также четвертичные подвижки и расположение эпицентров современных землетрясений. Возможно, что на участках разного простираения характер смещения в этой зоне не одинаков. На основании сейсмических данных предполагаются еще субмеридиональные разломы, разбивающие на блоки основание прогиба и ограничивающие прогиб на востоке. В неогеновых отложениях обычны пологие антиклинали и синклинали север-северо-западного простираения, характерны брахискладки. Только вблизи зоны Центрально-Сахалинского взброса наблюдаются интенсивные мелкие дислокации. Возраст всех этих структур плиоцен-четвертичный, для некоторых складок установлено конседиментационное развитие.

В отличие от сложно построенной и сильно расчлененной восточной области Сахалина, западная область представляет собой единую структуру. Здесь расположена протяженная (около 600 км) моноклираль — крыло крупного меридионального прогиба, лежащего в значительной части под водами Татарского пролива. Этот внешний прогиб кайнозойской геосинклинали, протянувшийся вдоль ее границы со складчатой областью мезозойд Сихотэ-Алиня, обладает рядом интересных особенностей. В выполнении прогиба участвуют морские терригенные и туфогенные (частично континентальные и угленосные) толщи верхнего мела, палеогена и неогена. В Западно-Сахалинских горах они образуют единую серию отложений, сходных по составу и залегающих без существенных перерывов и региональных несогласий (рис. 1). Только у мыса Крильон и к северо-востоку от Александровска — в центриклинальных участках прогиба — известно залегание миоценовых толщ непосредственно на меловых. Подошва серии не обнажена. Максимальные мощности отложений (порядка 15 км для всей серии) характерны для восточных частей прогиба, лежащих в пределах Сахалина и неширокой прибрежной полосы.

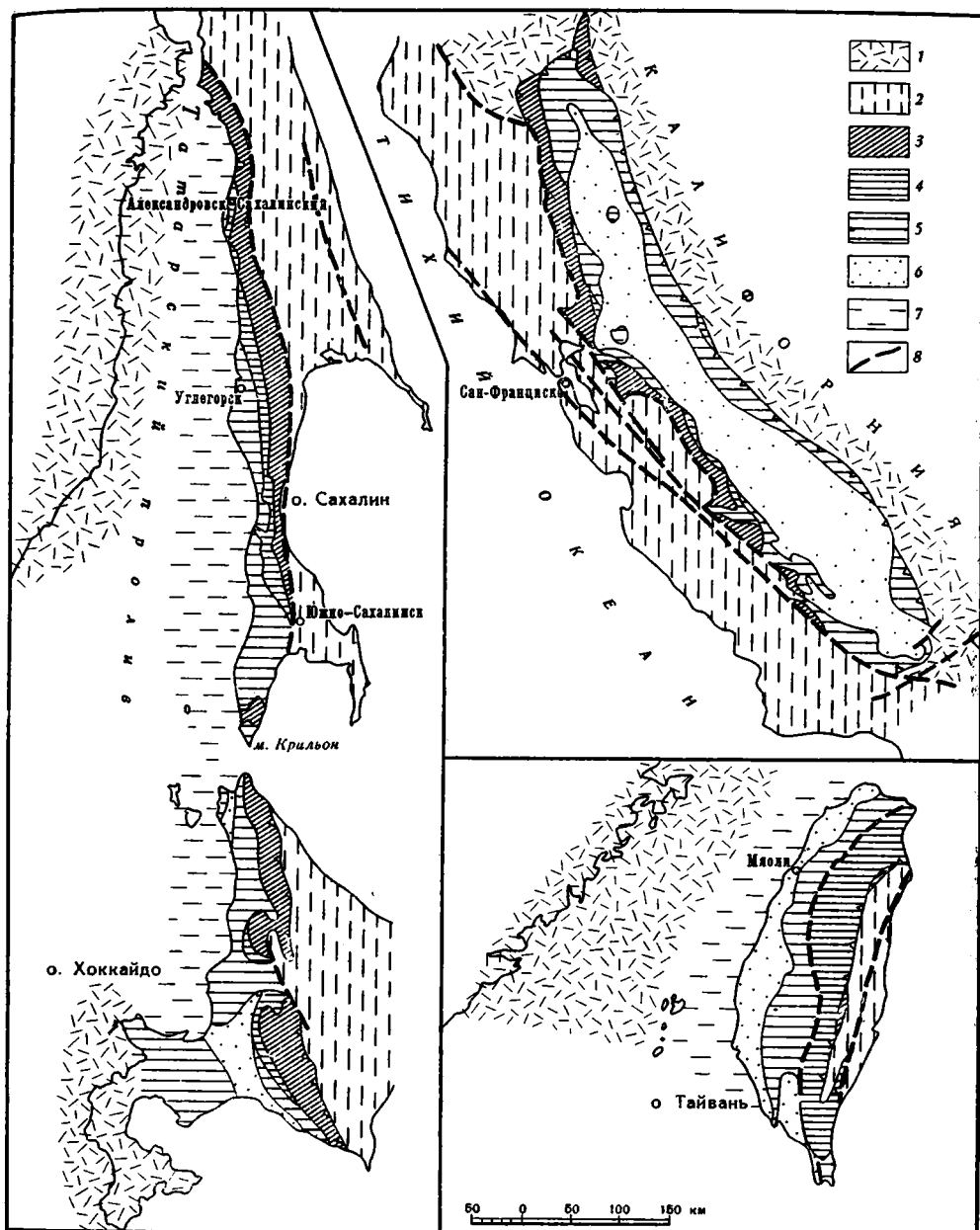


Рис. 1. Схема расположения и строения внешних прогибов на Западном Сахалине и Хоккайдо, на Тайване и в Калифорнии

1 — области мезозойской складчатости и вулканические пояса (позднемезозойские и кайнозойские); 2 — мезо-кайнозойские геосинклинальные зоны сложного строения, сопредельные с внешними прогибами; 3—7 — внешние прогибы: 3 — меловые отложения, 4 — палеогеновые отложения, 5 — неогеновые отложения, 6 — четвертичные отложения, 7 — части прогибов, расположенные под водой; 8 — разломы

На западном борту прогиба, расположенном под Татарским проливом, мощности, по-видимому, сокращаются. Такое предположение подтверждается некоторыми сейсмическими данными по Татарскому проливу, а также отсутствием на востоке Сихотэ-Алиня аналогичной мощной серии пород верхнего мела — неогена. Палеогеновые отложения на западном борту прогиба, вероятно, выклиниваются почти полностью. В слоях

верхов верхнего мела и неогена в западном направлении увеличивается роль континентальных образований, а терригенные породы сменяются вулканическими, выходящими на поверхность вдоль Сихотэ-алиньского побережья.

В разрезе серии верхнего мела — неогена Западно-Сахалинских гор выделяется несколько комплексов пород, которые в будущем могут быть описаны как самостоятельные формации. Вопросы стратиграфии отложений довольно подробно освещены в литературе (Козырев и др., 1960; Верещагин, 1963; Ратновский, 1963 и др.). Известно, что нижние горизонты разреза Западного Сахалина одновозрастны верхам геосинклинального комплекса сихотэ-алиньских мезозойд. Для сеноманских слоев, как и в Сихотэ-Алине, обычно переслаивание песчаников и глинистых пород (до 2500 м и больше); песчаники нередко туфогенные, присутствуют туффиты и туфы, особенно на севере площади. Отложения верхов сеномана и турона (до 1500 м и больше) представлены однообразными аргиллитами и алевролитами. Более высокие слои (от верхов турона до низов кампана) на юге Западного Сахалина имеют тот же состав; общая мощность всей глинистой толщи — около 2500 м. К северу от широты Углегорска — в районах, более близких к Сихотэ-Алиню — в этих слоях возрастает роль полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов; их мощность достигает более 2500 м. Интересно, что отложения от сантона до кампана, соответствующие по возрасту времени основных складчатых дислокаций и поднятия в Сихотэ-Алине, приобретают в северных районах Сахалина континентальный характер и становятся угленосными. Отложения верхнего горизонта мела (верхи кампана — данный)¹ представлены морскими терригенными породами, среди которых распространены туфогенные песчаники и туффиты, присутствуют туфы среднего и кислого состава (700—1000 м и больше). В северном направлении количество туфогенных пород в толще увеличивается. По своему составу и возрасту эти туфогенные породы близко соответствуют вулканогенным образованиям Восточного Сихотэ-Алиня и являются, по-видимому, продуктами наземной вулканической деятельности в этой области (Потапова, 1960).

Эоценовые отложения, накопившиеся в прогибе во время интенсивных дислокаций и поднятия на востоке Сахалина, представлены характерной молассоидной угленосной толщей континентального происхождения. В ней чередуются слои и пачки различных терригенных и глинистых пород, встречаются угольные пласты. Обычно преобладают полимиктовые песчаники; туфогенные породы отсутствуют. Мощность достигает 1000—1500 м. В основании толщи залегает горизонт конгломератов (до нескольких сотен метров), для которых доказываются источники сноса как на востоке, так и на западе от прогиба. Конгломераты прослежены в северных районах острова, приближенных к источникам сноса, и исчезают на юге. В более высоких слоях толщи в южном направлении также уменьшается роль грубозернистых пород. Континентальные породы эоцена вверх постепенно сменяются морскими, а их переслаивание становится относительно более тонким и правильным (толща в несколько сотен метров). Выше с постепенным переходом следует толща однообразных песчаных алевролитов или песчаников, на севере нередко алевролитов (до 1000 м, олигоцен). В целом палеогеновые отложения составляют трансгрессивный комплекс, накопившийся при постепенном затухании поднятий в восточной области Сахалина. Максимальному развитию трансгрессии отвечают отложения нижнего миоцена, распространенные как на западе, так и на востоке региона.

¹ Существуют данные о палеоценовом возрасте самых верхних слоев этих отложений (Василенко, 1965).

В Западно-Сахалинских горах они начинаются толщей туфогенных песчаников и алевролитов, туффитов, туфоконгломератов и туфобрекчий андезитового и дацитового, реже базальтового состава. Изредка в них встречаются также пласты андезитов и базальтов. Мощность толщи колеблется от первых сотен метров до 1000 м. Фациальный состав ее весьма изменчив. В общем наблюдается постепенное сокращение и исчезновение грубообломочных туфогенных пород в восточном направлении, смена туфогенных пород терригенными и появление на востоке непереотложенных пепловых туфов. Для нижнемиоценовых отложений Восточного Сахалина туфогенные породы не характерны. Проследив изменения фаций и мощностей в туфогенной толще, В. Н. Шилов (1962; Ерохов и Шилов, 1966) установил расположение ряда нижнемиоценовых вулканических центров в пределах Татарского пролива, в 5—15 км от побережья Сахалина. По-видимому, развитие вулканических образований нижнего миоцена связано с гораздо более широкой зоной, расположенной западнее Сахалина. Часть этой зоны видна сейчас в неогеновом вулканическом поясе северо-восточного Сихотэ-Алиня, где широко распространены наземные эффузивы близкого состава и возраста¹. Таким образом, нижнемиоценовые туфогенные породы Западного Сахалина, подобно верхнемеловым, не являются продуктами местного вулканизма, связанного именно с развитием геосинклинального прогиба. Они обязаны своим происхождением латеральному влиянию наземно-вулканической формации северо-восточного Сихотэ-Алиня².

Выше отложения нижнего миоцена представлены однообразными туфогенными и кремнистыми алевролитами и аргиллитами с линзами опок, с отдельными прослоями туффитов и туфов, количество которых возрастает к западу (до 1000 м и больше). Состав толщи остается постоянным на большой площади.

Вверх (и частично по простиранию) эти отложения сменяются толщей переслаивания таких же туфогенных алевролитов и песчаников, имеющей невыдержанный состав и мощность (до 1000—1500 м; средний миоцен). На юге, на п-ове Крильон, в этой толще резко преобладают песчаные породы, в значительных количествах присутствуют туффиты и туфы. Иногда терригенные породы верхов толщи, по-видимому, полностью замещаются грубообломочными туфогенными породами. Последние слагают толщу (около 500 м), очень сходную по строению с туфогенной толщей нижнего миоцена, но отличающуюся резким преобладанием пород базальтового состава (Ерохов и Шилов, 1966). Морские отложения среднего миоцена сменяются вверх континентальной толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами угля, распространенной повсеместно (от нескольких сотен метров до 1000 м).

Верхнемиоценовые отложения представлены морскими терригенными и глинистыми породами (до 1000—1500 м). Характерно распространение в южных районах алевролитов и аргиллитов, часто кремнистых, напоминающих нижнемиоценовые и также образовавшихся вслед за проявлениями вулканической деятельности.

Местами у западного края моноклинали и в ядрах наиболее погруженных мелких синклиналей сохранились песчаные и глинистые отложения плиоцена как морские, так и континентальные (до 1500 м и больше). На п-ове Ламанон и у мыса Крильон (данные автора) с терригенными отложениями верхнего миоцена — плиоцена сочетаются базальтовые и андезитовые лавы, пирокласты и туффиты, имеющие подводное, а в верхах наземное происхождение (до 100—200 м). На Ламаноне они прорваны экструзивными куполами дацитов и андезитов, являющимися

¹ Возраст подавляющей части эффузивов северо-восточного Сихотэ-Алиня, относимых раньше к палеогену и неогену, в последние годы пересмотрен и определяется как миоценовый (Ахметьев, 1965).

² Хотя ряд вулканических центров и располагался в пределах прогиба.

самыми молодыми образованиями этого района. На других участках Западного Сахалина известны лишь щелочные основные гипабиссальные интрузии верхнего миоцена или плиоцена. Все эти магматические проявления скорее всего нельзя связывать именно с особенностями развития прогиба. На востоке Сихотэ-Алиня известны сходные плиоцен-четвертичные базальты, распространенные также локально (может быть, в связи с поперечными структурами): базальты Совгаванского плато на широте Ламанона и базальты Бикинского плато на широте мыса Крильон.

Плиоценовыми отложениями заканчивается разрез Западного Сахалина. Они залегают на миоценовых слоях без существенных несогласий. Предполагают, что основные дислокации имели место в самом конце неогена — начале четвертичного времени. Мелкие структурные формы, образованные третичными слоями, часто срезаются береговой линией. Однако протяженные участки побережья проходят также и вдоль простирания структур. Татарский пролив в его значительной части располагается на месте осевой зоны прогиба, где разрез, возможно, достраивается еще четвертичными отложениями.

В разных горизонтах разреза Западно-Сахалинских гор, включая и меловые отложения, известны нефтегазопоявления. Их большая часть отмечена в Невельском районе, где происходит выклинивание ряда третичных толщ.

В моноклинали Западно-Сахалинских гор слои наклонены в общем на запад. Простирание ее меридиональное, но вдоль простирания видно несколько плавных перегибов с отклонением то к северо-востоку, то к северо-западу. На востоке моноклинали оборвана продольным разломом (Центрально-Сахалинский взброс). Моноклинали залегание слоев осложнено складками второго порядка и более мелкими. Антиклинали обычно более узкие и линейные, нередко они сочетаются с продольными разломами. Синклинали более широкие и уплощенные, местами мульдообразные. Наклон слоев на крыльях складок обычно довольно пологий, но вблизи разломов наблюдается крутое залегание, иногда также мелкие сжатые складки. Линейные складки часто ориентированы параллельно общему простиранию моноклинали, особенно на меридиональных участках. В других случаях они заметно отклоняются к северо-западу или к юго-западу. При этом местами видно, что складки захватывают лишь несколько горизонтов разреза. Например, к югу от перешейка Поясок видно, что ряд антиклиналей выполаживается по простиранию и с приближением к восточному краю моноклинали (в более низких горизонтах) сменяется структурными носами. Для более мелких складок дисгармоничный характер устанавливается еще более отчетливо. Зеркало осложняющих складок довольно пологое; таким образом, для восточного борта прогиба в целом характерны пологие и умеренные углы наклона. Структурные формы восточного борта прослеживаются вкрест простирания до 50 км.

Судя по расположению отражающих сейсмических площадок в осадочной толще под Татарским проливом, западный борт прогиба характеризуется еще более пологим залеганием слоев и сокращением их мощности в западном направлении. Таким образом, в поперечном сечении прогиб асимметричен. В продольном направлении прогиб также неоднороден: на моноклинали Западного Сахалина выделяются несколько различных по строению участков (Алексейчик и др., 1963; Салун, 1965 и др.). В осевой части прогиба рядом исследователей отмечена зона с довольно резкими изменениями гравитационного и магнитного полей и с повышенной сейсмичностью (Гальцев-Безюк, Сычев, 1963 и др.). Предполагают, что зона отвечает разлому, но не указывают, какой характер имеет разлом и в каких слоях он проходит.

Весьма характерно строение центриклиналей Западно-Сахалинского прогиба, где происходит постепенное уменьшение мощности третичных

отложений и выклинивание их нижних горизонтов. В пределах п-ова Крильон, на южной центриклинали прогиба, прослеживается постепенное выклинивание палеогеновых и некоторых неогеновых толщ к югу и юго-востоку. Наблюдается залегание на меловых породах все более высоких слоев, вплоть до миоценовых, причем в районе пос. Атласово миоцен перекрывает меловые отложения своими верхними горизонтами. Для определенных отрезков времени выявляется существование на Крильоне поперечного поднятия в системе Западного Сахалина — запада Хоккайдо. В современной структуре территория Крильона также приподнята и сужена, с развитием более интенсивных складчатых дислокаций, чем на других участках Западного Сахалина. Здесь видны линейные и довольно крутые антиклинали и синклинали, сужающиеся и воздымающиеся в южном направлении. Пологое залегание наблюдается только в ядрах синклиналей.

ХОККАЙДО

Структурная зона Западного Сахалина продолжается на западе Центрального Хоккайдо, где также видна моноклираль (больше 300 км по протяженности), образованная слоями мела, палеогена и неогена, наклоненными в общем на запад (рис. 1). Разрез включает отложения нижнего мела, севернее не выходящие на поверхность. Они подстилаются вулканогенно-кремнистой толщей триаса — нижнего мела и метаморфическими породами зоны Камуикотан. Меловые отложения, как и на Сахалине, сложены терригенными породами с чередованием пачек различного строения, но имеют заметно меньшую мощность (4—5 км для обоих отделов). Палеогеновые слои залегают местами с пологим угловым несогласием, а в других местах — совершенно согласно (см. профиль в работе Minato a. oth., 1956). Так же, как на Сахалине, это терригенные породы с углями, внизу континентальные, а вверх становящиеся морскими (до 3 км).

Неогеновый разрез Центрального Хоккайдо весьма близок к сахалинскому. В нем преобладают морские песчаные и глинистые породы (до 2—3 км). В верхах среднего миоцена известна угленосная толща, а в отложениях нижнего миоцена и плиоцена — отдельные угольные пласты. На разных стратиграфических уровнях (особенно в среднем миоцене) распространены туфогенные песчаники, туфы и туфоагломераты, с которыми сочетаются лежащие выше кремнистые алевролиты и аргиллиты (верхний миоцен). Роль вулканогенных образований в неогеновых толщах увеличивается в восточном и западном направлениях. В разных горизонтах разреза мела — неогена отмечаются нефтепроявления, но основной нефтеносный горизонт приурочен к верхам среднего миоцена.

Плиоценовые отложения сохранились в ядрах ряда синклинальных складок на западе территории. На изменности, к юго-востоку от залива Исикари, выше плиоценовых слоев залегают — чаще всего согласно — континентальные и морские породы плейстоцена (см. Geologic map of Japan, 1964). Здесь располагается осевая часть прогиба Исикари-Румои, а далее на запад, в пределах Юго-западного Хоккайдо — его западный борт. Вкрест простираения прогиба происходит выклинивание меловых и палеогеновых толщ. В отложениях неогена терригенные породы сменяются вулканогенными, широко развитыми в Юго-западном Хоккайдо. Осевая часть прогиба в более высоких горизонтах располагается западнее, чем в низких. Вдоль простираения прогиба также происходит выклинивание палеогеновых отложений. У северной и южной оконечностей острова миоценовые образования ложатся непосредственно на меловые, как это отмечалось и для центриклинальных участков Западно-Сахалинского прогиба.

Прогиб Исикари — Румои, подобно Западно-Сахалинскому, довольно широкий (около 100 км) и пологий. Его более крутой восточный борт осложнен многочисленными взбросами, надвигами и мелкими складками, часто приразломными. С крупными надвигами вдоль восточной границы прогиба нередко связаны тела гипербазитов. На западном борту прогиба слои залегают очень полого; известны вулканические постройки от миоценовых до современных.

ТАЙВАНЬ

На острове Тайвань, как и на Сахалине, в относительно приподнятой восточной области (восток Центрального хребта) обнажаются породы эвгеосинклинального комплекса верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. Характерны значительные мощности отложений, метаморфизм зелено-сланцевой фации, развитие небольших крутых и сжатых складок, местами перевернутых. В составе комплекса известны тела серпентинитов и более молодые интрузии сильно измененных кварцевых диоритов или гранодиоритов. Предполагается, что образование складок, метаморфизм и внедрение интрузий связаны с позднемезозойской орогенцией (Но, 1966). В своем современном распространении породы метаморфического комплекса связаны с крупным горстом, протянувшимся на север-северо-восток более чем на 200 км при ширине около 20 км.

Восточнее, в пределах Восточного Берегового хребта, распространены неогеновые отложения, выполняющие линейный грабенообразный прогиб (150×15 км), на востоке обрезанный береговой линией. Они залегают, по-видимому, прямо на позднемезозойских складчатых образованиях («Основы тектоники Китая», 1962; Но, 1966). Отмечаются большие мощности неогеновых толщ и отличие их по составу от развитых на западе Тайваня: присутствие в основании миоцена мощных андезитовых агломератов, а в более высоких слоях — экзотических блоков различных пород (предполагается их поступление с востока).

Самым крупным нарушением неогеновых толщ является протяженный пологий надвиг, со смещением на запад. По нему установлено сближение разновозрастных, но разнофациальных слоев. Известны также небольшие крутые разломы и брахискладки. По границе неогенового прогиба с горстом Центрального хребта протягивается на север-северо-восток (на 150 км при ширине 5—7 км) Продольная долина Тайваня. Это удивительно линейная зона рифтового строения¹. Она выполнена плейстоценовыми и более молодыми отложениями и ограничена крутыми разломами с диагональным смещением (Big, 1960; Allen, 1962). При современных землетрясениях преобладают левобокковые движения. Геологические и топографические данные свидетельствуют о значительных вертикальных перемещениях вдоль зоны Продольной долины.

В западной области Тайваня в север-северо-восточном направлении протягивается внешний прогиб кайнозойской геосинклинали (прогиб Алишань), подобный Западно-Сахалинскому. Его структурные формы прослеживаются в пределах острова на 400 км по простиранию и до 100 км вкрест простирания. Широкая (до 150 км) зона, примыкающая к прогибу Алишань, скрыта под водами Тайваньского пролива. Вдоль западного побережья пролива каледонская складчатая область Катазии обладает рядом своеобразных черт, характерных обычно для структур мезозойской. Здесь в узких прогибах северо-восточного простирания известны дислоцированные мезозойские отложения большой мощности², повсеместно распространены мезозойские граниты, широкой полосой протя-

¹ Судя по рельефу морского дна, эта зона продолжается далеко на юг.

² Помимо континентальных отложений, в прогибах близ Кантона и Гонконга известны очень мощные морские толщи юры терригенного и кремнисто-глинистого состава с прослоями лав и туфов (Микунов, 1963).

гивается верхнеюрско-меловой вулканический пояс (Нагибина, 1963). Отмеченная зона в Тайваньском проливе может оказаться зоной мезозойской складчатости.

Восточный борт прогиба Алишань виден на западном склоне и в предгорьях Центрального хребта. Он представляет собой моноклиналь, образованную верхнемеловыми (?), палеогеновыми и неогеновыми толщами и значительно осложненную надвигами, взбросами и приразломными складками (см. рис. 1). Западный борт построен значительно проще и характеризуется уменьшением мощности толщ и выклиниванием ряда горизонтов, наблюдающимся на западе прибрежной равнины.

Верхнемеловые-палеогеновые отложения восточного борта (несколько километров) представлены однообразными аргиллитами и аспидными сланцами с подчиненными пачками и прослоями песчаников и с несколькими горизонтами конгломератов. Конгломераты состоят из гальки пород подстилающего метаморфического комплекса и самой аргиллитовой толщи; предполагается поступление этой гальки с востока и отчасти с запада (Schreiber, 1965). Местами в толще видны пласты диабазов, базальтов, андезитов и их пирокласты. Ископаемые редки; известны находки в линзах известняка фораминифер эоцена и олигоцена — аквитана, а также кораллов верхов мела — палеогена. Палеогеновые отложения дислоцированы и слегка метаморфизованы, их обломки встречаются в неогеновых слоях. Но доказательств углового несогласия между палеогеновыми и неогеновыми отложениями нет. Некоторые исследователи считают, что эти отложения образуют единую серию (особенно на юге территории), что накопление их было непрерывным, произошло только некоторое смещение неогенового прогиба на запад, дислокации и слабая метаморфизация пород на востоке. На восточном борту прогиба палеогеновые и неогеновые толщи соприкасаются большей частью вдоль взброса. В пределах западного борта палеогеновые слои, возможно, полностью выклиниваются. Их отсутствие обнаружено при бурении в южных районах, близ Пейканга, где нижнемиоценовые отложения залегают непосредственно на меловых, имеющих небольшую мощность (Matsumoto a. oth., 1965).

Неогеновые отложения довольно хорошо изучены и закартированы в нефтеносных районах Западного Тайваня (Chang, 1965; Chiu, Hsu, 1953; Chou, 1964; Hsiao, 1964; Huang, 1963; Meng, 1965; Schreiber, 1965; Sun, 1963; Tang, 1964 и др.). В их составе выделяется ряд глинистых и терригенных толщ, залегающих согласно и без значительных перерывов. Общая мощность отложений достигает на востоке 7 км и больше и постепенно уменьшается в западном направлении. На западном борту прогиба мощность неогеновых толщ составляет лишь 1,5—2 км. В южной части прогиба весь разрез образован нормально морскими отложениями, с чередованием пачек однородных глинистых сланцев и переслаивания их с алевролитами. Полимиктовые песчаники встречаются в отдельных пластах и прослоях и только в низах верхнего миоцена и в низах верхнего плиоцена слагают достаточно мощные толщи (до 500—600 м). В некоторых горизонтах наблюдается частое и ритмичное переслаивание песчаников и глинистых сланцев. В самых южных районах в верхах плиоцена залегает горизонт рифовых известняков (до 500 м). Иногда в верхних слоях миоцена отмечаются базальтовые лавы и туфы.

Вдоль простирания прогиба происходит постепенное изменение характера неогеновых отложений. В северном направлении в их составе значительно возрастает роль песчаников. Уже в районе Мяоли в разрезе преобладают полимиктовые и кварцевые песчаники с прослоями алевролитов или глинистых сланцев. А севернее количество песчаников еще увеличивается. Глинисто-алевролитовые толщи сохраняются в районе Таоюаня только в верхах среднего миоцена (60 м) и в низах плиоцена (300 м), а в скважине у Гуаньина они отсутствуют. Одновременно в ряде

горизонтов миоцена происходит смена морских отложений прибрежными и континентальными. В районе Мяоли появляется паралическая угленосная толща в низах верхнего миоцена (1000 м), а у Таюаня — также толщи (по 600—700 м) в середине нижнего миоцена и в основании среднего миоцена. Присутствие базальтовых туфов, туфобрекчий и небольших лавовых потоков в миоценовых толщах для северных районов более характерно, чем для южных. Известны они на разных стратиграфических уровнях. В отложениях нижнего и среднего миоцена отмечаются также линзы кремнистых известняков. Изменения неогеновых отложений вкрест простирания прогиба не очень существенны. В ряде районов одновременно с сокращением мощности толщ с востока на запад происходит увеличение в них количества песчаников. Предполагается снос обломочного материала как с запада, так и с востока. Нефтяные месторождения Западного Тайваня связаны с верхнемиоценовыми, а на юге и с плиоценовыми отложениями.

В осевой части прогиба Алишань разрез надстраивается толщами плиоцен-плейстоцена (до 1500 м), залегающими согласно. В центральных районах они представлены конгломератами и песками (особенно грубыми в верхней части), которые к северу и к югу замещаются более тонкозернистыми терригенными породами, преимущественно морскими. Эти молассовые толщи накапливались во время интенсивного поднятия Центрального хребта Тайваня, возможно одновременно с формированием некоторых надвигов. Основные дислокации имели место позднее и захватили как неогеновые, так и плейстоценовые толщи. Образовавшиеся формы перекрыты с несогласием маломощными отложениями верхов плейстоцена и голоцена. Как отмечает Хо (Ho, 1966), это единственное значительное несогласие в кайнозойской серии Западного Тайваня. В плейстоценовых отложениях помимо терригенных пород известны рифовые известняки (на юге). На севере острова, на продолжении дуги Рюкю, развиты вулканические образования андезитового состава. На островах Пэнху, лежащих в Тайваньском проливе, у западного борта прогиба, известны плейстоценовые базальты, подобные развитым на юге Катазии.

В поперечном сечении прогиб Алишань резко асимметричен. Его восточный борт значительно более крутой и нарушенный, чем западный. Он простирается на север-северо-восток, образуя несколько плавных перегибов. В широкой полосе на востоке видны аргиллиты мела — палеогена, сильно перемятые и рассланцованные. Кроме сравнительно мелких складок здесь известно несколько протяженных флексур северо-восточного простирания, разделенных обычно разломами с диагональным смещением (Ho, 1966). Палеогеновые толщи оборваны взбросом, к западу от которого обнажаются только неогеновые отложения.

В неогеновых толщах восточного борта прогиба при детальном картировании выявлена серия протяженных пологих надвигов с перемещением на запад (Meng, 1965 и др.). Они наиболее распространены на северном отрезке восточного борта, обращенном дугой к западу. Простирание структур надвиговой зоны соответствует простиранию восточного борта. Вдоль фронта каждого из надвигов располагаются узкие асимметричные антиклинали с более крутыми северо-западными и западными крыльями, часто подвернутыми и оборванными надвигами. Надвиговые чешуи представляют собой синклинальные складки, каждая из которых частично перекрыта по следующему к востоку надвигу. Все структурные формы надвиговой зоны оборваны на востоке упомянутым взбросом. В западном направлении разломы становятся более редкими, а складки — более простыми и пологими, в их строении участвуют все более молодые толщи. Складками и надвигами нарушены слои неогена и плейстоцена. Несмотря на развитие интенсивных дислокаций, подстилающие образования нигде не выведены на поверхность. По-видимому, отмечен-

ные надвиги и складки не распространяются на большую глубину. Предполагают, что это гравитационные покровы, сорванные вдоль подошвы неогена и смещенные к западу при поднятии в зоне Центрального хребта Тайваня¹.

Неогеновые и плейстоценовые слои западного борта полого наклонены внутрь прогиба. Лишь местами моноклиналь осложнена небольшими разломами и пологими складками, с которыми и связаны основные нефтяные месторождения Тайваня. С удалением от осевой части прогиба строение моноклинали становится все более простым, а образующие ее слои все более уменьшаются в мощности. На северо-западе, у самого побережья, наклон слоев составляет 100 м на 1 км. Время основных дислокаций в прогибе Алишань определяется серединой плейстоцена. Нередко отмечаются и современные подвижки.

КАЛИФОРНИЯ

В Западной Калифорнии, как и на Сахалине, вкрест простирания структур выделяются две существенно различные области. На западе — в Береговых хребтах — видно сочетание сравнительно небольших (100—300×10—40 км) впадин и горстов или горст-антиклинальных поднятий, обычно северо-западного простирания. Под небольшим углом к простиранию этих структур протягивается рифтовая зона разлома Сан-Андреас. Впадины выполнены морскими терригенными, иногда туфогенными и кремнистыми отложениями, сходными с развитыми на востоке, в Большой долине. Они включают слои неогена и плейстоцена мощностью до 8 км; палеогеновые толщи имеют незначительное распространение, хотя местами и достигают больших мощностей. В разрезах впадин известны многочисленные местные несогласия, разновременные на разных участках. В основании третичных толщ устанавливается резкое угловое несогласие. Обычно простая форма впадин и пологие складки, усложняющиеся около разломов. Последние значительные деформации относятся к середине плейстоцена; наблюдается и современный рост складок.

Основание этой области в ее центральной части — в блоке между разломами Нацименто и Сан-Андреас — сложено метаморфическими породами палеозоя — мезозоя (?) и мезозойскими гранитами, перекрытыми осадочной толщей верхов верхнего мела. В горстах на западе и на востоке Береговых хребтов выходят верхнеюрско-меловые отложения (от титона до турона), синхронные по образованию основной складчатости и поднятию в мезозоиде Сьерра-Невады. Это эвгеосинклинальные породы францисканского комплекса (см. Bailey a. oth., 1964; Соколова, 1963 и др.), весьма сходные с верхнемеловыми породами Восточного Сахалина. Они интенсивно дислоцированы с образованием складок и блоков различных простираний, иногда метаморфизованы. Очень часто с отложениями францисканского комплекса ассоциируются тела гипербазитов, неизвестные среди разновозрастных образований более восточных районов.

На востоке вдоль зоны взбросов и надвигов, сопровождаемых гипербазитами, францисканские отложения соприкасаются с разновозрастными толщами совсем иного характера. Этими толщами начинается разрез на юго-западном борту прогиба Грейт-Вэлли (Большой долины), лежащего по границе с мезозоидами Сьерра-Невады (см. рис. 1). Прогиб Грейт-Вэлли представляет собой протяженную линейную структуру (700×80—90 км) северо-западного простирания и, подобно Западно-Сахалинскому прогибу, имеет асимметричное строение. На его юго-западном борту отложения верхней юры — мела, палеогена, неогена и

¹ Сейчас хребет поднят на высоту до 4 км, значительно больше, чем на других островах Тихого океана.

плейстоцена залегают без существенных перерывов и региональных несогласий, образуя единую серию. Мощность верхнеюрско-меловых отложений достигает 15 км, третичных — 10 км. По направлению к Сьерра-Неваде происходит сокращение мощности толщ и выклинивание нижних горизонтов разреза. На северо-восточном борту прогиба разрез начинается отложениями верхов палеогена и неогена, перекрывающими образования складчатого комплекса мезозойд.

В выполнении прогиба Грейт-Вэлли преобладают морские терригенные породы, образующие несколько комплексов, сходных с отмеченными на Сахалине. Отложения титона (около 5 км), выделяющиеся в основании разреза, имеют преимущественно глинистый состав и иногда содержат в низах пласты туфогенных песчаников, туфов и базальтовых лав — таких же, как в одновозрастных слоях францисканских отложений. Меловые толщи (до 10 км) залегают согласно и образованы терригенными и глинистыми породами с чередованием пачек различного строения и с преобладанием в низах алевролитов, а в верхах песчаников и пачек переслаивания. Встречаются пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов; мощные, но быстро выклинивающиеся линзы конгломератов. В южном направлении отмечается уменьшение роли грубообломочных пород в разрезе. Установлено поступление обломочного материала меловых пород из поднимавшейся области мезозойд Сьерра-Невады и гор Кламат и перенос его на юг, вдоль простирания прогиба. На юге для конца мела отмечаются также западные источники сноса. Максимальные мощности титонско-меловых отложений наблюдаются на юго-западе долины Сакраменто. В южном направлении, вдоль простирания прогиба, отложения уменьшаются в мощности и выклиниваются на южной центриклинали (юг долины Сан-Хоакин).

Максимальные мощности третичных толщ, наоборот, характерны для южной части прогиба Грейт-Вэлли (10 км). На севере долины Сан-Хоакин и в долине Сакраменто мощности сильно сокращаются (до 3—4 км). На поперечном поднятии в районе Стоктона отмечается выпадение из разреза палеогеновых и частично миоценовых слоев (Haskell, 1966). При детальном исследовании третичных отложений установлены значительные изменения их мощностей и состава как вкрест, так и вдоль простирания прогиба. Отмечаются местные несогласия в подошве палеоцена, среднего эоцена и плиоцена. Палеогеновые отложения образованы пачками песчаников (часто аркозовых) с прослоями глинистых сланцев и пачками глинистых сланцев с прослоями песчаников, которые чередуются в разрезе и замещают друг друга фациально. Вблизи отмеченного поперечного поднятия в разрезе возрастает роль песчаников, а в отложениях середины эоцена появляются континентальные образования с угольными прослоями. В узкой полосе на северо-восточном борту прогиба морские отложения палеогена полностью замещаются континентальными отложениями небольшой мощности. В олигоценых слоях на севере известны туфогенные песчаники и туфы. Источники сноса палеогенового времени устанавливаются как на востоке, так и на западе — интенсивно возмывавшейся области Береговых хребтов. В конце палеогена и в неогене появляются источники сноса и к югу от прогиба.

Для неогеновых отложений тоже обычно чередование крупных глинистых и песчаных пачек, иногда с конгломератами. Но только в южной части прогиба весь неогеновый разрез образован мощными морскими толщами. К северу от Коалинги распространены преимущественно континентальные породы, лишь глинистая толща верхнего миоцена имеет морское происхождение. В северных районах отмечаются миоценовые туфы риолитового и дацитового состава. У южного окончания прогиба в морских отложениях нижнего миоцена известны пласты базальтовых и дацитовых лав, местами — пепловые туфы и бентониты. В слоях верхнего миоцена встречаются диатомиты и кремнистые сланцы. Значитель-

до больше разновозрастные вулканогенные образования (нижний — средний миоцен) и кремнистые породы (верхний миоцен) распространены в Береговых хребтах. Однако появление всех этих вулканических и ассоциирующих с ними пород не следует связывать только с особенностями развития кайнозойской геосинклинали Калифорнии. За ее пределами, в складчатой области мезозой, миоценовый вулканизм был проявлен гораздо шире. Вулканическая деятельность в Береговых хребтах и прогибе Грейт-Вэлли явилась лишь отражением этого мощного процесса. Латеральное влияние вулканизма соседней зоны определенно устанавливается для северного окончания прогиба Грейт-Вэлли¹. Здесь с приближением к вулканическому плато Модок, прослеживается смена плиоценовых туфогенно-осадочных отложений туфобрекчиями и лавами. В Мэрисвилл-Баттс среди осадочных образований прогиба выступает кратер плиоцен-плейстоценового вулкана.

Выше плиоценовых слоев согласно залегают континентальные обломочные толщи плейстоцена (до 1,5 км на юге); на юге среди них известны озерные диатомовые глины. Временем основных дислокаций в прогибе Грейт-Вэлли считается середина плейстоцена. Современные аллювиальные осадки повсеместно залегают со значительным несогласием. Геодезические измерения показывают, что в осевой части прогиба погружение продолжается.

Таким образом, осадочные толщи прогиба Грейт-Вэлли по возрасту и характеру весьма близки к отмечавшимся в Западно-Сахалинском прогибе. Прогиб Грейт-Вэлли полностью доступен для изучения и в нем удастся проследить все изменения толщ вкрест простирания, по направлению к Сьерра-Неваде (рис. 2): сокращение их мощности, выклинивание нижних горизонтов разреза, смену морских отложений континентальными, а на севере — замещение туфогенно-осадочных пород вулканогенными. Смена фаций и мощностей отложений, появление континентальных толщ и выклинивание ряда слоев наблюдается и вдоль простирания прогиба. Характерны особенности центриклиналей прогиба. На юго-востоке происходит постепенное выклинивание меловых отложений и резкое сокращение на борту мощности третичных толщ. На северо-западе уменьшается мощность меловых слоев, постепенно выклиниваются слои миоцена и затем палеогена, маломощные плиоценовые образования ложатся на нижнеэоценовые и меловые. Нефтяные месторождения распространены на юге прогиба Грейт-Вэлли и связаны с неогеновыми отложениями, хотя нефтеносными являются и другие горизонты от верхнего мела до плейстоцена. С плиоценовыми отложениями на юге территории связаны также газовые месторождения. Но основное их распространение — в северной половине прогиба (юг долины Сакраменто), где газоносными являются слои верхнего мела и эоцена.

Достаточно полно известны и структурные особенности прогиба Грейт-Вэлли: более крутой и осложненный мелкими дислокациями юго-западный борт, широкое и плоское дно (наиболее погруженное на юго-западе), очень пологий северо-восточный борт, примыкающий к мезозойдам Сьерра-Невады. На моноклинали северо-восточного борта наклон слоев составляет около 10°, местами известны осложняющие ее небольшие продольные сбросы. На юго-западном борту слои наклонены под средними углами, ближе к осевой части прогиба залегание выполаживается. Моноклираль осложнена продольными взбросами и складками, особенно на юге. Кулисно расположенные асимметричные складки к югу от Коалинги рассматриваются рядом геологов как складки волочения вдоль сдвига Сан-Андреас. Юго-восточная центриклиналь прогиба осложнена многочисленными разломами и складками. На северо-западной центриклинали происходит постепенное выклинивание слоев и очень пологое воздымание, не нарушенное мелкими дислокациями.

¹ Подобные явления наблюдаются и севернее, в Орегоне и Вашингтоне.

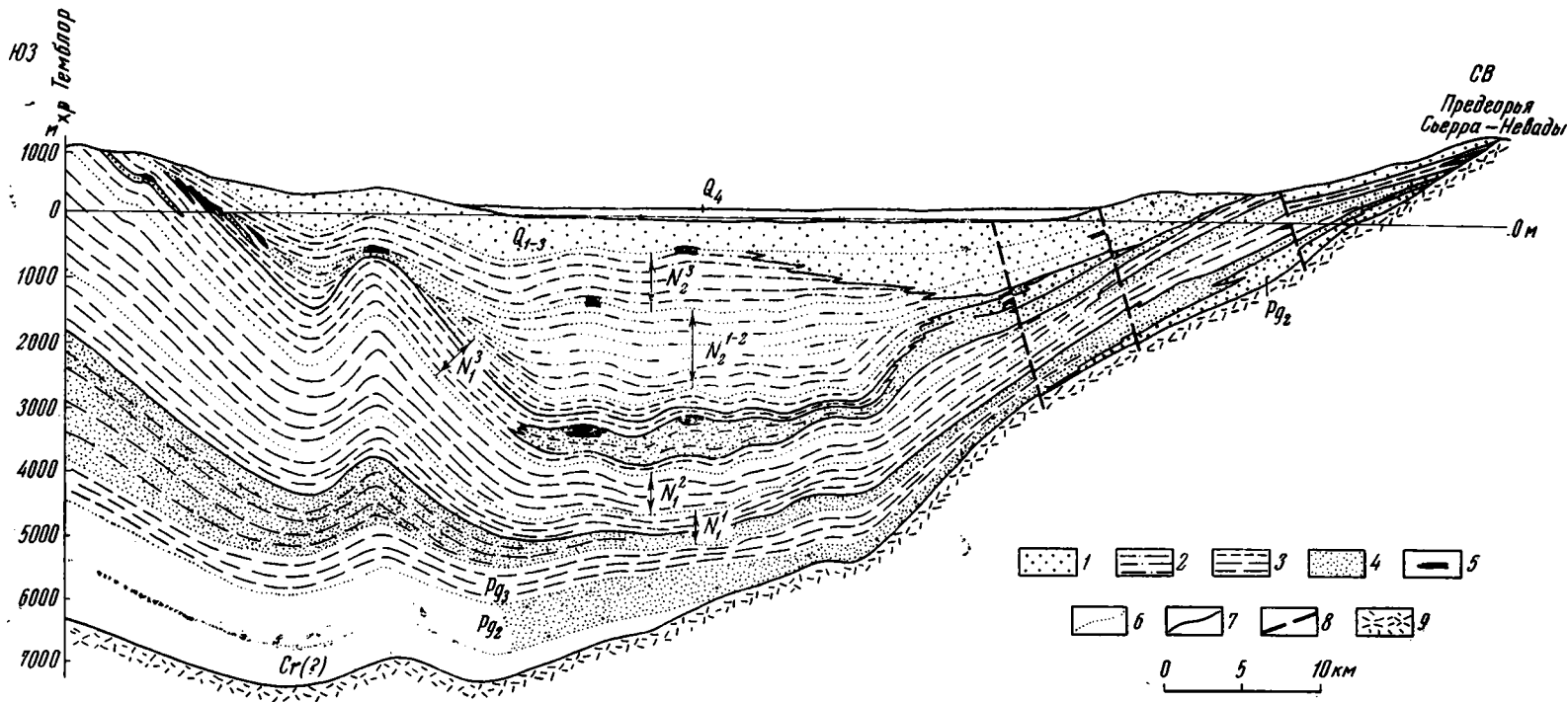


Рис. 2. Геологический профиль через южную часть прогиба Грейт-Вэлли (Hoots, 1943)

1 — континентальные терригенные и глинистые породы; 2 — 4 — морские отложения: 2 — алевриты и глинистые сланцы, 3 — глинистые сланцы и иногда кремнистые породы; 4 — песчаники; 5 — газо- и нефтенасыщенные песчаники; 6 — стратиграфические границы; 7 — границы литологических комплексов; 8 — разломы; 9 — образования складчатого комплекса мезозойского периода

О ВЫДЕЛЕНИИ ВНЕШНИХ ПРОГИБОВ В ПОЯСЕ ТИХООКЕАНСКИХ КАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Итак, на западе Сахалина и Хоккайдо, на западе Тайваня и в Калифорнии выделяются однотипные структуры. Здесь по границе с мезозойскими складчатыми сооружениями (или областями интенсивных мезозойских дислокаций и магматизма — Тайвань) расположены протяженные (мноغو сотен километров $\times 80-100$ км) линейные прогибы асимметричного строения. Их заложение одновременно последним этапам геосинклинального осадконакопления и эпохе основной складчатости в мезозоидах. Развитие этих внешних прогибов — в отличие от сложной истории внутренних частей кайнозойских геосинклиналей — было длительным и спокойным в течение мела и кайнозоя. В четвертичное время (в разных местах, может быть, не одновременно) произошло замыкание прогибов, дислокации и образование значительного несогласия. Возможно, что процесс замыкания прогибов и рост складок местами продолжаются и сейчас.

На примере кайнозойских зон Сахалина и Калифорнии видно, что внешние прогибы уже с мелового времени развивались как миогеосинклинали. Во внутренних частях этих зон — на месте меловой эвгеосинклинали — были сформированы более сложные и расчлененные структуры. Здесь имела место поздне меловая или палеогеновая складчатость, а в начале неогена — крупная перестройка с образованием современного структурного плана.

Осадочные серии внешних прогибов включают отложения мела, палеогена, неогена и местами плейстоцена, общей мощностью до 10 км и более. Они сложены морскими терригенными и глинистыми породами, которые могут фашиально замещаться континентальными образованиями с углями. Такие замещения наблюдаются в толщах, накопившихся вблизи зоны интенсивного поднятия и дислокаций (например, в верхнесенонских слоях Западного Сахалина). Коротким периодам особенно интенсивных поднятий и размыва соседних зон отвечают иногда грубые молассоидные толщи (в эоцене Западного Сахалина), которые вверх по разрезу быстро сменяются более тонкими терригенными отложениями. В ряде горизонтов разреза распространены туфогенные породы (иногда и лавы). Однако основные источники туфогенного материала устанавливаются за пределами прогибов. Вулканогенные породы, связанные с развитием местного вулканизма, в рассмотренных прогибах известны лишь в незначительных количествах. Выше туфогенных горизонтов часто располагаются характерные толщи кремнистых аргиллитов и алевролитов, которые также могут быть встречены на разных стратиграфических уровнях. В осевой части прогиба Алишань (может быть, и в других прогибах) с заключительным этапом прогибания и с поднятиями на востоке связано накопление грубой молассовой толщи, залегающей согласно с подстилающими.

Морские терригенные и глинистые отложения, замещающие их континентальные угленосные толщи, туфогенно-терригенные образования и кремнисто-глинистые свиты образуют самостоятельные формации, которые чередуются в разрезе и на площади. Их закономерной смены в разрезе, одинаковой для всех прогибов, не наблюдается. Вкрест простирания прогиба происходит смена морских отложений континентальными с уменьшением мощности всех толщ и с выклиниванием нижних горизонтов на борту, примыкающем к мезозоидам. Такие же изменения происходят и на центриклинальных участках прогибов.

Для всех внешних прогибов были отмечены линейность и асимметричное строение. Один их борт, перекрывающий складчатый комплекс мезозоид, всегда очень пологий, почти не осложненный дополнительными нарушениями. Другой борт — более крутой и нарушенный. В целом зер-

кало складчатости всегда пологое, а складки простые, усложняющиеся только около разломов. Сложная складчатая структура, обычно характерная для синклинорных зон, здесь не сформировалась. В связи с поисками нефти на западе Сахалина существенно упомянуть о нефтеносности неогеновых отложений многих внешних прогибов (Грейт-Вэлли, Алишань и др.).

Указанные общие черты строения и развития позволяют сравнивать кайнозойские прогибы, расположенные в Тихоокеанском кольце на больших расстояниях один от другого. Кроме рассмотренных примеров подобными чертами обладают прогибы на западе Орегона и Вашингтона (Меланхолина, 1964), на юго-востоке Аляски (Миллер и др., 1961), в северо-восточной Суматре (Ван Беммелен, 1957), возможно и другие. Если подойти формально, то можно найти признаки, сближающие эти прогибы со структурами орогенного класса: присутствие туфогенных пород — иногда кислого состава и субщелочных основных интрузий (отмеченных на Сахалине), наличие континентальных образований, местами грубообломочных, несложные дислокации. Занимая положение, пограничное с областями более ранней складчатости, отмеченные прогибы имеют сходство с краевыми по своей асимметрии и распределению мелких тектонических форм. Однако, в отличие от прогибов и впадин орогенного этапа, внешние прогибы возникли задолго до складчатости и поднятий — на ранних этапах развития позднемезозойско-кайнозойских геосинклиналей — и существовали длительно. Среди выполняющих отложений отмеченные континентальные толщи присутствуют в подчиненном количестве и резко преобладают геосинклинальные терригенные формации. По своей значительной протяженности и линейной форме, по длительности развития, по формационному составу и большой мощности отложений внешние прогибы должны быть отнесены к структурам миогеосинклинального типа. Упомянутые специфические особенности отличают их от многих терригенных миогеосинклиналей. При дальнейшей разработке классификации миогеосинклинальных структур внешние прогибы займут в ней свое место наряду с флишевыми и другими.

Выделенные методами сравнительной тектоники внешние прогибы и внутренние зоны блокового строения являются основными структурными элементами рассмотренных участков приматериковой полосы. Изучение этих структурных элементов и соотношения их с островными дугами и желобами будет способствовать более полному пониманию истории структурного развития кайнозойского обрамления Тихоокеанской впадины.

Литература

- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 217, Гостоптехиздат, 1963.
- Ахметьев М. А. К вопросу о границе между палеогеновой и неогеновой системами на Дальнем Востоке. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1965.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1965.
- Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Василенко Л. В. О распространении фораминифер в красноярковской свите верхнего мела на Южном Сахалине. Докл. АН СССР, т. 164, № 2, 1965.
- Верещагин В. Н. Зональное деление верхнемеловых отложений севера Тихоокеанской биогеографической провинции. В сб. «Геология Корякского нагорья». Госгеолтехиздат, 1963.
- Гальцев-Безюк С. Д., Сычев П. М. О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория. Геол. и геофиз., № 3, 1963.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Неогеновый вулканизм и неогеновые вулканогенные формации Сахалина. В сб. «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Изд-во «Наука», 1966.

- Жидкова Л. С., Тодоровская В. Н. О взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Зытнер И. Я., Ковтунович Ю. М., Таболяков А. Я., Тихомиров В. М. Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых острова Сахалина. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
- Козырев В. Д., Гринберг И. Г., Кузина И. Н., Жидкова Л. С. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 156, 1960.
- Мавринский Ю. С. О структурных отношениях верхнемеловых и третичных отложений Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 168, Изд-во «Наука», 1967.
- Меланхолина Е. Н. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во «Наука», вып. 113, 1964.
- Микунев В. Ф. Новые работы по тектонике Китая. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1963.
- Миллер Д., Пэйн Г., Грик Д. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Перев. с англ., Гостоптехиздат, 1961.
- Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92, Изд-во «Наука», 1963.
- Основы тектоники Китая. Перев. с китайск. Госгеолтехиздат, 1962.
- Потапова З. П. Конгломератовая и бошняковская свиты Западного Сахалина и проблема соотношения мела и палеогена. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., «Граница меловых и третичных отложений». Изд-во АН СССР, 1960.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Геотектоника, № 1, 1965.
- Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 89, Изд-во АН СССР, 1963.
- Ратновский И. И. Цикличность в образовании палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и ее значение для корреляции разрезов различных районов острова. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Русаков Д. Ф. Морфология и возможные способы образования третичных складчатых структур на Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 5, Изд-во «Недра», 1965.
- Соколова Е. А. О марганценовых вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. Геол. ин-та, вып. 81, Изд-во «Наука», 1963.
- Тарасевич Ю. Н., Волков А. Н., Таболяков А. Я. О геологическом строении Поронайской низменности острова Сахалина. Докл. АН СССР, т. 155, вып. 3, 1964.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1945.
- Шилов В. Н. Кайнозойские вулканогенные формации западной части Южного Сахалина. В кн. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
- Шуваев А. С. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинских гор. Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. Изд-во «Недра», 1965.
- Allen C. R., Circum-Pacific faulting in the Philippines — Taiwan region. J. Geophys. Res., v. 67, N 12, 1962.
- Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in geology of western California. Calif. Div. Mines a. Geol., Bull. 183, 1964.
- Biq Chingchang. Circumpacific tectonics in Taiwan. Rept. 21-th ses. Intern. Geol. Congr. Norden. Pt. XVIII, Copengagen, 1960.
- Chang S. S. L. Regional stratigraphic study of the Neogene formations of the Chiayi-Hsiinying area, western central Taiwan. Republic of China delegation. U. N. Economic comission for Asia and the Far East, III Petrol. Sympos., Tokyo, 1965.
- Chiu H. T., Hsu C. H. Subsurface geology of the Chinshui gas field, Miaoli, Taiwan. Petrol. Geol. of Taiwan, N 2, 1963.
- Chou J. T. A stratigraphic and sedimentary analysis of the Tsoho Formation and the Nankang Sandstone in northern Taiwan. Pt. I.— Petrol. Geol. of Taiwan, N 2, 1963. Pt. II.— Petrol. Geol. of Taiwan, N 3, 1964.
- Geologic map of Japan. Geol. Surv. of Japan, 1964.
- Hackel O. Summary of the geology of the Great Valley. In: «Geology of Northern California», Calif. Div. Min. a. Geol., Bull. 190, 1966.

- Ho C. S. The orogenesis of Taiwan. Abstr. of Papers related with Geol. Sci., Proceedings, v. 4, the 11-th Pacific Sci. Congr., Tokyo, 1966.
- Hoots H. W. Origin, migration and accumulation of oil in California. St. Calif. Dep. Nat. Res. Div. Mines, Bull. 118, 1943.
- Hsiao P. T. Isopach and lithofacies study of the Tawo Siltstone and Shihliufen Shale in the foothills region of Chiayi, Taiwan, Petrol. Geol. of Taiwan, N 3, 1964.
- Huang T. Planktonic foraminifera from the Peikang PK-3 well in the Peikang shelf area, Yunlin, Taiwan, Petrol. Geol. of Taiwan, N 2, 1963.
- Irwin W. P. Geologic reconnaissance of the Northern Coast Ranges and Klamath mountains, California, with a summary of the mineral resources. Dep. Nat. Res., Calif. Div. of Mines, Bull. 179, 1960.
- Matsumoto T., Hayami I., Hashimoto W. Some molluscan fossils from the buried Cretaceous of western Taiwan. Petrol. Geol. of Taiwan, N 4, 1965.
- Meng Chao-yi Lateral movement of the northern half of Western Taiwan. Republic of China delegation, U. N. Econ. Commission for Asia and Far East, III Petrol. Sympos., Tokyo, 1965.
- Minato M., Jagi K., Hunachashi M. Geotectonic synthesis of the green tuff regions of Japan. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. v. 34, pt. 3, 1956.
- Schreiber A. Zur Geologie der kanozoische Geosynklinale in Mittel- und Nordtaiwan (China). Geol. Jahrb., b. 83, 1965.
- Sun S. C. The reef limestones and the geologic structures in the vicinity of Kaohsiung city, Taiwan. Petrol. Geol. of Taiwan, N 2, 1963.
- Tang C. H. Subsurface geology and oil possibilities on the Taouan district. Petrol. Geol. of Taiwan, N 3, 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
4 июня 1967 г.

E. N. MELANKHOLINA

ON COMPARATIVE TECTONICS OF WESTERN SAKHALIN, HOKKAIDO, THAIWAN AND CALIFORNIA

Using the method of comparative tectonics, similar-type troughs are distinguished within the belt of the Cenozoic Pacific geosynclines, along the boundary of Mesozoic orogenic zones (or areas of severe Mesozoic continue up to and igneous activity). They are interesting not only in terms of their structure and history, but also as important petroliferous areas. Sediments which fill the troughs are described, these are commonly marine terrigenous, argillaceous and tuffaceous, sometimes also continental with coals, their thickness being 10 km or more. Structural elements are characterized. It is emphasized that the troughs are long, linear and asymmetric. The subsidence had commenced simultaneously with the last stages of geosynclinal sedimentation and orogeny in the Mesozoic rocks. The development of these outer troughs was long-term and calm during the Cretaceous, Paleogene and Neogene, contrary to a complex history of the internal parts of the Cenozoic geosynclines. It has been shown, taking the Cenozoic zones of Sakhalin and California as an example, that such troughs have existed as miogeosynclines since Cretaceous time. The internal, more complex zones were formed in the places of the Cretaceous miogeosynclines. Major dislocations within the troughs are associated with the end of the Neogene and the beginning of the Quaternary. The process of down-warpage closure, and the growth of folds, may continue up to now.

Geological Institute
Academy of Sciences of U. S. S. R.
Moscow

УДК 551.24(549.1)

И. А. ВОСКРЕСЕНСКИЙ, К. Н. КРАВЧЕНКО, Б. А. СОКОЛОВ

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ПАКИСТАНА

В пределах Западного Пакистана выделяется древняя докембрийская Индостанская платформа, пояс альпийских складчатых сооружений и разделяющий их пояс передовых прогибов. В составе последнего выделяются собственно прогибы Кохат-Потварский, Предсулейманский, Сиби, Предкиртарский, Карачинский и разделяющие их складчатые перемычки: Мари-Бугти и Бафра-Санбак. Пояс альпийских сооружений состоит из Хазарского складчатого сооружения, Сулейманского и Киртарского мегантиклинориев, образующих внешнюю дугу, тыловых прогибов, Гиндукушского поднятия и Белуджистанского раздробленного срединного массива, входящих в состав внутренней дуги пояса.

ВВЕДЕНИЕ

Западная провинция республики Пакистан охватывает огромную территорию площадью в 800 тыс. км². В геологическом отношении Западный Пакистан отличается своеобразным и сложным строением, изученным в целом еще очень слабо и неравномерно.

Литература по тектонике и истории развития Западного Пакистана сравнительно малочисленна. Большое значение имеют сводные работы Д. Н. Вадия (Wadia, 1957) и М. С. Кришнана (1954), в которых обобщены рассеянные в разных изданиях сведения. Значительным вкладом в познание геологии Пакистана явился опубликованный в 1961 г. труд канадских геологов (1961), посвященный значительной части Западного Пакистана, а также геологическая карта Пакистана масштаба 1 : 2 000 000, изданная в 1964 г., в которой подводятся итоги многолетних работ, выполненных геологической службой Пакистана (1964).

Краткие сведения по тектонике Пакистана имеются в обобщающих работах советских геологов: М. В. Муратова (1964), Ю. М. Пушаровского (1959), А. Л. Яншина (1965), а также на изданной в 1966 г. тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. В этих работах приводится тектоническое районирование территории Индостанского полуострова и смежных областей. В качестве основных структурных элементов выделяются: 1) склон платформы (по М. В. Муратову — Синдо-Пенджабская перикратонная впадина, по тектонической карте Евразии — синеклиза Тар), 2) неогеновые краевые прогибы: Предкиртарский, Предсулейманский и Пенджабский (по М. В. Муратову); Ю. М. Пушаровский первые два прогиба объединил в единый Западно-Пакистанский краевой прогиб, а Пенджабский прогиб рассматривал как часть Предгималайского; 3) Альпийско-Гималайская складчатая система, которая, по Ю. М. Пушаровскому, состоит из внутреннего антиклинория, являющегося продолжением Гималаев и внешней Пакистанской зоны, в которой различаются: внутренняя синклиналильная часть и внешняя антиклинальная, сопряженная с краевыми прогибами.

В 1961 г. между СССР и Пакистаном было заключено межправительственное соглашение об оказании Пакистану технического содействия в поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. В течение 1961—1965 гг. авторы настоящей статьи принимали участие в изучении геологического строения и оценке перспектив нефтегазоносности различных районов Пакистана, проводимых Корпорацией нефти и газа. На основании личных полевых наблюдений, а также опубликованных материалов в 1964—1965 гг. авторами была составлена тектоническая карта Западного Пакистана в масштабе 1:2 000 000 (Voskresensky, Krawtchenko, Sokolov, 1965; Sokolov, Shah, 1966).

Первый вариант тектонической карты Западного Пакистана был доложен в феврале 1965 г. на XVII Всепакистанской научной конференции в Карачи и затем опубликован. Настоящая статья посвящена описанию нового варианта карты, в который был внесен ряд дополнений и изменений. Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить сотрудников Корпорации нефти и газа Пакистана и особенно главного геолога Корпорации М. А. Маджида за содействие и помощь во время подготовки настоящей работы к опубликованию.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Западного Пакистана располагается в пределах трех главных геотектонических элементов: древней докембрийской Индостанской платформы, пояса молодых альпийских складчатых сооружений, входящего в состав Альпийско-Гималайской складчатой системы, и разделяющей их зоны передовых прогибов.

I. ИНДОСТАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

На территории Западного Пакистана располагается северо-западная часть докембрийской Индостанской платформы, представляющая собой обширную моноклинал, осложненную тремя выступами фундамента: Саргодийским (рис. 1—*Ia*), Нагар-Паркарским (*Iб*) и Саккарским (*Iв*). Между ними находятся погруженные участки Северо-Пенджабский (*Iг*), Бахавалпурский (*Iд*) и Синдский (*Iе*). Внешние зоны платформы примыкают к передовым прогибам, а на отдельных участках — непосредственно к альпийской складчатой области. Южные участки Индостанской платформы, в отличие от северных, несут мощный покров мезозойских отложений.

1. На Северо-Пенджабском участке платформы (*Iг*), примыкающем с севера к Саргодийскому выступу, наблюдается пологое погружение фундамента в северо-восточном направлении, в сторону Предгималайского передового прогиба. Осадочный покров представлен главным образом современным аллювием и неогеновыми молассами, подстилаемыми нижним палеозоем, местами — маломощным палеогеном.

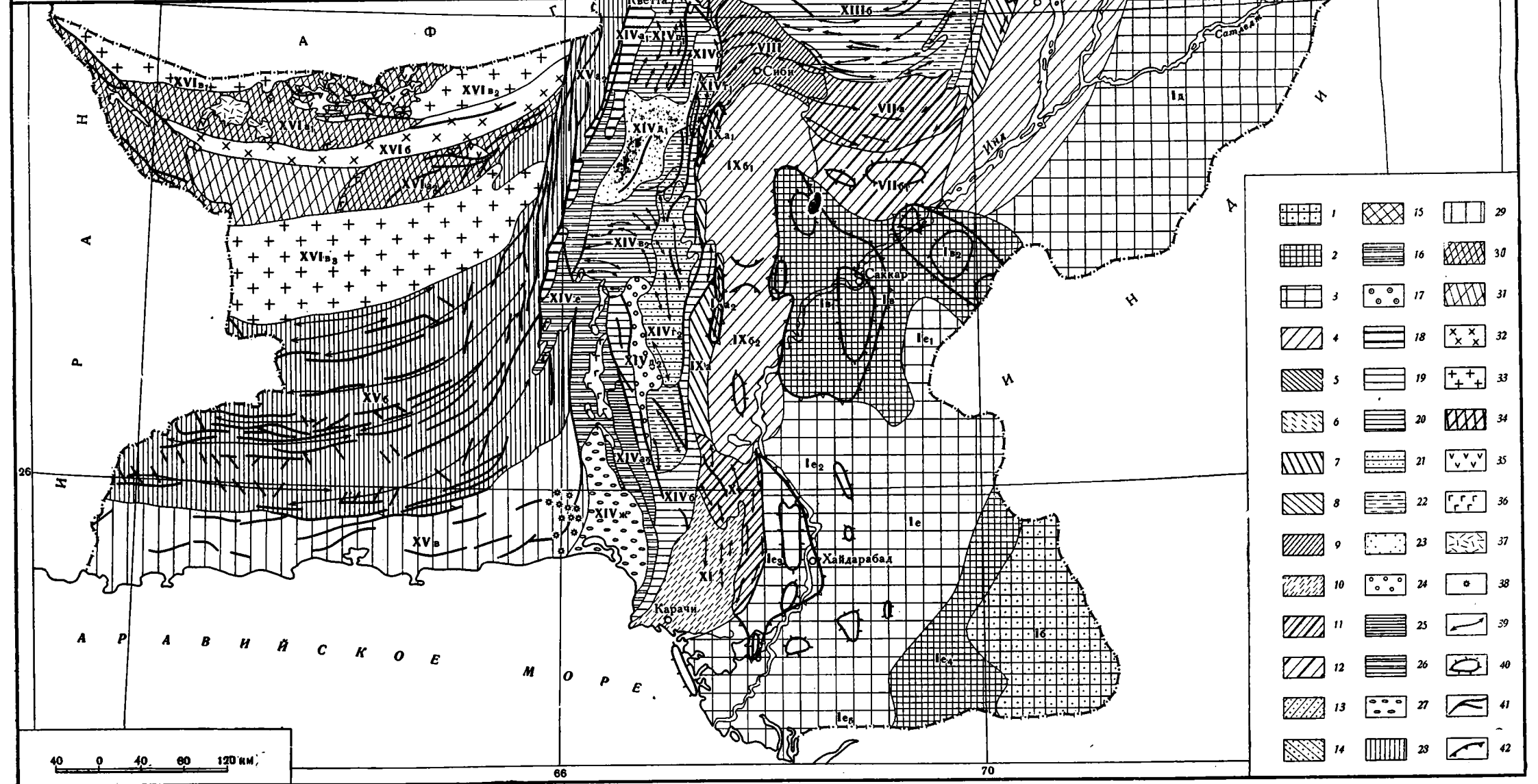
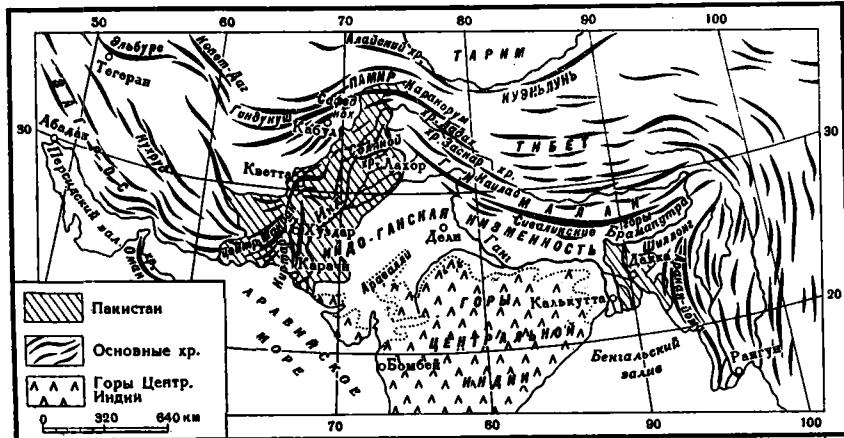
2. Наиболее крупный — северный выступ фундамента — Саргодийский (*Iа*) — имеет запад-северо-западную ориентировку. В его пределах докембрийский фундамент частью обнажен на поверхности, а местами залегает на глубине до первых сотен метров.

3. Бахавалпурский участок платформы (*Iд*) образует пологую (1—2°) моноклинал, примыкающую к Саргодийскому выступу. Направление погружения слоев меняется от запад-северо-западного на юге до юго-западного на севере. В средней части Бахавалпурского склона осадочный покров представлен в основном палеозойскими отложениями (2 км) и неогеновой молассой (0,8 км), разделенными маломощными песчано-глинистыми отложениями мезозоя и известняково-глинистыми осадками палеогена (0,2 км).

Рис. 1. Схематизированная тектоническая карта Западного Пакистана. Составили: И. А. Воскресенский, К. Н. Кравченко, Б. А. Соколов, 1966 г.

Докембрийская платформа. Шит: 1 — выступы шита с приповерхностным залеганием фундамента. Погруженная часть: 2 — погребенные выступы платформы с относительно мощным осадочным чехлом; 3 — погруженные части платформы с относительно мощным осадочным чехлом. Пояс передовых прогибов и разделяющих их структурных перегибов (седловин). Передовые, периклиналильные и поперечные прогибы: 4 — платформенные борты и осевые зоны передовых прогибов, 5 — складчатые борты и складчатые зоны передовых прогибов (5-7); 6 — внутренние зоны изоклиналильно-чешуйчатой складчатости в нижнемиоценовых молассах, 7 — внутренние зоны мелкой складчатости в неогеновых палеогеновых отложениях, осложненные соляно-купольной тектоникой, 8 — внутренние зоны крупных гребневидных складок и крутых моноклиналей в неогеновых молассах; 9 — зоны гребневидных складок, осложняющие внешние приплатформенные зоны передовых прогибов; 10 — поперечные прогибы, образующие структурные заливы — центриклиналильные продолжения передовых прогибов, вдающиеся внутрь горных складчатых сооружений, осложненные крупными гребневидными и флексурными складками в неогеновых молассах; 11 — периклиналильные передовые прогибы, наложенные на периклиналильные погружения складчатых систем, образованные флексурными складками в неогеновых молассах. Структурные элементы, ограничивающие и разделяющие передовые прогибы: 12 — образованные складчатых палеогеновыми, отчасти неогеновыми отложениями, причлененные к внешним частям складчатых сооружений; 13 — образованные полого дислоцированными неогеновыми и четвертичными осадками, причлененные к склону платформы. Блоковые и шовные линейные поднятия, ограничивающие и разделяющие передовые прогибы; 14 — с палеозойским ядром, перекрытым палеогеном; 15 — сложенные мезозоем и третичными отложениями с отдельными выходами палеозоя. Пояс альпийских складчатых сооружений. Складчатые сооружения, образующие южную — внешнюю и восточную — внутреннюю ветви пояса. Альпийское складчатое сооружение, расположенное в области субплатформенного развития в мезозое и палеогене: 16 — ядра складчатых сооружений, сложенные палеозойским и докембрийским складчатым комплексом, прорванными гранитными интрузиями; 17 — склоны складчатых сооружений, сложенные малоомощной существенно известняковой толщей мезозоя и палеогена, дислоцированной в линейные складки; 18 — наложенные мулды, выполненные четвертичными осадками. Альпийское складчатое сооружение, образованное на месте мезозойско-палеогеновой геосинклинальной области. Внешняя зона (18-24); 19 — центральная часть складчатых сооружений: осевые антиклинории, сложенные преимущественно юрской карбонатной формацией с отдельными выступами более древних пород — смятые в линейные, нарушенные разрывами складки; 20 — внешний склон складчатых сооружений, образованный третичным и частично мезозойским складчатым комплексом; 21 — поперечные поднятия (антиклинории), осложняющие западную и центральную части внешнего склона складчатых сооружений и примыкающие к их осевой зоне — сложенные преимущественно юрской карбонатной формацией, смятой в прихотливую систему складок; краевые антиклинальные зоны, осложняющие восточный край внешнего склона сооружений; 22 — сложенные юрской карбонатной формацией; 23 — сложенные меловым и палеогеновым карбонатно-терригенным комплексом; синклиналильные зоны и наложенные мулды, осложняющие внешний склон складчатых сооружений; 24 — сложенные палеогеновым карбонатно-терригенным комплексом; 25 — сложенные олигоценовой и неогеновой молассой. Внутренняя зона (25-27); 26 — осевые антиклинории складчатых сооружений, сложенные мезозойским преимущественно вулканогенно-осадочным комплексом; 27 — внутренние склоны складчатых сооружений, сложенные меловым и нижнепалеогеновым осадочным и вулканогенно-осадочным комплексом; 28 — наложенные мулды внутреннего склона, перекрытые четвертичными осадками. Тыловые прогибы, примыкающие к южной внешней ветви пояса альпийских складчатых сооружений; 29 — прогибы, выполненные плоченовой тонкой молассой, дислоцированной в крупные складки. Внутренняя ветвь пояса альпийских складчатых сооружений: структурные элементы, образованные на цикле предполагаемого среднего массива и расчленяющие его линейных подвижных зон: 30 — антиклинории, сложенные интенсивно дислоцированными меловыми вулканическими и палеогеновыми вулканогенно-осадочными формациями, прорванными молодыми интрузиями; 31 — то же, под чехлом четвертичных осадков; 32 — грабены, выполненные дислоцированными палеогеновыми осадками, прорванными интрузиями; 33 — межгорные депрессии, перекрытые чехлом четвертичных осадков, с предполагаемым погребенным средним массивом в основании; 34 — осевая зона Альпийско-Гималайской складчатой системы, образованная сложнопостроенным поднятием в докембрийском, палеозойском и мезозойском комплексах. Прочие обозначения: 35 — раннетретичные — позднемеловые интрузии гранитов и гранодиоритов; 36 — раннетретичные — позднемеловые основные и ультраосновные интрузии; 37 — плейстоценовые вулканические породы, 38 — грязевые вулканы; 39 — оси антиклинальных складок; 40 — контуры локальных платформенных поднятий; 41 — тектонические нарушения; 42 — контуры некоторых поднятий и прогибов.

Примечание. Значение римских цифр дано в тексте.



| | | |
|----|----|----|
| 1 | 15 | 29 |
| 2 | 16 | 30 |
| 3 | 17 | 31 |
| 4 | 18 | 32 |
| 5 | 19 | 33 |
| 6 | 20 | 34 |
| 7 | 21 | 35 |
| 8 | 22 | 36 |
| 9 | 23 | 37 |
| 10 | 24 | 38 |
| 11 | 25 | 39 |
| 12 | 26 | 40 |
| 13 | 27 | 41 |
| 14 | 28 | 42 |

4. Саккарский выступ (I_6) представляет собой область относительно приподнятого залегания мезозоя и, возможно, фундамента, ориентированную в запад-северо-западном направлении. В его пределах мощности палеогена составляют 0,6—1 км, мела — 1—3 км, юры — свыше 1,5 км. Выступ образован двумя валлообразными зонами поднятий: Джакобабад-Хайрпурской (I_{61}) и Мари — Кандхотской (I_{62}), разделенными между собой прогибом, глубиной около 500 м. Джакобабад-Хайрпурская зона выделяется в западной части выступа, является более крупным и относительно поднятым элементом, окаймляющим с востока Предкиртарский передовой прогиб. Мари-Кандхотский вал образует северо-восточную опущенную часть Саккарского выступа, примыкающую к Предсулейманскому передовому прогибу.

5. Синдский участок (I_6) Индостанской платформы заметно погружен по сравнению с Саккарским выступом. Это четко видно по погружению Джакобабад-Хайрпурского вала на юг и появлению прогиба, намечающегося в районе Нара-Канала и восточнее (I_{61}). Наиболее погруженная часть — Навабшинская седловина (I_{62}) опущена по отношению к вершине Джакобабад-Хайрпурского вала по кровле юрских отложений на 1,5 км.

В крайней западной части Синдского участка находится Котринское поднятие (I_{63}), отличающееся субмеридиональной ориентировкой структур, сложенных палеогеновыми отложениями. Котринское поднятие непосредственно граничит с внешним склоном складчатого сооружения, отделяясь от последнего продольным разрывом. Вдоль этого шва наблюдается резкая смена крупных брахиантиклиналей платформенного типа с плоскими сводами и пологими (1—5 до 10°) крыльями, типичными для Котринского поднятия, линейными складками, расположенными на продолжении внешнего склона Киртарского мегантиклинория, в пределах Бадра-Санбакской седловины.

6. На крайнем юго-востоке страны находится Нагар-Паркарский выступ Индостанского щита (I_6), в пределах которого граниты, секущие докембрийский фундамент, обнажены на поверхности или залегают на небольшой глубине. К югу от приподнятого элемента, расположенного на западном продолжении Нагар-Паркарского выступа (I_{64}), намечается предполагаемый Качский прогиб (I_{65}).

II. ПОЯС ПЕРЕДОВЫХ ПРОГИБОВ

Между склонами Индостанской платформы и альпийскими складчатыми сооружениями непрерывной полосой протягивается пояс передовых прогибов. В пределах Западного Пакистана он состоит из Кокхат-Потварского, Предсулейманского, Сибийского, Предкиртарского и Карачинского прогибов, выполненных мощной неогеновой молассой и разделяющих их поднятых перемычек: Мари-Бугтинской и Бадра-Санбакской.

Предсулейманский и Кокхат-Потварский прогибы непосредственно примыкают друг к другу. Ограничивающая их перемычка слабо выражена в неогеновых молассах в виде антиклинальной зоны Пезу-Манглин, которая разделяет две глубокие ванны, перекрытые четвертичными осадками. По своему строению эта антиклинальная зона очень сходна со структурами, развитыми на складчатых бортах передовых прогибов.

В отличие от этого на участках между Предсулейманским, Предкиртарским и Карачинским передовыми прогибами развиты крупные относительно поднятые структурные элементы, получившие название Мари-Бугтинской и Бадра-Санбакской седловин. В пределах названных седловин передовые прогибы выклиниваются и Индостанская платформа сочленяется непосредственно со складчатыми сооружениями Сулеймана

и Киртара. Зоной сочленения служит краевой шов, выраженный в виде крутого уступа или разрыва. В период формирования передовых прогибов участки Мари-Бугтинской и Бадра-Санбакской седловин были погружены относительно складчатого сооружения и платформы, но значительно подняты по сравнению с передовыми прогибами. В результате альпийской складчатости Бадра-Санбакская седловина и северная часть Мари-Бугтинской, находящаяся на продолжении складчатого борта Предсулейманского прогиба, были дислоцированы и причленены к склонам антиклинориев Киртара и Лоралая, образовав по существу их внешние части. Южная половина Мари-Бугтинской седловины не была вовлечена в энергичную складчатость и образовала продолжение платформы, разделяющее платформенные борта Предсулейманского и Предкиртарского передовых прогибов.

Передовые прогибы выполнены мощной, в значительной своей части красноцветной молассой олигоцен-плейстоценового возраста. Редуцированный молассовый комплекс развит и в пределах разделяющих прогибы перемычек.

В поперечном сечении передовые прогибы как правило имеют резко асимметричное строение. Выделяются широкие и просто построенные платформенные и узкие складчатые борта. Осевая зона максимального прогибания прижата к складчатому борту.

1. Кохат-Потварский передовой прогиб (III) обладает рядом специфических черт, отличающих его от Предсулейманского и Предкиртарского передовых прогибов, рассматриваемых ниже. Основной отличительной особенностью является то, что в мезозое и палеогене к северу от района расположения прогиба глубокий геосинклинальный трог отсутствовал. Мощность мезозойско-палеогеновых отложений на северном обрамлении прогиба, в горах Кала-Читта, не превышает 1—1,3 км. Другой отличительной чертой Кохат-Потварского передового прогиба является то, что со стороны платформы на юге он ограничивается крупным блоковым поднятием Соляного кряжа и продолжающих его на запад Трансиндских структурных элементов, отчлененных от платформы, поднятых и дислоцированных в результате заключительных фаз альпийской складчатости. Типичная для передовых прогибов резкая асимметрия поперечного профиля сохраняется лишь в западной и центральной частях Кохат-Потварского передового прогиба. В восточной части прогиба, в пределах Джеламского синтаксиса, передовые складки в молассовом комплексе развиты как на северном, прилегающем к складчатому сооружению, так и на южном, обращенном к платформе борту прогиба. В настоящее время восточная часть Кохат-Потварского передового прогиба втянута в общее поднятие и образует расчлененное плато.

Кохат-Потварский передовой прогиб выполнен неоген-плейстоценовой молассой мощностью 3—8 км, подстилаемой платформенными образованиями палеогена, мезозоя и палеозоя мощностью 500—1200 м. В основании осадочного чехла выделяется мощная (свыше 1—2 км) кембрийско-докембрийская соленосная серия.

Основными структурными элементами Коха-Потварского передового прогиба являются: Равалпиндийская зона (IIIa), отвечающая северному — складчатому борту прогиба, прогибы Банну (IIIб) и Западно-Соанский (IIIг), разделенные Калабагской седловиной (IIIв), расположенные на платформенном борту передового прогиба и Джеламская зона складок (IIIе), служащая разделом между Кохат-Потварским и Предгималайским передовыми прогибами.

Равалпиндийская зона выражена системой многочисленных изоклинально-чешуйчатых складок, сложенных в основном тонкой красноцветной молассой серии марри миоценового возраста. Преобладает вертикальное или близкое к вертикальному залегание пород. Большая часть

структур, по-видимому, не имеет глубоких корней. В целом складки и чешуи этой подзоны скошены или запрокинуты на юг. На юго-западе к «изоклинальной» подзоне примыкают менее нарушенные крутые линейные гребневидные складки, зоны Мейал-Хаур (IIIд). Западная — кохатская — часть Равалпиндийской зоны сложена палеогеном и миоценом, смятыми в систему мелких складок, осложненных соляной тектоникой, с узкими, нарушенными разрывами антиклиналями и широкими синклиналями. По южному краю Равалпиндийской зоны протягивается крупный шов, вдоль которого на отдельных участках развиты приразломные складки. Этот шов является западным продолжением системы разрывов, прослеживающихся в виде узкой полосы вдоль всего подножия Гималаев на границе развития маррийских и сиваликских отложений и известных под названием Большого Пограничного разлома.

Прогиб Банну выполнен современными осадками и является наиболее погруженной частью передового прогиба. Судя по гравиметрическим данным, прогиб Банну имеет моноклиальное, наклоненное на северо-запад днище.

Калабагская седловина сложена ниже- и среднесиваликскими отложениями с выходами палеогена и свиты марри, деформированными в гребневидные антиклинали и широкие синклинали.

Западно-Соанский прогиб имеет простое строение и резко асимметричный поперечный профиль с более крутым северным крылом. В пределах прогиба среди обширных полей субгоризонтального залегания плиоцен-плейстоценовых средне-верхнесиваликских отложений выделяются пологие купола и структурные носы с углами наклона на крыльях обычно в 1—5°, изредка несколько более.

На восточном продолжении Западно-Соанского прогиба находится зона складок Джеламской дуги. В отличие от Западно-Соанского прогиба здесь развиты крутые линейные гребневидные антиклинали и широкие с плоским дном синклинали. Складки сложены отложениями сивалика с отдельными выходами досиваликских отложений в ядрах антиклиналей. К западу от р. Джелам преобладает северо-восточная ориентировка складок. Вдоль меридиональной оси Джеламской дуги все складки делают резкий поворот и, приобретая юго-восточное простирание, следуют уже параллельно оси Предгималайского передового прогиба.

На территории Пакистана находится небольшая часть платформенного борта Предгималайского передового прогиба (II).

2. Южное обрамление Кохат-Потварского передового прогиба образовано линейной зоной поднятий Соляного кряжа — Трансиндской дуги (IV), в целом имеющих тенденцию надвигания на юг, погружения и редуцирования в западном направлении. Расположенный на востоке Соляного кряжа (IVа) представляет собой взброшенный к югу, асимметричный, наклоненный на юг плосковершинный блок, осложненный дополнительной складчатостью и разрывами в развитых на поверхности палеозойских и палеогеновых отложениях. Центральным звеном является Трансиндская дуга (IVб), охватывающая изогнутые на север линейно вытянутые структурные элементы Западного Соляного кряжа, Сургара, Хирсора и Марвата. В ее пределах широко развиты мезозойские и третичные отложения с отдельными выходами палеозоя в ядрах структур. Западное продолжение зоны представлено гребневидными антиклиналями Пезу и Манглин (IVв), целиком сложенными неогеновой молассой.

3. К северу от Саргодийского выступа находится небольшой обособленный прогиб Миянвали (V), представляющий собой погружающуюся на север моноклиаль в неоген-четвертичных молассах, залегающих на палеогеновом, мезозойском и палеозойском платформен-

ном чехле. На севере моноклираль ограничена разломами, оконтуривающими поднятия Соляного кряжа и Трансиндской дуги.

4. Предсулейманский передовой прогиб (VI) характеризуется крупными размерами и резко выраженной асимметрией. Прогиб оконтуривается областью распространения мощной (до 4 км) неогеновой молассы. На узком складчатом борту выделяется крупная антиклинальная зона Зинда-Пир (VI₁) с узким сводом коробчатой формы, сложенным отложениями палеогена и верхов мела. В отдельных складках известны неогеновые отложения. На обширном платформенном борту передового прогиба, примыкающем к Бахавалпурскому склону, должно происходить быстрое выклинивание различных частей разреза мезозоя и палеогена.

5. Мари-Бугтинская седловина (VII) по своему положению является связующим звеном между Предсулейманским и Предкиртарским передовыми прогибами, приподнятым по отношению к последним на 2—3 км. Седловина состоит из двух ступеней: северной (Дера-Бугтинской, VIIa) относительно поднятой, имеющей складчатое строение и южной (Суинской, VII в), погруженной в палеогеновые отложения и сравнительно просто построенной. Линией сочленения ступеней служит крутой, обращенный к югу уступ, амплитудой в 2 км, разграничивающий складчатое сооружение от платформы.

Складки, осложняющие Дера-Бугтинскую ступень, по простиранию связаны непосредственными переходами со структурами, расположенными на складчатых бортах смежных передовых прогибов. Ступень образована двумя зонами наклоненных на юг флексурных антиклиналей, сложенных палеогеновыми отложениями, разделенных синклиналями, сложенными маломощной неогеновой молассой.

На Суинской ступени выделяются две сравнительно просто построенные брахиантиклинальные складки, сложенные неогеновыми отложениями и разделенные пологими, перекрытыми четвертичными осадками синклиналями.

6. Предкиртарский передовой прогиб (IX) представляет собой узкую асимметричную ванну, выполненную мощной (на севере до 5—6 км) неогеновой молассой, подстилаемой палеогеновыми и мезозойскими отложениями. Поперечным пережимом передового прогиба разделен, по-видимому, на два частных прогиба: северный — Качи (IXб₁), и южный — Даду (IXб₂), большая часть которых перекрыта сплошным четвертичным аллювиальным чехлом. Лишь в узкой краевой западной зоне, на двух участках прослеживаются складки, сложенные палеогеном (Санни) (IXа₁) и неогеном (Мазарани) (IXа₂), образующие складчатый борт передового прогиба.

7. На севере прогиб Качи переходит непосредственно в поперечный прогиб Сиби (VIII). Последний расположен на стыке Сулейманского и Киртарского мегантиклинорий и пересекает в поперечном направлении складчатое сооружение. Прогиб Сиби, так же как и Предкиртарский передовой прогиб, выполнен мощной (до 5—7 км) неогеновой молассой. Вместе с тем Сибийский прогиб характеризуется рядом специфических особенностей. В орографическом отношении он образует горную страну, рельеф которой ступенчато поднимается над смежной равниной от 500—600 м на юге и до 3000 м и более на севере. Прогиб имеет двустороннее горное обрамление, от которого он отделен тектоническими нарушениями. Это сближает его с грабеновидными межгорными впадинами. Складки внутри прогиба имеют простирание, в целом перпендикулярное главной оси прогиба.

Прогиб Сиби имеет крутые, почти вертикальные борта и глубоко погруженное, осложненное складчатостью, днище. На поверхности развиты неогеновые отложения, смятые в систему крутых гребневидных и флексурных складок с тенденцией к опрокидыванию на юг. Южные

крылья структур крутые, зачастую нарушенные продольными разрывами, северные крылья — пологие и широкие. Антиклинальные зоны пересекают прогиб Сиби поперек, следуя в виде субширотных дуг, обращенных выпуклостью к северу. Северные зоны гипсометрически и тектонически приподняты по сравнению с более южными. Ступенчатый характер строения прогиба Сиби в поперечном профиле может свидетельствовать о блоковой природе развитых в нем складок. Антиклинальные зоны востока Сибийского прогиба прослеживаются на южном склоне антиклинория Лоралай в палеогеновых и мезозойских отложениях. На западе складки прогиба Сиби косо причленяются к Киртарскому мегантиклинорию.

8. Бадра-Санбакская седловина (X) образует перемычку между Предкиртарским и Карачинским передовыми прогибами. Западная часть седловины расположена на продолжении внешних зон Киртарского мегантиклинория, восточная имеет непосредственную связь с Предкиртарским передовым прогибом. Палеогеновые отложения, широко развитые на поверхности в пределах седловины, слагают 4 зоны крупных флексурных, реже сундучных антиклинальных складок, наклоненных на восток. Синклинали выполнены неогеновыми осадками небольшой мощности.

9. Крайним южным элементом пояса передовых прогибов является Карачинский передовой прогиб (XI). Прогиб накладывается на различные структурные элементы складчатого сооружения и расположен на южном погруженном продолжении внешних зон Киртарского мегантиклинория и Бадра-Санбакской седловины. Он выполнен в основном морской молассой (до 5 км) олигоцен-миоценового возраста и имеет немного асимметричный профиль. Его осевая часть смещена на запад, в сторону Киртарского мегантиклинория. Узкий западный борт представляет собой сравнительно пологую, просто построенную моноклинали. Восточный борт прогиба широкий, осложненный несколькими цепями асимметричных брахиантиклинальных складок, наклоненных к востоку. Карачинский прогиб погружается на юг, в сторону Аравийского моря.

III. ПОЯС АЛЬПИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Альпийские складчатые сооружения описывают в плане огромную дугу, огибающую с северо-востока, севера и северо-запада Индостанскую платформу. В пределах Западного Пакистана можно выделить две ветви этой дуги: внешнюю, образованную Хазарским складчатым сооружением и крупным Сулейман-Киртарским поднятием, состоящим из двух мегантиклинориев, и внутреннюю, в которую включены поднятие Гиндукуша, пояс тыловых прогибов и предполагаемый Белуджистанский срединный массив.

Своим строением и развитием северная часть альпийского складчатого пояса резко отличается от его центральной и южной частей. На севере, в Хазарском складчатом сооружении и Гиндукуше, альпийское складчатое сооружение возникло в пределах области, не претерпевшей ярко выраженного геосинклинального развития в мезозое и палеогене. В центральной и южной частях пояса, в Сулеймане и Киртаре, альпийские складчатые сооружения сформировались на месте энергично развивавшейся мезозойско-палеогеновой геосинклинальной области. Суммарные мощности отложений юры, мела и палеогена Сулеймановых гор (свыше 6 км) более чем в пять раз превышают мощности соответствующих образований Хазарского складчатого сооружения и Больших Гималаев. В неогене и антропогене область Гималаев, напротив, претерпела более интенсивное воздымание и складчатость, сопровождавшиеся образованием крупнейших надвигов и шарьяжей в зоне его сочленения

с передовым прогибом. Все это наложило свой отпечаток на современную структуру рассматриваемых областей. Если складчатость Сулеймана и Киртара характеризуется крупными, порою весьма пологими, а также коробчатыми формами, то в Хазарской области преимущественно развиты узкие, сильно сжатые, изоклинальные и веерообразные складки, нарушенные многочисленными разрывами.

1. Хазарское складчатое сооружение (XII) представляет собой крайнее западное периклинальное окончание Гималайского мегантиклинория, простирающееся с северо-востока на юго-запад. Оно сложено интенсивно дислоцированным комплексом докембрия, нижнего и частично среднего палеозоя, прорванного крупными гранитными интрузиями (XII а). Южный склон Хазарского сооружения (зона Кала Читта — XII б) образован преимущественно карбонатными осадочными формациями мезозоя и палеогена умеренной мощности, собранными в линейные складки, местами имеющими веерообразный профиль. Севернее зоны Кала Читта находится Кампбеллпурская наложенная мульда (XII в), в которой под горизонтально залегающими неоген-четвертичными осадками погребена значительная часть Хазарского складчатого сооружения.

2. Поднятие Сулейман-Киртара представляет собой крупное складчатое сооружение, имеющее в плане зигзагообразную форму. Его протяженность около 1200 км при ширине 100—160 км. В продольном направлении это поднятие распадается на два мегантиклинория: Сулейманский (XIII) на севере и Киртарский (XIV) на юге, разделенные Сибийским поперечным прогибом. Сочленение Сулейманского мегантиклинория с Хазарским складчатым сооружением до сих пор еще не изучено, по-видимому, оно имеет тектонический характер. В строении Сулейманского и Киртарского мегантиклинориев принимают участие мощные (6—9 км) толщи отложений перми, мезозоя и палеогена; на отдельных участках развиты также более молодые — неогеновые и четвертичные осадки. Оба мегантиклинория имеют асимметричный поперечный профиль с хорошо выраженной зоной осевых поднятий, широким и сложно построенным внешним восточным (местами южным) склоном и узким, подчас редуцированным внутренним западным (северным) склоном. Внешние склоны сложены преимущественно известняково-сланцевыми образованиями; осевая зона и внутренние склоны характеризуются заметным увеличением роли эффузивов в составе осадков.

Сулейманский мегантиклинорий по целому ряду признаков отличается от Киртарского. На месте Сулейманского мегантиклинория в мезозое и палеогене находится глубокий и в общем сравнительно просто построенный геосинклинальный трог, испытавший весьма интенсивное прогибание. Здесь отмечаются максимальные мощности мезозойских и особенно палеогеновых осадков. Мощность палеогеновых отложений местами превышает 3 км, меловых — 2,5—3 км.

Киртарский мегантиклинорий сформирован на месте заметно дифференцированной, в целом менее прогнутой геосинклинали, отдельные участки которой, соответствующие современным поднятиям, обладали устойчивой тенденцией к воздыманию. Мощности меловых и палеогеновых отложений на таких участках составляют по несколько сотен метров (400—600). Зона наибольших мощностей меловых и палеогеновых отложений (3 и 2,5 км соответственно) расположена не в осевой зоне Киртара, а на его восточном склоне, на месте современного Карачинского прогиба и прилегающей части склона платформы. Таким образом, на Киртарском участке геосинклинали внутреннее поднятие зародилось значительно раньше (в мезозое), чем на Сулейманском (в конце палеогена). Сулейманский мегантиклинорий построен проще, нежели Киртарский, который сохраняет более сложно расчлененную внут-

ренную структуру, проявившуюся еще на геосинклинальном этапе развития.

В обоих мегантиклинориях выделяются по два кулисообразно расположенных осевых антиклинория: Форт-Сандеман ($XIIIa_1$) и Лоралей ($XIIIa_2$) в Сулейманском, Кветта ($XIVa_1$) и Моро ($XIVa_2$) — в Киртарском мегантиклинории. Осевые антиклинории сложены наиболее древними — пермо-триасовыми и юрскими отложениями и осложнены узкими, линейными, нарушенными разрывами, складками.

Внешний склон мегантиклинориев образован мезозойскими, палеогеновыми, местами неогеновыми отложениями, собранными в складки различного типа (линейные, гребневидные, сундучные), нарушенные разрывами. Лишь на отдельных участках внешнего склона, в частности на крыле антиклинория Лоралей ($XIIIb$) наблюдается общее погружение складок в сторону от оси мегантиклинория. На значительном протяжении вдоль восточного края внешнего склона прослеживаются антиклинальные зоны, сложенные юрскими и меловыми отложениями, отделенные от западной приосевой части внешнего склона синклинальными зонами, выполненными складчатым палеогеном или олигоцен-миоценовой молассой. На восточном краю Сулейманского мегантиклинория находится Тахт- и Сулейманская антиклинальная зона ($XIII\delta$), вдоль восточного края Киртарского мегантиклинория протягиваются Нагауская ($XIV\epsilon_1$) и Гаджская ($XIV\epsilon_2$) антиклинальные зоны, отделенные от осевой зоны мегантиклинория Калатской ($XIV\delta_1$) и Сарунской ($XIV\delta_2$) синклинальными зонами. Внешнее крыло Киртарского мегантиклинория осложнено двумя поперечными поднятиями: Брагуйским ($XIV\theta_1$) и Хуздарским ($XIV\theta_2$) сложенными юрскими отложениями. Оси частных антиклиналей, входящих в состав Хуздарского поперечного поднятия, сложно виргируют.

Зона внутреннего склона Сулейманского и Киртарского мегантиклинориев выражена в виде узкой прерывистой полосы, тянущейся вдоль внутренних крыльев антиклинориев Форт-Сандеман ($XIII\epsilon_1$), Лоралей ($XIII\epsilon_2$) и Моро ($XIV\epsilon$). Внутренний склон сложен в основном осадочно-вулканогенными породами мела и палеогена, прорванными основными и ультраосновными интрузиями, а также неогеновой молассой. Морские осадочные породы представлены аргиллитами, известняками, мергелями. Эффузивный комплекс образован базальтовыми и андезитовыми лавами, агломератами, туфами. В структурном отношении внутренний склон представляет собой крутопадающую, осложненную разрывами моноклиналь.

В пределах внутреннего склона выделяются две наложенные мульды, выполненные четвертичными аллювиальными осадками: Эхобская ($XIII\delta$) и Ласбельская ($XIV\zeta$).

3. Пояс тыловых прогибов (XV). Сулейман-Киртарское поднятие с внутренней стороны окаймляется поясом тыловых прогибов, выполненных преимущественно складчатым флишевым комплексом олигоцена — миоцена, мощностью до 5—7 км. От зоны Сулейман-Киртара тыловые прогибы отделены крупным разрывным нарушением, по-видимому, взбросового типа. Пояс тыловых прогибов распадается на 3 участка: северный, соответствующий Пишинскому прогибу (XVa_1), центральный — прогиб Кожак (XVa_2) и южный, объединяющий Центральную-Макранскую флишевую складчатую зону (XVb) и Прибрежно-Макранский молассовый прогиб ($XV\theta$).

В прогибе Пишин развиты довольно крупные гребневидные симметричные и слабо нарушенные структуры. По направлению к западу, где намечается поворот осей складок на юг, тектоника становится более напряженной, а разрывные нарушения начинают играть заметную роль. Прогиб Кожак представляет собой узкий сильно сжатый грабен-синклинорий со сложной чешуйчато-складчатой внутренней структурой.

Наиболее крупной является Центрально-Макранская флишевая складчатая зона. В отличие от двух предыдущих, зона имеет простирание, перпендикулярное Киртарскому мегантиклинорию. Значительная южная часть ее расположена на погружении Кветтинского осевого антиклинория, в связи с чем данная зона может быть отнесена к числу периклинальных прогибов. В ее пределах выделяется несколько антиклинальных и синклинальных зон. Все структуры осложнены дополнительной мелкой складчатостью, разбиты густой сетью нарушений, надвинуты или запрокинуты на юг.

В пределах Прибрежно-Макранского прогиба развиты плиоценовые и четвертичные молассовые толщи, смятые в крупные, умеренно крутые складки, осложненные на востоке грязевыми вулканами.

4. Предполагаемый Белуджистанский раздробленный срединный массив (XVI). Выделение массива в качестве единого структурного элемента носит несколько условный характер. Отдельные изометричные, очевидно стабильные блоки, являющиеся, вероятно, реликтами срединного массива, разделены узкими складчатыми подвижными зонами. В целом для всей этой области характерна значительная роль магматических образований; в строении осадочного чехла принимают участие в основном меловые и палеогеновые отложения умеренной мощности.

На севере предполагаемого массива расположено Чагайское поднятие (XVIa₁), сложенное слабо дислоцированным меловым эффузивно-осадочным комплексом, прорванным интрузиями и перекрытым плейстоценовыми эффузивами. На западном и восточном его погружениях располагаются Гильмендская (XVIb₁) и Лорарудская (XVIb₂) депрессии, перекрытие чехлом четвертичных отложений.

В центральной части Белуджистанского срединного массива протягивается в субширотном направлении сложно построенный антиклинорий Раскох (XVIa₂). Его осевая зона сложена меловым, вулканогенным комплексом, пронизанным гранодиоритовыми интрузиями. Южное крыло и западная периклиналь сложена вулканогенно-осадочными породами палеогена. Осевая зона и южное крыло продольными разрывами расчленены на отдельные блоки, надвинутые на юг. В западном направлении антиклинорий погружается под четвертичные осадки.

Между Чагайским поднятием и Раскохским антиклинориями располагается Далбандинский грабен (XVIb), сложенный палеогеновой вулканогенно-осадочной толщей, прорванной гранодиоритовыми интрузиями, перекрытой четвертичными осадками.

Южная часть срединного массива, занятая Харанской депрессией (XVIb₃), с поверхности перекрыта горизонтальным чехлом современных отложений. Данные аэромагнитной съемки свидетельствуют о сравнительно неглубоком залегании вулканогенных пород в пределах депрессии.

5. Поднятие Гиндукуша (XVII). Это сложно построенное и слабо изученное поднятие образует осевую зону Альпийско-Гималайской системы, являясь узким, наиболее приподнятым связующим звеном между Тибетским срединным массивом на востоке и Центрально-Иранским — на западе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Таким образом, в пределах Западного Пакистана наблюдается обычная последовательность в смене в пространстве основных тектонических элементов: 1 — щит, 2 — погруженная часть платформы, 3 — передовые прогибы, 4 — внешние складчатые сооружения — мегантиклинории, 5 — внутренние тыловые флишевые прогибы, 6 — срединные массивы.

2. Простираение складчатых зон строго соответствует изгибам края платформы. Вследствие внедрения клиньев платформы в складчатую область в пределах последней образуются дугообразные изгибы, обращенные выпуклостью в сторону от платформы (рис. 2). Выделяются

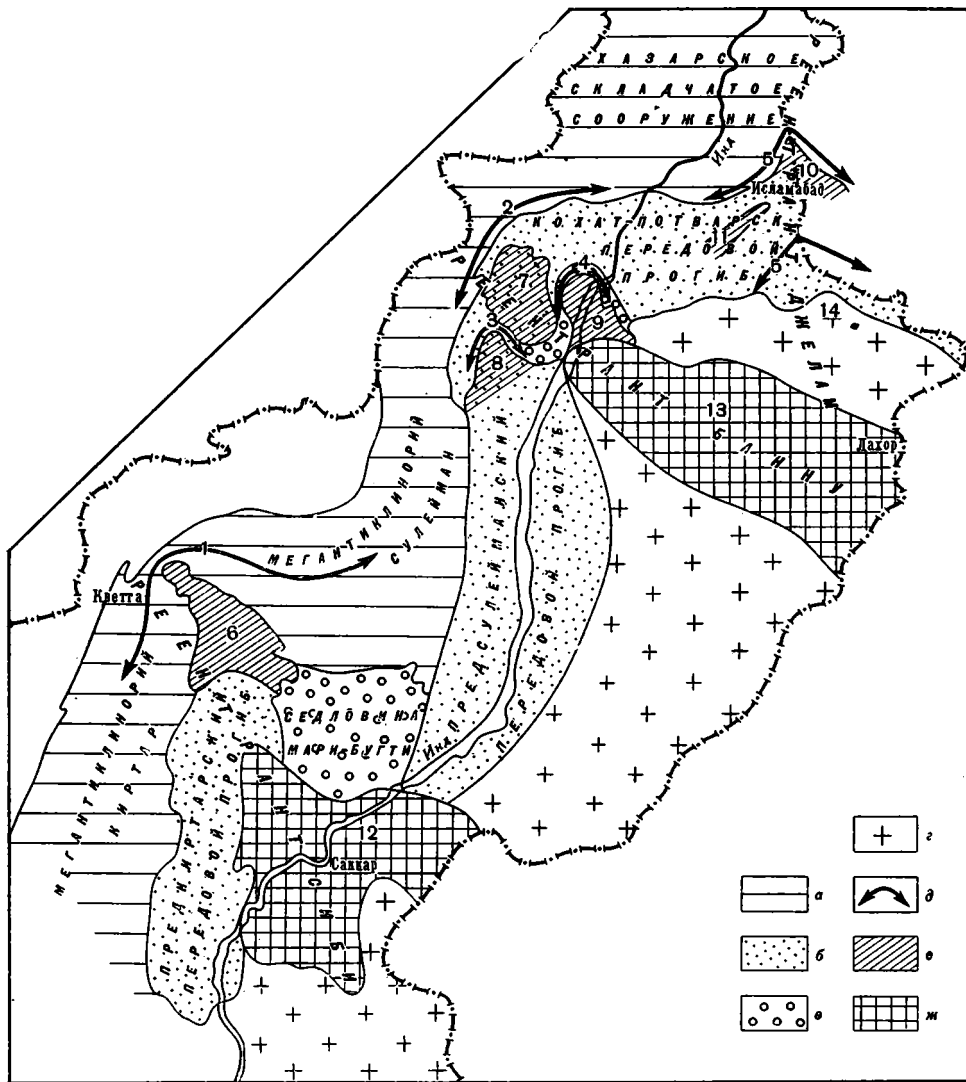


Рис. 2. Реентранты Западного Пакистана

a — горные складчатые сооружения, *б* — передовые прогибы, *в* — седловины между передовыми прогибами, *г* — склоны платформ, *д* — складчатые дуги: 1 — Кветтинская, 2 — Куррамская, 3 — Манглинская, 4 — Калабагская, 5 — Хазара-Кашмирская; *е* — «внутридуговые» орогенные прогибы: 6 — Сибийский, 7 — Банну, 8 — Танк, 9 — Мианвали, 10 — Северо-Западный Панч, 11 — Восточно-Соанский; *ж* — клинья (выступы) платформ: 12 — Саккарский, 13 — Саргодийский, 14 — Джеламский.

Хазара-Кашмирская дуга, с которой связан огромный дугообразный изгиб Альпийско-Гималайского пояса на всем его сечении, начиная от зоны сочленения Гималаев и Хазары на юге и до Памира на севере; Куррамская дуга, обуславливающая резкий поворот складчатых элементов на сочленении Хазары и Сулеймана, и Кветтинская дуга, приуроченная к линии сопряжения мегантиклинорий Сулеймана и Киртара. Более мелкие дуги (Калабагская, Манглинская) связаны с изгибами частных структурных элементов. В вогнутых частях дугообразных изгибов, обра-

щенных в сторону клиньев платформы, располагаются молодые орогенные прогибы (Сиби, Банну, Танк, Мианвали). Структурные элементы, охватывающие подобные «внутридуговые» прогибы, сопряженные с ними дугообразные изгибы складчатых зон (синтаксисы) и прилегающие клинья платформы в английской литературе называют реентрантами¹.

В Западном Пакистане можно выделить 3 основных реентранта: Сибийский, образованный одноименным прогибом, Кветтинской дугой и Саккарским клином (выступом) платформы; Баннуйский реентрант, состоящий из прогиба Банну, Куррамской дуги и Саргодийского клина (выступа) платформы, и Джеламский реентрант, к которому относится Хазара-Кашмирская дуга, Восточно-Соанская синклиналь, прогиб северо-западной части зоны Панч и Северо-Пенджабский клин платформы. Реентрант Банну осложнен двумя более мелкими реентрантами: Танк, связанным с одноименным прогибом и Манглинской дугой, и реентрантом Мианвали, охватывающим Мианвалийский прогиб и Калабагскую дугу.

Реентранты являются своеобразными элементами поперечной зональности, пересекающими склоны платформы, пояс передовых прогибов и альпийское складчатое сооружение. Они занимают пограничное положение, разделяя между собой основные структурные элементы: выступы и погруженные части склонов платформы, передовые прогибы и перемычки между ними, мегантиклинории и другие крупные структуры складчатого пояса.

Реентранты претерпели длительное и сложное развитие. На геосинклинальном этапе в пределах реентрантов существовали поднятые структурные элементы. Например, по мере движения с запада к Джеламскому реентранту наблюдается последовательное выпадение из разреза различных горизонтов мезозоя и верхнего палеозоя. В осевой части реентранта палеогеновые отложения, резко сокращенные в мощности, ложатся непосредственно на кембрий. Заметное уменьшение мощности мела происходит в направлении осевой части Сибийского реентранта, который служил перемычкой, разделявшей Сулейманскую и Киртарскую геосинклинальные ванны.

На орогенном этапе развития, в неоген-четвертичное время, тенденция к поднятию сохраняется на клиньях платформы и в осевых частях складчатых дуг, тогда как участки реентрантов, расположенные между ними, вовлекаются в интенсивное погружение, компенсирующее рост возникшего орогена. Именно на этих участках закладываются молодые орогенные прогибы, в которых зачастую фиксируются максимальные мощности моласс (прогибы Сиби, Банну, Восточно-Соанская, синклиналь). Таким образом, здесь происходит инверсия тектонического режима.

3. Главные особенности строения передовых прогибов: степень асимметрии, амплитуда прогибания, распространение складок во многом определяются строением их складчатого обрамления и фундаментом. Наиболее резкой асимметрией и четким обособлением складчатого и платформенного бортов характеризуются передовые прогибы, расположенные на цоколе погруженных частей складчатых сооружений и платформ (Предкиртарский, Предсулейманский, западная часть Кохат-Потварского передового прогиба). Для прогибов, расположенных на погруженном продолжении складчатых зон (Сибийский, Карачинский), характерно сплошное развитие складок и симметричный или слабо асимметричный поперечный профиль.

¹ Реентрант (re-entrant) в переводе с английского языка означает входящий угол.

4. Осевая зона Сулейман-Киртарского поднятия в общем плане наследует положение шва, разделявшего внешнюю и внутреннюю зоны геосинклинального прогиба.

5. Тыловые прогибы являются сравнительно молодыми структурными элементами. Их формирование, как и развитие передовых прогибов, тесно связано с ростом Сулейманского и Киртарского мегантиклинориев. Тыловые прогибы были заложены одновременно с передовыми — в олигоцене. От последних они отличаются кратковременностью своего развития и флишевым характером развитых в них осадков. Развитие тыловых прогибов, за исключением Прибрежно-Макранского, заканчивается в миоцене.

В олигоцене и миоцене растущее альпийское складчатое сооружение было опоясано с внешней стороны передовыми прогибами, в которых формировалась тонкая моласса (свиты нари, гадж, марри), а с внутренней стороны — тыловыми прогибами, заполняющимися флишеидными толщами. В районе Сибийского поперечного прогиба тыловые и внешние прогибы соединяются между собой. С усилением роста складчатых сооружений, в плиоцене, тыловые прогибы замыкаются и претерпевают складчатость, а в передовых прогибах тонкая моласса замещается все более грубой.

6. Срединные массивы имеют допалеозойскую и палеозойскую консолидацию. Они представляют собой, по-видимому, отдельные блоки некогда более обширных жестких массивов, претерпевших раздробление. Зоны дробления являются более подвижными и проницаемыми участками земной коры. В них накапливаются вулканогенно-осадочные образования значительной мощности, прорванные интрузиями.

7. В структуре Западного Пакистана значительную роль играют крупные протяженные нарушения, разделяющие основные тектонические элементы. Такие шовного типа разломы выделяются на границе платформ (вдоль южного склона Соляного края и западного крыла Котринского поднятия), между складчатым бортом передовых прогибов и внешним крылом мегантиклинориев; разломы зачастую ограничивают тыловые прогибы и срединные массивы.

Литература

- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд-во иностр. лит., 1954.
Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та, вып. 28, Изд-во АН СССР, 1959.
Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
Geological map of Pakistan, Scale 1 : 2 000 000. G. S. P., 1964.
Reconnaissance Geology of part of West Pakistan. A Colombo plan cooperative project, Toronto, 1961.
Sokolov B. A., Shah S. H. A. Major tectonic Features of West Pakistan Sci. and Industry, v. 4, No 3, 1966.
Voskressensky I. A., Kravtchenko K. N., Sokolov B. A. Tectonic map of West Pakistan. 17th. All Pakistan Science Conference. Karachi, 1965.
Wadia D. N. Geology of India. London, 1957.

Краснодарский филиал
Всесоюзного научно-исследовательского
института нефти
Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
10 декабря 1966 г.

THE TECTONICS OF WESTERN PAKISTAN

Ancient Pre-Cambrian Indian platform, Alpine orogenic belt and a belt of foredeeps in between have been distinguished within Western Pakistan. The latter consists of the Kohat Potwar, Suleiman, Sibi, Kirthar, Karachin foredeeps proper separated by the Mari-Bugti and Badra-Sanbak folded bulkheads. The Alpine belt is composed of the Hazar orogenic structure, Suleiman and Kirthar meganticlinoriums, which form the outer arc, and reardeeps, Hindu-Kush uplift and Baluchistan broken median massif which are included into the internal arc of the belt.

All-Union Research Petroleum Geology
Exploration Institute
Moscow

УДК 551.24(484.81)

В. Н. СОКОЛОВ, А. А. КРАСИЛЬЩИКОВ, Ю. Я. ЛИВШИЦ

ТЕКТОНИКА АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

В пределах Шпицбергена выделяется геосинклиальный, постгеосинклиальный и платформенный структурные комплексы. Они отвечают основным этапам тектонического развития архипелага и разделены на структурные ярусы и подъярусы.

Формирование геосинклиального структурного комплекса было завершено в главную фазу каледонского тектогенеза, проявившегося на всей территории архипелага. Это выразилось в «омоложении» фундамента предполагаемой древней платформы, выступающего в северо-восточной части Северо-Восточной Земли. Постгеосинклиальный структурный комплекс локализован в пределах меридионального грабена, окончательно оформившегося на месте наложенной впадины в позднедевонское время.

Начиная с раннекаменноугольного времени Шпицберген представляет собой эпикаледонскую подвижную платформу с гетерогенным основанием. В альпийское время происходили лишь глыбовые перемещения земной коры. В формировании структур Шпицбергена важнейшую роль играли длительно развивавшиеся субмеридиональные разломы додевонского заложения, контролировавшие бассейны седиментации. Их влияние наиболее сильно проявилось в девонское и палеоген-неогеновое время.

Архипелаг Шпицберген расположен в крайней северо-западной части шельфа Баренцева моря. Структурное положение архипелага и разнообразие слагающих его геологических формаций определяют значение этого региона для понимания тектонического развития Атлантического сектора Арктики.

Изучение геологического строения архипелага, начатое в середине прошлого столетия, продолжается и в настоящее время геологами различных стран. Основные черты геологической истории Шпицбергена изложены в ряде сводных работ зарубежных и советских исследователей (Nathorst, 1910; Orvin, 1940; Fiebold, 1951; Harland, 1961; Соколов, 1965 и др.).

Наиболее древние, предположительно архейские породы архипелага обнажаются на севере Северо-Восточной Земли. Протерозойские — нижнепалеозойские осадочно-метаморфические образования, слагающие каледонские складчатые сооружения Западного Шпицбергена, объединены в сложный комплекс — «формацию Гекла-Хук». Породы этого комплекса интродуцированы раннепалеозойскими гранитоидами. Девонские пестроцветные отложения локализованы главным образом внутри крупного грабена на севере Западного Шпицбергена. Отложения нижнего карбона, верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена — неогена (?) образуют осадочный чехол эпикаледонской платформы, развитый в основном в южной половине архипелага. К отложениям домелового возраста приурочены маломощные пластовые интрузии долеритов. Эффузивы основного состава, связанные с магматической деятельностью четвертичного времени, образуют молодые вулканы на севере Западного Шпицбергена.

О строении и положении архипелага в общем структурном плане западной Арктики до настоящего времени нет единого мнения. По мате-

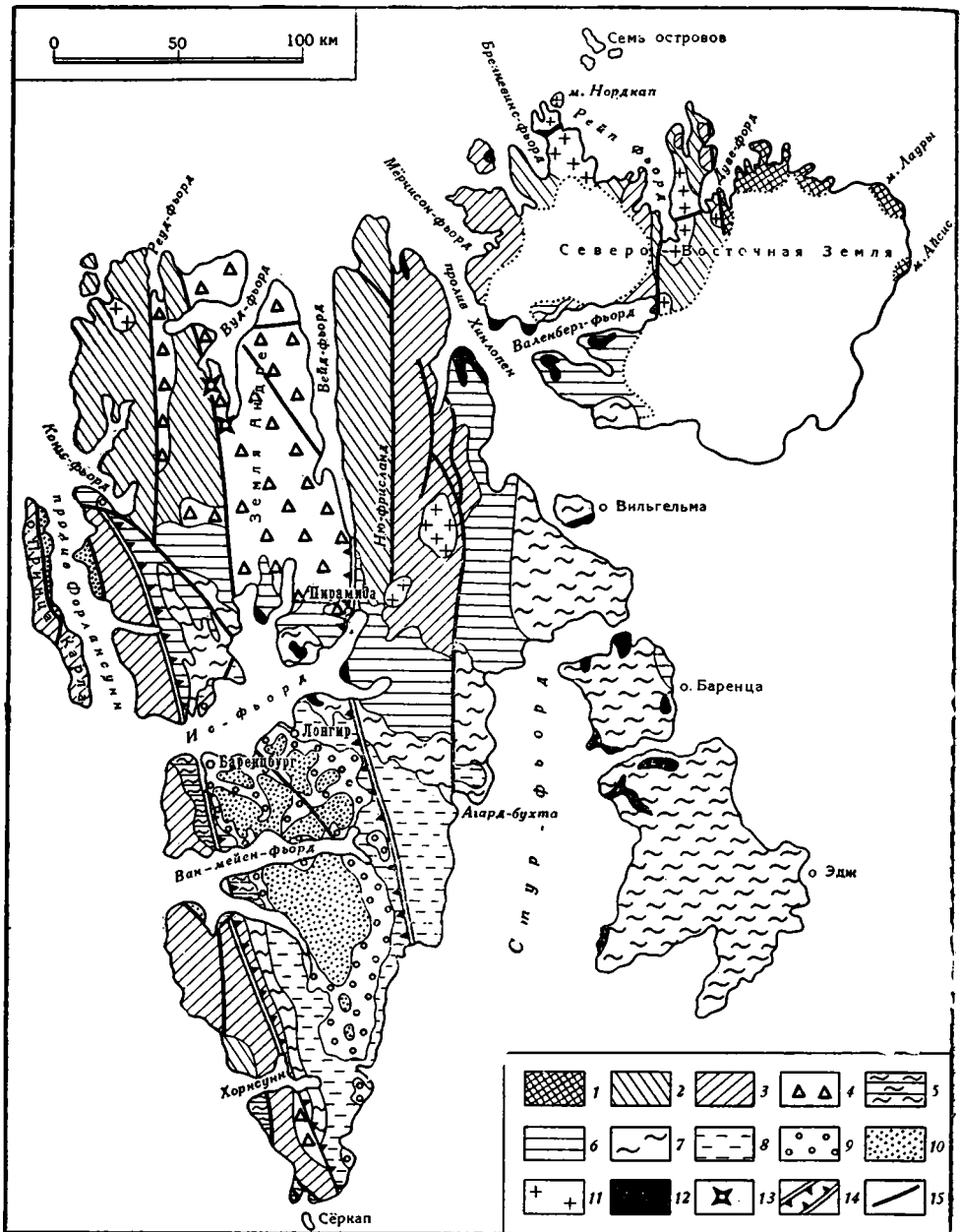


Рис. 1. Схема распространения структурно-формационных комплексов архипелага Шпицберген

Геосинклинальный комплекс: 1 — архейско-нижнепротерозойский (?) структурный ярус; протерозойско-нижнепалеозойский (?) структурный ярус; 2 — среднепротерозойский (?) подъярус; 3 — верхнепротерозойско-нижнепалеозойский подъярус; 4 — постгеосинклинальный (Девонский) комплекс; платформенный комплекс: 5 — каменноугольно-мезозойский структурный ярус нерасчлененный; 6 — каменноугольно-пермский подъярус; 7 — триасовый подъярус; 8 — юрско-нижнемеловой подъярус; палеоген-неогеновый (?) структурный ярус; 9 — палеоген-эоценовый подъярус; 10 — эоцен-миоценовый (?) подъярус; 11 — раннепалеозойские гранитоиды; 12 — мезозойские долериты; 13 — четвертичные вулканы; 14 — западная и восточная граничные зоны разломов; 15 — крупные разрывные нарушения вне граничных зон

риалам К. Сэндфорда (Sandford, 1926), А. Орвин, Г. Фребольд, А. Д. Архангельский и другие исследователи развивали представления о наличии жесткого докембрийского массива в пределах Северо-Восточной Земли. По этим данным, на архейском (?) кристаллическом фундаменте Северо-Восточной Земли залегают неметаморфизованные слабо дислоцированные породы комплекса Гекла — Хук мощностью до 5000 м (Sandford, 1950, 1956). К. Сэндфорд отмечал значительное сходство между породами кристаллического фундамента Северо-Восточной Земли и метаморфическим комплексом Западного Шпицбергена. Однако в работах ряда исследователей убедительно доказан каледонский возраст последних этапов регионального метаморфизма на Западном Шпицбергене (Holtedah, 1929; Schenk, 1937, Harland, 1961). Основываясь на этих данных, а также на вышеупомянутом сходстве пород двух районов, У. Харланд выдвинул гипотезу о возможности существования в пределах архипелага широкой полигеосинклинали с геантиклиналью в центральной части Северо-Восточной Земли (Harland, Wilson, 1956). Тем не менее большинством исследователей восточные районы архипелага относятся к эпиархейской платформе, а Западный Шпицберген — к каледонской складчатой области. Граница между этими зонами проводится вдоль субмеридионального разлома по линии пролив Хинлопен — Лум-фьорд — Агард-бухта. В качестве доводов, подтверждающих существование древней платформы, приводится резкое сокращение мощности пород комплекса Гекла — Хук на Северо-Восточной Земле; уменьшение степени их метаморфизма и дислоцированности с запада на восток; уменьшение в этом же направлении мощности верхнепалеозойско-мезозойского платформенного чехла; слабое развитие в восточных районах архипелага юрских и меловых отложений и более широкое распространение интрузий долеритов. Полагая, что перечисленные изменения происходят в пределах узкой зоны, приуроченной к упомянутому выше разлому, К. А. Клитин (1960) и Ю. М. Пушаровский (1960) пришли к выводу о шовном характере сочленения каледонид с древней платформой. Изложенные представления о тектоническом районировании Шпицбергена нашли отражение на ряде сводных тектонических карт (Архангельский, 1941; Пушаровский, 1960; Яншин, 1962; Атласов и др., 1964; Тектоника Европы, 1964).

В основу настоящей статьи положены материалы геологических и геофизических исследований, проведенных Шпицбергенской экспедицией Института геологии Арктики в ряде районов архипелага в 1962—1966 гг., а также последние данные зарубежных исследователей.

Характерной чертой современного структурного плана Шпицбергена является отчетливое блоковое строение. Границы между основными структурными элементами архипелага приурочены к зонам крупных разломов длительного развития преимущественно субмеридионального простирания. Изучение геологической структуры архипелага позволяет выделить три структурных комплекса, отвечающих главнейшим этапам его тектонического развития: геосинклиальный, постгеосинклиальный и платформенный. Внутри этих комплексов выделяются структурные ярусы и подъярусы (рис. 1).

Геосинклиальный структурный комплекс представляет собой фундамент эпикаледонской платформы Шпицбергена, окончательно сформировавшийся в результате каледонского тектогенеза. В составе этого комплекса выделяются два структурных яруса. Формации нижнего яруса выведены на поверхность лишь на крайнем северо-востоке архипелага, где, по мнению большинства исследователей, развиты архейские (?) кристаллические породы. В строении верхнего структурного яруса принимают участие осадочно-метаморфические образования протерозойского — нижнепалеозойского комплекса Гекла — Хук. Они слагают западную часть Северо-Восточной Земли, п-ов Нью-Фрис-

ланд на Западном Шпицбергене и западное побережье этого острова. По степени метаморфизма и характеру дислокаций этот структурный ярус разделяется на два подъяруса, несмотря на отсутствие прямых данных о существовании углового несогласия между ними. Нижний структурный подъярус сформирован глубоко метаморфизованными породами нижней группы Гекла — Хук, условно относимой к среднему про-

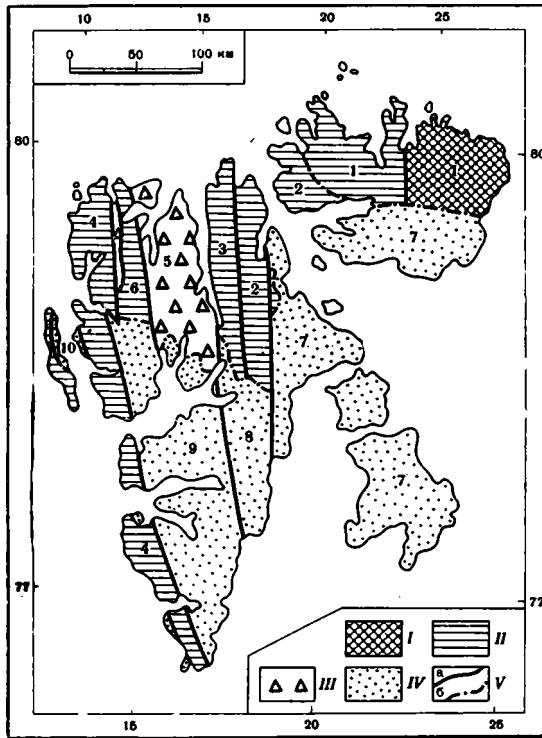


Рис. 2. Схема структурно-тектонического районирования архипелага Шпицберген

I — омоложенный выступ фундамента древней платформы; *II* — каледонская складчатая область: *1* — антиклинорий Северо-Восточной Земли, *2* — Хинлопенский синклинорий, *3* — антиклинорий Западного Нью-Фрисланда, *4* — горст-антиклинорий Западного побережья; *III* — наложенная впадина на каледонском складчатом основании (девонский грабен); *5* — моноклинал Земли Андре, *6* — внутренний горст; *IV* — структуры чехла эпикаледонской платформы; *7* — Восточно-Шпицбергенское горстообразное поднятие, *8* — Сассендаленская моноклинал, *9* — Западно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб, *10* — Форландсуннский грабен; *V* — границы структур: *a* — совпадающие с разрывными нарушениями, *б* — не совпадающие

терозою. Верхний подъярус объединяет отложения средней и верхней групп Гекла—Хук, имеющих соответственно верхнепротерозойский и кембро-ордовикский возраст

Вопрос о выделении кристаллических пород Северо-Восточной Земли в самостоятельный структурный ярус является дискуссионным и связан с проблемой существования на востоке архипелага выходов фундамента древней платформы. В западной части Северо-Восточной Земли (район мыса Нордкап, п-ов Принца Оскара), где ранее предполагались выходы «архея» (Sandford, 1950, 1956), по нашим данным, развиты биотитовые и двуслюдяные граниты и гранодиориты, которые контролируются каледонскими складчатыми структурами и имеют четкие интрузивные контакты с вмещающими породами протерозойского возраста (серия

Кап-Ханстен), являясь, таким образом, каледонскими интрузиями (Красильщиков, 1965). Абсолютный возраст гранитоидов определенный аргонным методом по слюдам и породе в целом, составляет 355—405 млн. лет (Красильщиков, Крылов, Аляпышев, 1964).

На востоке острова стратифицированные метаморфические образования слагают ограниченные по площади прибрежные участки. Это главным образом послонно мигматизированные биотитовые гнейсы, связанные постепенным переходом с широко распространенными гнейсовидными двуслюдяными гранитами. В гнейсах и гранитах фиксируются субширотные простирания линейности, возможно являющиеся реликтами более древней тектонической структуры. Этот участок может рассматриваться как выступ кристаллического фундамента древней платформы, отделенный от расположенной к западу складчатой области двумя зонами разломов (Рейп-фьорда и Дуве-фьорда). Таким образом, западная граница этого выступа должна проводиться примерно в 100 км восточнее, чем это предполагалось ранее. Абсолютный возраст метаморфизма кристаллических пород с востока Северо-Восточной Земли, определенный английскими исследователями рубидий-стронциевым методом по слюдам, составляет 358—415 млн. лет (Hamilton, Sandford, 1964). Эти цифры вполне сопоставимы со значениями абсолютного возраста, полученными для других районов Шпицбергена (Gayer et al., 1966). Они также соответствуют эпохе каледонской складчатости и свидетельствуют о том, что каледонский тектогенез проявился на всей территории Шпицбергена; в результате и выступ фундамента предполагаемой древней платформы оказался «омоложенным» каледонскими движениями.

Верхний структурный ярус геосинклиналиного комплекса — это каледонские складчатые сооружения Западного Шпицбергена и западной части Северо-Восточной Земли. В пределах складчатой области выделяется ряд субмеридиональных структур первого порядка (рис. 2, 3).

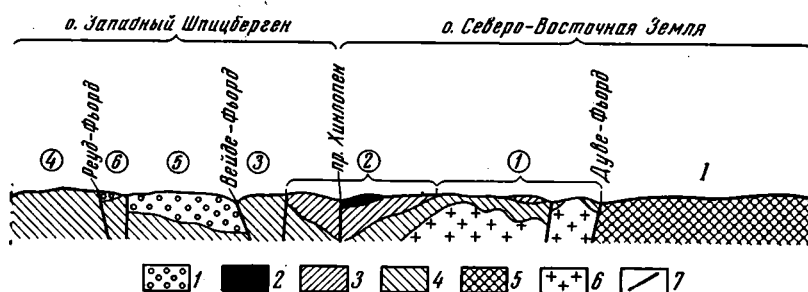


Рис. 3. Схематический геологический профиль через северную часть архипелага Шпицберген

1 — девон; 2 — нижний палеозой; 3 — верхний протерозой; 4 — средний протерозой (?); 5 — архей — нижний протерозой (?); 6 — раннепалеозойские граниты; 7 — основные разрывные нарушения. Цифры в кружках соответствуют обозначениям основных структур на рис. 2

1. Антиклинорий Западного побережья, разделенный на две части поперечным разломом, проходящим к югу от Конгс-фьорда. Северная часть антиклинория сложена мигматизированными и гранитизированными породами нижней группы Гекла — Хук (нижний подъярус), южная — главным образом осадочно-метаморфическими образованиями средней и верхней групп Гекла — Хук (верхний подъярус). В северной части на фоне преобладающего меридионального простирания гнейсов развиты своеобразные куполовидные структуры, сложенные почти нацело грани-

тизированными и мигматизированными породами (Harland, 1961). Кроме того, в районе Кросс-фьорда по толще мраморов картируется антиклинальная складка (Orin, 1940; Harland, 1961). Южная часть антиклин-

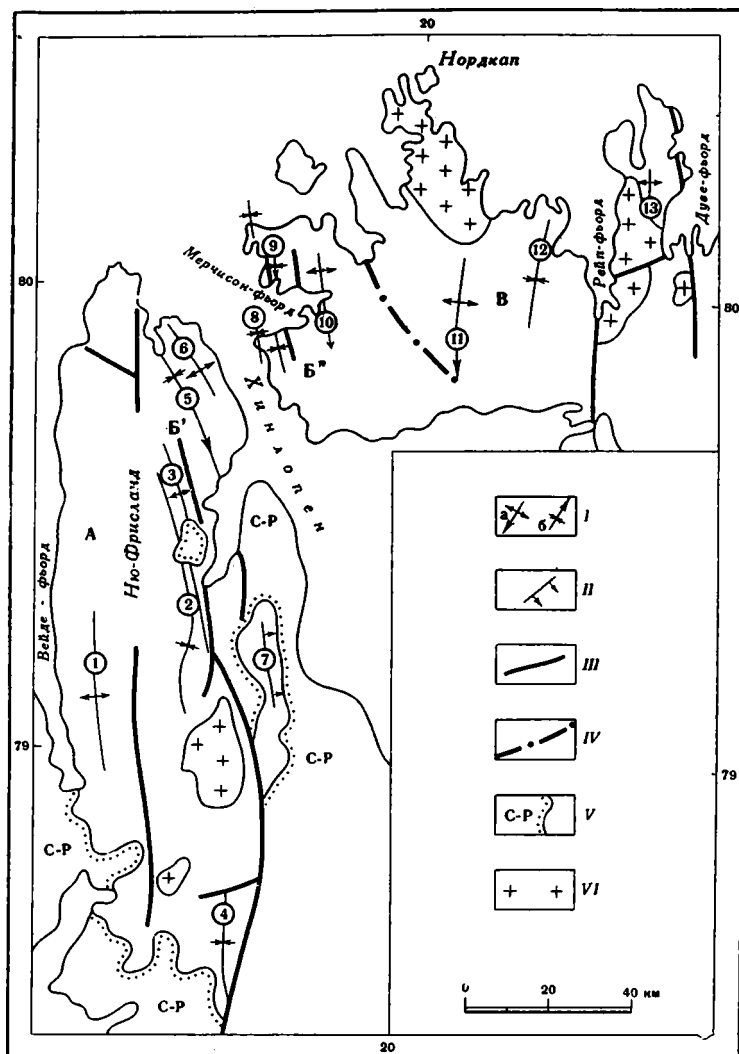


Рис. 4. Схема расположения основных каледонских структур в северо-восточной части Шпицбергена

I — оси складок второго порядка с направлением погружения шарнира: *a* — антиклиналей, *б* — синклиналей; *II* — моноклинальное падение пластов; *III* — основные разрывные нарушения; *IV* — условная граница Хинлопенского синклинория с антиклинорием Северо-Восточной Земли; *V* граница платформенного чехла; *VI* — интрузии раннепалеозойских гранитов. *A* — антиклинорий Западного Нью-Фрисланда; *1* — Атомфьельская антиклиналь; *Б', Б''* — западное и восточное крылья Хинлопенского синклинория; *2* — Ветераненбреенская синклиналь, *3* — Гульфаксбреенская антиклиналь; *4* — Квитбреенская синклиналь, *5* — Клуптдаленская синклиналь, *6* — Геклахукенская антиклиналь, *7* — Хидениусбреенская моноклиналь, *8* — синклиналь Мыса Спарре, *9* — синклиналь Кинн-бухты, *10* — антиклиналь Горы Флора; *B* — антиклинорий Северо-Восточной Земли; *11* — Нордакапская антиклиналь, *13* — Лувенская синклиналь, *13* — антиклиналь Земли Принца Оскара

рия характеризуется значительным разнообразием простираний структурных элементов, большим количеством локальных структур высших порядков, часто опрокинутых на восток, и разрывных нарушений (Vikenmajer, 1959, 1960; Hjelle, 1962).

2. Антиклинорий Западного Нью-Фрисланда, отделенный от предыдущего девонским грабеном, сложен интенсивно метаморфизованными породами нижней группы Гекла — Хук. Основной структурой антиклинория является асимметричная Атомфельская антиклиналь (рис. 4), от ядра которой породы относительно полого падают на запад и более круто на восток (Harland, 1959). Западное крыло антиклинория скрыто под водами узкого Вейде-фьорда, совпадающего с региональным разломом; восточное крыло, вероятно, опущено по Нью-Фрисландскому сбросу (линия флексурного перегиба, по У. Харланду), являющемуся границей раздела нижней и средней групп Гекла — Хук.

3. Хинлопенский синклиорий, в центральной части которого залегают наиболее молодые нижнепалеозойские отложения комплекса Гекла — Хук, является тектонотипом верхнего структурного подъяруса. Западное крыло синклиория, располагающееся в пределах п-ова Нью-Фрисланд, осложнено по крайней мере тремя синклиналями и сопряженными с ними антиклиналями (Harland, 1959). Простираение складок с севера на юг плавно меняется от северо-северо-западного до меридионального с незначительным отклонением к востоку. В этом же направлении отмечается погружение шарниров складок. Размах крыльев колеблется от 3 до 5 км, углы падения слоев меняются от 30 до 70°, причем часто фиксируется наклон осевых плоскостей складок на запад. Многочисленные разрывы, согласные и секущие по отношению к складчатой структуре, затрудняют прослеживание складок на значительные расстояния. Лучше других выражены складки, показанные на рис. 4. Наиболее высокие горизонты комплекса Гекла — Хук (ордовик), выведенные на дневную поверхность в эрозионном окне среди горизонтально залегающих каменноугольных отложений, моноклинально падают на восток (Хидениусбреенская моноклиналь) и являются самыми восточными выходами отложений Гекла — Хук на Западном Шпицбергене.

Складчатая структура восточного крыла синклиория наиболее отчетливо фиксируется на северном побережье Мерчисон-фьорда (Северо-Восточная Земля). Большинство выявленных складок имеет субмеридиональное простираение и пологое погружение в южном направлении. Углы падения пластов колеблются от 25 до 70°. Древнейшие отложения района (свита Флора) слагают ядро крутой антиклинали с видимым размахом крыльев 2,5 км, разделенной резко асимметричной синклиналью на две части.

Большинство складок, развитых западнее, опрокинуты на запад-юго-запад и осложнены складчатостью высших порядков и разрывами. Наиболее молодые отложения северного побережья выходят в синклинали Кинн-бухты; эта синклиналь полого погружается на юг и прослеживается на южном берегу фьорда к востоку от мыса Сванор. Крайней западной структурой района Мерчисон-фьорда является узкая синклиналь мыса Спарре, в осевой части которой залегают самые верхние установленные горизонты (нижний кембрий) комплекса Гекла — Хук Северо-Восточной Земли.

4. Антиклинорий центральной части Северо-Восточной Земли с запада сопряжен с соседним синклиорием, а с востока ограничен разломом Дуве-фьорда. В его пределах выделяются антиклиналь района Нордкап, к ядру которой приурочена интрузия раннепалеозойских гранитов, и сопряженная с востока Лувенская синклиналь. Крайней восточной структурой каледонской складчатой области является блок — антиклиналь Земли Принца Оскара; южная часть этого блока сложена главным образом раннепалеозойскими гранитоидами, северная — нижними горизонтами раннепалеозойского комплекса Гекла — Хук, смятыми в мелкие складки. Преобладающие углы падения пород Гекла — Хук в этой части Северо-Восточной Земли составляют 30—40°.

Таким образом, в западной части Северо-Восточной Земли отложения комплекса Гекла — Хук, так же как и на Западном Шпицбергене, смяты в линейные складки субмеридионального простирания, осложненные складчатостью высших порядков и многочисленными разрывами, в том числе надвигами.

Постгеосинклинальный структурный комплекс выделяется в качестве самостоятельного, поскольку он соответствует вполне определенному этапу развития геологической структуры Шпицбергена между главной фазой каледонского тектогенеза и началом собственно платформенного этапа развития. В течение постгеосинклинального этапа, охватывавшего главным образом раннедевонское и частично позднедевонское время, накопилась характерная мощная толща пестроцветных терригенных отложений, залегающих с угловым несогласием на размытой поверхности различных горизонтов комплекса Гекла — Хук. В современном эрозионном срезе они приурочены к крупному субмеридиональному грабену в северной половине Западного Шпицбергена, разделяющему каледонские антиклинории Западного побережья и Западного Нью-Фрисланда. Небольшие выходы этих отложений известны также в районе Хорнсунна.

Современная структура девонского грабена имеет резко выраженный блоковый характер. С запада и востока грабен ограничен крупными разломами. Западный разлом протягивается от Реуд-фьорда в южном направлении через всю северо-западную часть Западного Шпицбергена. Он представляет собой крутопадающий сброс, по которому контактируют нижние горизонты девонских отложений с кристаллическими сланцами и мраморами нижней группы комплекса Гекла — Хук. Его амплитуда, по мнению Ю. П. Булова и Л. Г. Мурашова (1965), в районе Лифде-фьорда около 1000 м.

Восточной границей грабена является Вейде-фьорд, на западном берегу которого выходят верхние горизонты девонской толщи, а на восточном — породы комплекса Гекла — Хук. Крупное нарушение, к которому приурочен этот фьорд, является круто падающим на восток, надвигом с вертикальной амплитудой не менее 4000 м (McWhae, 1953; Hagland, 1959). Учитывая, что в районе Вейде-фьорда с поверхности залегает самая верхняя часть разреза девонских отложений при общей их мощности около 6500 м, амплитуда его, очевидно, достигает примерно 6000 м. Большая разница в амплитудах перемещения по западному и восточному разломам обуславливает асимметричное строение грабена. Оно выражается в общем падении на восток всей толщи девонских отложений и появлении по мере движения в этом направлении все более молодых горизонтов девона.

В западной части грабен осложнен внутренним горстом (рис. 2, 3), в пределах которого выведены на дневную поверхность в виде узкой полосы породы комплекса Гекла — Хук. На западе он ограничен уже упоминавшимся выше разломом, определяющим западную границу всего грабена, а с востока — другим региональным сбросом, протягивающимся параллельно первому и имеющим амплитуду, по данным Ю. П. Булова и Л. Г. Мурашова (1965), не менее 2500 м. Амплитуда обоих сбросов уменьшается к югу (Orvin, 1940).

На остальной территории грабена (моноклираль Земли Андре) девонские отложения также разбиты сложной системой разрывных нарушений на многочисленные блоки с амплитудой перемещения от первых десятков до нескольких сотен метров. Наряду с многочисленными разрывными нарушениями, в девонских отложениях наблюдаются и складчатые деформации главным образом приразломного характера. Моноклиральное залегание пород с общим падением на восток, измеряемым единицами градусов, нарушается присбросовыми складками и флексурами, антиклиналями и синклиналями. Углы падения в пределах этих

структур увеличиваются до нескольких десятков градусов, а в приразломных зонах отмечаются мелкие изоклинальные и опрокинутые складки. У. Харланд допускает формирование в девонских отложениях складчатой структуры, которая в последующем была осложнена дизъюнктивными дислокациями (Harland, 1961).

Платформенный структурный комплекс представляет собой совокупность структур разного характера и масштаба, развитых в пределах осадочного чехла эпикаледонской платформы, который в западной части Западного Шпицбергена отличался большей интенсивностью глыбово-складчатых деформаций. Существование близ западного побережья Западного Шпицбергена узкой вытянутой полосы дислоцированных верхнепалеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений послужило основанием для отнесения большинством геологов крайней западной части архипелага к области альпийской складчатости (Ермолаев, 1937; Orvin, 1940; McWhae, 1953; Rozycki, 1959). Лишь в более ранних работах эти дислокации связывались с глыбовыми движениями (De Geer, 1909; Nathorst, 1910; Holtedah, 1929).

Результаты наших исследований позволяют определенно говорить о том, что с раннекаменноугольного времени вся территория архипелага представляла собой подвижную платформу. Об этом свидетельствуют характер и последовательность осадочных формаций, существенно отличающихся от формационных рядов геосинклинального типа, а также отсутствие проявлений регионального метаморфизма и магматизма (Красильщиков, Крылов, Аляпышев, 1964), свойственных типичным складчатым областям. Характер дислокаций в области так называемой альпийской складчатости и в зоне разломов, расположенной значительно восточнее на заведомой платформе, весьма сходен между собой. Сейсмические исследования, проведенные в Гренладском море, показали, что в непосредственной близости от побережья Западного Шпицбергена, сложенного сильно дислоцированными породами комплекса Гекла — Хук, последние, судя по отражающим площадкам на глубине 400—800 м, перекрыты полого падающими на запад осадочными отложениями чехла.

В составе платформенного структурного комплекса выделяются три структурных яруса (рис. 1): нижний (каменноугольно-мезозойский), средний (палеоген-неогеновый?) и верхний (плиоцен-четвертичный). Формации нижнего яруса объединяют карбонатные и терригенные преимущественно морские отложения от нижнего карбона до нижнего мела включительно. Они слагают южную половину Западного Шпицбергена и большую часть восточных районов архипелага. В строении среднего структурного яруса принимают участие палеоген-миоценовые (?) в основном прибрежно-морские терригенные отложения, слагающие центральную часть южной половины Западного Шпицбергена. Верхний ярус включает комплекс морских террас плиоцен-четвертичного возраста, покровы четвертичных базальтовых лав и современные осадки различного генезиса.

Граница между нижним и средним структурными ярусами падает на поздне меловую эпоху, отвечающую длительному перерыву в осадконакоплении, в течение которого произошла значительная перестройка структурного плана и локализация палеогеновых бассейнов седиментации. Выделение верхнего плиоцен-четвертичного структурного яруса, не показанного на рис. 1, носит условный характер, поскольку формации и структуры этого периода находятся еще в стадии становления.

Каменноугольно-мезозойский структурный ярус подразделяется на три подъяруса: нижний (нижнекаменноугольно-верхнепермский), средний (триасовый) и верхний (юрско-нижнемеловой). Первые два подъяруса разделены региональным перерывом. Триасовые терригенные отложения залегают со стратиграфическим несогласием почти повсеместно на карбонатных или кремнистых породах верхней перми. В районе Херн-

сунна они ложатся на различные горизонты каменноугольных и пермских отложений (Birkeптајер, 1959). На южном побережье Западного Шпицбергена, по материалам Т. М. Пчелиной и В. Н. Соколова (1966), отложения нижнего триаса залегают непосредственно на породах комплекса Гекла — Хук. Юрско-нижнемеловой структурный подъярус также отделяется от триасового перерывом, охватывающим почти всю ранне- и среднеюрскую эпоху.

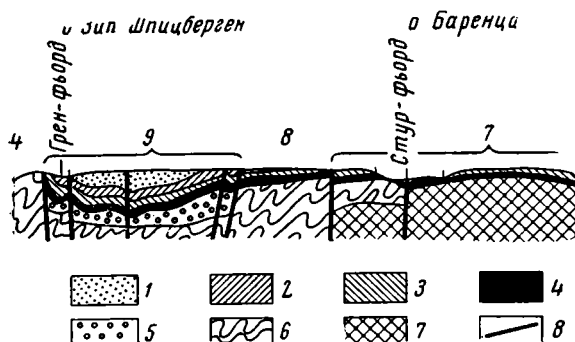


Рис. 5. Схематический геологический профиль через центральную часть архипелага Шпицберген 1 — палеоген — миоцен (?); 2 — юра — нижний мел; 3 — триас; 4 — нижний карбон — верхняя пермь; 5 — девон; 6 — средний (?) протерозой — нижний палеозой; 7 — архей — нижний протерозой (?); 8 — основные разрывные нарушения. Цифры в кружках соответствуют обозначениям основных структур на рис. 2

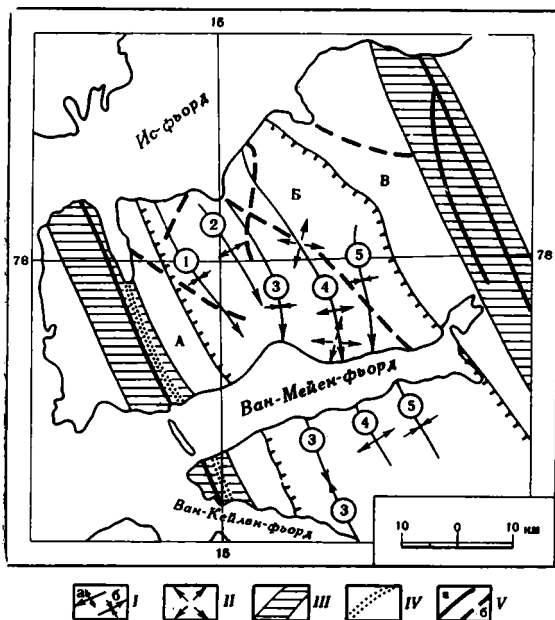


Рис. 6. Схема расположения основных структур центральной части Западно-Шпицбергенского грабенообразного прогиба

А — западное крыло прогиба; Б — присеваемая часть прогиба; 1 — Ирадаленская депрессия; 2 — вал Горы Холмсен; 3 — Шифердаленская депрессия; 4 — Рейндаленский вал; 5 — Твердаленская депрессия; В — восточное крыло прогиба. I — оси структур высшего порядка с направлением погружения шарнира: а — положительных, б — отрицательных; II — куполовидные структуры в пределах Рейндаленского вала; III — Западные и Восточные граничные зоны разломов; IV — зона линейных складок в пределах Западной граничной зоны разломов; V — основные разрывные нарушения: а — в составе граничных зон разломов, б — вне граничных зон разломов

падно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб. Западнее располагается горст-антиклинорий западного побережья Шпицбергена, который

отложения нижнего триаса залегают непосредственно на породах комплекса Гекла — Хук. Юрско-нижнемеловой структурный подъярус также отделяется от триасового перерывом, охватывающим почти всю ранне- и среднеюрскую эпоху.

Палеоген-неогеновый (?) структурный ярус подразделяется на два подъяруса: нижний (палеоген-эоценовый) и верхний (эоцен-миоценовый?). По данным Ю. Я. Лившица (1965), они выделяются по наличию размыта перед отложением верхней аргиллитовой свиты эоцен-олигоценного (?) возраста в районе Ван-Мейен-фьорда на Западном Шпицбергене и по залеганию непосредственно на породах комплекса Гекла — Хук более грубозернистых эоце-миоценовых (?) осадков на о. Принца Карла в районе мыса Ренардодден (Ван-Кейлен-фьорд).

Выделить структуры в пределах платформенного осадочного чехла отдельно по структурным ярусам и подъярусам весьма затруднительно, так как структуры нижних ярусов в той или иной мере трансформированы последующими движениями. Учитывая интенсивность этих движений на заключительных этапах тектонического развития, описание основных структурных элементов приводится ниже для всего платформенного структурного комплекса.

Основными структурами платформенного чехла (рис. 2, 5) являются Восточно-Шпицбергенское горстообразное поднятие, Сассендаленская моноклинали и Западно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб. Западнее распола-

почти не имеет платформенного чехла. Лишь в районе пролива Форландсунн горст осложнен узким грабеном, выполненным палеоген-неогеновыми (?) образованиями. В пределах этого грабена особенно активно проявились дизъюнктивные дислокации.

Западно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб является наиболее изученной структурой архипелага (Люткевич, 1937; Rozycki, 1959; Лившиц, 1965; Павлов, Соколов, 1965; Nage, 1966). Его ширина 50—60 км, протяженность более 250 км. Прогиб имеет асимметричное строение: западное крыло значительно круче восточного (8—20° против 3—5°). Прогиб выполняют образования от нижнекаменноугольных до палеоген-неогеновых (?) включительно. Его приосевая часть осложнена рядом положительных и отрицательных структур, в относительном расположении которых наблюдается определенная закономерность (рис. 6). Так, между Ис-фьордом и Ван-Мейен-фьордом прогиб делится субмеридиональной Шифердаленской депрессией на две почти равные части, причем каждая из них по направлению к бортам прогиба осложнена сначала положительной, а затем отрицательной структурами. Наибольшими по протяженности являются Шифердаленская депрессия (более 75 км) и Рейндаленский вал (более 60 км). Максимальная амплитуда структур составляет 300—550 м, углы падения крыльев обычно 2—5°, реже 7—8°. Помимо валов и депрессий выделяются более мелкие структуры — купола, структурные носы и т. д. В пределах Западно-Шпицбергенского прогиба проявились разломы преимущественно северо-западного простирания, к которым приурочено большинство крупных долин. Они обычно представляют собой крутопадающие сбросы с амплитудой от 50 до 200—300 м.

С запада и востока прогиб ограничен крупными разломами (Лившиц, 1965; Соколов, Лившиц, 1966), которые представляют собой совокупность ряда нарушений и образуют целые тектонические зоны субмеридионального простирания, прослеживающиеся через весь Западный Шпицберген (Западная и Восточная граничные зоны). Ширина зон колеблется от 6 до 12 км. Именно с влиянием Западной граничной зоны разломов следует связывать интенсивную дислоцированность верхнепалеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений, протягивающихся близ западного побережья Шпицбергена. Эта зона представляет собой весьма сложную тектоническую структуру и подразделяется на ряд структурных подзон: 1) подзону опрокинутых складок, крутого залегания и крупных тектонических нарушений в породах комплекса Гекла — Хук, средне- и верхнепалеозойских отложениях; 2) подзону интенсивного смятия и дробления пород триасового и юрско-готеривского возраста; 3) подзону узких линейных складок в мезозойских образованиях (антиклиналь и синклиналь Грэн-фьорда и др.).

Ряд подзон выделяется и в составе Восточной граничной зоны. Для нее характерна разновременность отдельных нарушений, отчетливо выраженная в палеозойских породах у горы Пирамида. Амплитуда древних разломов достигает нескольких километров, уменьшаясь близ более молодых нарушений до 50—350 м. В мезозойско-кайнозойских отложениях южнее Ис-фьорда зона представлена лишь двумя сбросами с амплитудой от 140 до 350 м, к которым приурочены надразломные антиклинали (McWhae, 1963; Лившиц, 1965; Parker, 1966).

Помимо двух граничных зон разломов, Западно-Шпицбергенский прогиб рассечен крупной зоной разломов северо-западного простирания, прослеживающейся от Конгс-фьорда до Ис-фьорда (Orvin, 1940). С этой зоной, а также с опережающими ее разломами субмеридионального простирания видимо связаны такие приразломные структуры, как сопряженные антиклиналь и синклиналь Тундры Богемана (северное побережье Ис-фьорда). Эти структуры имеют линейный характер и весьма сходны с узкими линейными складками Западной граничной

зоны разломов. Именно сочетание зоны разломов Конгс-фьорда с Западной граничной зоной разломов обусловило внешнее сходство северной части Западно-Шпицбергенского прогиба, заключенной между ними, с периклинальным окончанием прогиба. Однако работы С. Бучана и др. (Buchan et al., 1965), а также исследования, проведенные в 1963—1966 гг. Т. М. Пчелиной и В. Н. Соколовым в районах мыса Сельмансет и Тундры Эрдмана, а также Ю. Я. Лившицем и А. И. Пановым в Тундре Богемана, позволяют предполагать, что ось Западно-Шпицбергенского прогиба проходит не на западе Тундры Богемана, а вблизи ее восточного побережья, там, где к Ис-фьорду подходят нарушения из зоны разломов Конгс-фьорда.

Сассендаленская моноклираль, отделенная от Западно-Шпицбергенского прогиба Восточной граничной зоной разломов, сложена верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, падающими на юго-запад под углом 1—5°. Ширина моноклинали — 30—40 км. Восточной границей ее является разлом Лум-фьорд — Агард-бухта.

Восточно-Шпицбергенское горстообразное поднятие охватывает восточную часть о. Западный Шпицберген, о. Эдж и о. Баренца и южную часть Северо-Восточной Земли. Общая ширина поднятия не менее 130—150 км. Судя по обнажениям, поднятие сложено с поверхности главным образом породами триасового и в меньшей степени верхнепалеозойского возраста. Отмечается ряд пологих платформенных структур преимущественно юго-западного простирания (Клубов, 1965). Амплитуда их достигает 250 м, углы падения на крыльях 1—3°. Крупнейшими из этих структур являются вал о. Баренца и узкая Восточно-Шпицбергенская депрессия, осложняющая западное крыло поднятия.

Изложенные выше представления о тектоническом строении Шпицбергена позволяют в общих чертах наметить основные этапы тектонического развития архипелага.

Геосинклинальные условия, по-видимому, господствовали в архейское — раннепротерозойское (?) время на всей территории Шпицбергена. К среднему протерозою на крайнем востоке архипелага сформировался относительно жесткий массив, возможно входивший в состав обширной стабилизировавшейся области шельфа Баренцева моря. К этому времени в пределах западной части Северо-Восточной Земли существовало крупное геосинклинальное поднятие, а Западный Шпицберген был единой областью прогибания, в которой накапливалась 11-километровая толща карбонатно-терригенных осадков нижней группы Гекла—Хук. Большая часть нижней группы не имеет стратиграфических аналогов на Северо-Восточной Земле. Однако следует подчеркнуть, что ни на Западном Шпицбергене, ни на Северо-Восточной Земле не известны непосредственные соотношения нижних горизонтов Гекла—Хук с предположительно архейскими образованиями. Поэтому наиболее вероятное объяснение отсутствия на востоке архипелага отложений нижней группы значительно более длительным прогибанием и накоплением более полного разреза в пределах Западного Шпицбергена — не исключает того, что стратиграфические аналоги рассматриваемых формаций просто не вскрыты на Северо-Восточной Земле современной эрозией.

В процессе среднепротерозойского осадконакопления внутри геосинклинали Западного Шпицбергена начинает формироваться геосинклинальное поднятие Земли Андре, разделившее области максимального прогибания — Нью-Фрисланд и западное побережье (Harland, 1959, 1961). О существовании такого поднятия типа «вулканического хребта», по мнению У. Б. Харланда, свидетельствует резкое структурно-фациальное различие каледонид западного и восточного районов острова, а также наличие в нижней группе Гекла—Хук амфиболитовых горизонтов, которые могли образоваться за счет туфов и лав основного со-

става. Проявления приповерхностного основного вулканизма характеризуют заключительную стадию развития эвгеосинклинальной зоны каледонской геосинклинали. В дальнейшем вулканическая деятельность ослабевает, и кислые эффузивы и туфы серии Кап-Ханстен Северо-Восточной Земли можно рассматривать как результат локального проявления вулканизма. На Северо-Восточной Земле вулканогенно-осадочные породы с запада на восток фациально замещаются толщей слюдясто-глинистых сланцев мощностью до 1700 м (Sandford, 1950).

С верхнего протерозоя начинается новый цикл седиментации — накопление терригенных, а затем карбонатных толщ средней группы Гекла—Хук и соответствующей ей серии Мерчисон-Бей Северо-Восточной Земли. Близкие элементы залегания в нижней и средней группах Гекла — Хук и отсутствие каких-либо данных о стратиграфическом перерыве между ними приняты большинством исследователей в качестве доказательства согласного залегания обеих групп как на Западном Шпицбергене, так и на Северо-Восточной Земле (Kulling, 1934; Harland, Wilson, 1956; Harland, 1961).

Средняя группа Гекла — Хук Нью-Фрисланда и достоверно параллелизуемая с нею серия Мерчисон-Бэй Северо-Восточной Земли содержат большое количество строматолитов и онколитов и, вероятно, в полном объеме соответствуют верхнему протерозою или рифею (Красильщиков, Голованов, Мильштейн, 1965). В обоих районах устанавливается закономерная смена терригенных существенно кварцевых отложений глинистыми, а затем карбонатными осадками. Выделенные в Нью-Фрисланде и на Северо-Восточной Земле литолого-стратиграфические подразделения довольно уверенно сопоставляются между собой, хотя общая мощность отложений заметно уменьшается с запада на восток от 6400 до 4000 м. Сходство этих разрезов отмечается всеми исследователями, однако значительное уменьшение мощностей служило одним из доказательств платформенного режима осадконакопления на Северо-Восточной Земле. Нам представляется, что несомненная близость формационного состава и общая тенденция изменения формаций во времени в сочетании с линейной складчатой структурой обоих регионов позволяют предполагать, что верхнепротерозойские отложения Шпицбергена, отражающие крупный седиментационный цикл, накапливались в едином бассейне миеосинклинального типа. Вполне вероятно, что в пределах этого бассейна режим осадконакопления контролировался разломом Хинлопен — Лум-фьорд — Агард-бухта, опирающимся на западное крыло геантиклинали Северо-Восточной Земли.

Литологические особенности нижней половины разреза верхнепротерозойских отложений указывают на накопление осадков в спокойных условиях мелководного бассейна. Верхняя, карбонатная часть разреза со строматолитами, онколитами и катаграфиями накапливалась в условиях медленного стабильного погружения, которое на рубеже докембрия и палеозоя сменилось поднятием. Периоду поднятия повсеместно на Шпицбергене соответствует формирование терригенных толщ предположительно вендского возраста, содержащих горизонты тиллитоподобных пород (серии Поларисбреен и Госхамна Западного Шпицбергена и свита Свеанор Северо-Восточной Земли). Согласно залеганию «тиллитов» с вмещающими существенно карбонатными толщами свидетельствует о накоплении их, вероятнее всего, в морском бассейне, причем транспортировка грубообломочного материала на определенной стадии могла осуществляться плавающим льдом (Wilson, Harland, 1964). С другой стороны, безусловно заслуживает внимания недавно высказанная К. А. Клитиним (1965) точка зрения о том, что терригенные толщи, включающие грубообломочные горизонты, пред-

ставляют собой орогенный комплекс пород и являются отражением байкальских движений.

После предполагаемого позднекембрийского поднятия и, возможно, оледенения нижнепалеозойская трансгрессия захватила обширную территорию и в условиях мелкого морского бассейна стали накапливаться мощные карбонатные толщи кембрия — нижнего ордовика. В раннесилурийское время произошло складкообразование и общий подъем территории, завершившийся на рубеже силура и девона внедрением гранитоидных интрузий. Эти процессы, по нашему мнению, захватили весь Шпицбергенский архипелаг, хотя в разных его структурных зонах проявились по-разному. С каледонским тектогенезом связано и омоложение восточного выступа древнего фундамента. Однако, рассматривая восточный выступ кристаллических образований как «омоложенный» останец древней платформы, нельзя исключать и другой интерпретации данных абсолютного возраста (каледонская полигеосинклиналь, по У. Харланду).

С основной фазой каледонской складчатости связано превращение геоантиклинали Северо-Восточной Земли в крупный антиклинорий, а геосинклинали Западного Шпицбергена в два обращенных антиклинория, разделенных грабенообразным прогибом, заложившимся на месте гипотетической геоантиклинали Земли Андре.

Постгеосинклинальный этап развития архипелага начался в раннем девоне накоплением мощной (6500 м) толщи пестроцветных осадочных образований молласового типа (Friend, 1961). О. Хольтедаль (Frebald, 1951) указывал на то, что формирование осадочных пород в это время происходило в ограниченном по площади седиментационном прогибе. У. Харланд считает, что осадки накапливались за счет сноса обломочного материала как с запада, так и с востока (Harland, 1961). Этот прогиб, как нам представляется, имеет характер наложенной (межгорной, по К. А. Клитину, 1960), впадины, которая образовалась в заключительную орогеническую стадию развития каледонской геосинклинали между крупными разломами в центральной части Западного Шпицбергена, заложившимися, вероятно, в силуре. В девонское время горообразовательные процессы, происходившие по обе стороны от этого грабенообразного прогиба, привели к возникновению горстовых поднятий, которые подвергались быстрому разрушению и поставляли терригенный материал для формирования мощных осадочных толщ.

У. Харланд, вслед за К. Орвиным, Т. Фогтом и другими исследователями, связывает складчатые деформации в девонских отложениях с заключительной фазой каледонского тектогенеза в позднедевонское время, имеющей постумный характер («свальбардская» складчатость по Т. Фогту). По нашему мнению, эти деформации имеют приразломный характер и обусловлены глыбово-складчатыми движениями не только в позднедевонское время, но и в более поздние периоды активизации разломов. В результате этих движений девонские отложения были разбиты разрывными нарушениями на блоки и смяты в складки.

Платформенный режим осадконакопления установился в раннекаменноугольное время, когда на большей части архипелага происходило накопление угленосных отложений. Поздний палеозой в целом характеризуется относительно спокойным тектоническим режимом. На протяжении этого времени существовал довольно крупный седиментационный бассейн, в котором накапливались преимущественно карбонатные, в меньшей мере известково-кремнистые, гипсоносные и терригенные отложения, имеющие суммарную мощность порядка 2700 м. В последнее время (Cutbill, Challinor, 1965; Лившиц, 1966) появились данные, свидетельствующие о некоторой активизации движений

по главным разломам Западного Шпицбергена в среднекаменноугольное зремя и особенно в башкирский век. Существенные отличия в характере фаций и изменении мощностей в западных и восточных районах острова подзволили предполагать наличие в башкирском и частично московском веках приподнятого горста меридионального простирания, протягивавшегося через всю центральную часть Западного Шпицбергена (Устрицкий и др., 1965). Однако полной уверенности в существовании этого горста пока нет из-за отсутствия достаточного количества фактических данных.

Конец позднепалеозойской эпохи ознаменовался повсеместным поднятием территории, обусловившим региональный перерыв в осадконакоплении, разрыв верхних горизонтов верхнего палеозоя и, возможно образование локальных структур, впоследствии в значительной мере трансформированных.

Формирование мезозойских терригенных отложений происходило в обширном седиментационном бассейне, размеры которого значительно превосходили современную площадь их распространения. На фоне общего прогибания имели место периодические поднятия. Наиболее крупное из них приходится на раннеюрское время, в течение которого существовал весьма неустойчивый режим осадконакопления. Об этом свидетельствует ничтожная мощность ниже- и среднеюрских осадков (10—15 м), а также наличие регионального предверхнеюрского размыва. При этом наибольшая тектоническая активность характерна для западных районов архипелага, что подтверждается более значительными мощностями триасовых (до 1100 м) и юрско-меловых (до 1200 м) отложений, а также увеличением глубины эрозионных врезов и величины размывов. Не исключена возможность, что к началу юры приурочены первые проявления мезозойского магматизма, хотя значения абсолютного возраста долеритовых интрузий, полученные английскими исследователями (Gayer et al, 1966), варьируют в пределах 110—150 млн. лет (поздняя юра — ранний мел).

Позднемеловая эпоха характеризуется существенными изменениями тектонического режима. К этому времени прекратил существование мезозойский бассейн осадконакопления, территория испытала повсеместное поднятие, начался разрыв ранее сформировавшихся отложений, особенно интенсивный в западных районах архипелага. С возобновившейся активизацией глубинных разломов, вероятно, связаны заключительные фазы основного магматизма.

В раннекайнозойское время в результате локального прогибания происходит накопление прибрежно-морских терригенных отложений общей мощностью более 2000 м. Палеоген-неогеновая толща осадков формировалась в прогибе, наиболее глубокая часть которого была ограничена длительно развивавшимися разломами. Движения по этим разломам продолжались и в процессе осадконакопления. Таким образом, по режиму тектонического развития раннекайнозойский седиментационный бассейн Западного Шпицбергена приближается к прогибам типа авлакогена.

В пределах горст-антиклинория Западного побережья подъем, начавшийся по крайней мере в раннемеловую эпоху, с той или иной интенсивностью продолжался вплоть до самых последних этапов геологической истории архипелага. Только в Форландсуннском грабене сохранились эоцен-миоценовые (?) отложения, залегающие непосредственно на породах комплекса Гекла—Хук. Специфический состав грубообломочного материала базальных горизонтов этих отложений на о. Принца Карла и резкое уменьшение их мощности по направлению к центральной части грабена позволяют говорить о том, что они накапливались в пределах узкой впадины, отделенной от основного бассейна палеогеновой седиментации; при этом доэоценовые осадки в районе Фор-

ландсунна и мыса Ренардодден, скорее всего, вообще не отлагались.

Обращает на себя внимание отсутствие отложений платформенного чехла на севере архипелага. По-видимому, в течение всего платформенного этапа развития (до начала неогена включительно) бассейн седиментации был ограничен с севера по линии Конгс-фьорд — южное окончание Вейде-фьорда на Западном Шпицбергене и по Валенберг-фьорду на Северо-Восточной Земле. Возможно, эта сравнительно резкая граница обусловлена влиянием крупного субширотного разлома.

Плиоцен-четвертичное время характеризуется новой активизацией движений по древним разломам. Эти движения привели к ликвидации палеогенового седиментационного бассейна и общему поднятию территории с последующим интенсивным развитием денудационных процессов. В голоцене на севере Западного Шпицбергена происходили излияния базальтовых лав, также контролируемые разломами древнего заложения, к которым пространственно приурочены молодые вулканы и термальные источники. По данным Д. В. Семевского (1965), исследовавшего вулкан Сверре, последний образовался 6,5—4 тыс. лет назад. В настоящее время территория архипелага продолжает неравномерно подниматься.

Литература

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, 1941.
- Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д., Егиазаров Б. Х., Зимкин А. В., Романович Б. С. Новая тектоническая карта Арктики. Докл. АН СССР, т. 156, № 6, 1964.
- Ермолаев М. М. Геологический очерк Свальбарда. Тр. Аркт. н.-и. ин-та, т. 87, Госгеолтехиздат, 1937.
- Клитин К. А. О тектонике Шпицбергена. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 10, 1960.
- Клитин К. А. Байкальская складчатость и тиллитоподобные конгломераты в разрезах каледонид Европы и Гренландии. Докл. АН СССР, т. 163, № 3, 1965.
- Клубов Б. А. Основные черты геологического строения острова Баренца. В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена», Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Красильщиков А. А. Некоторые особенности геологического развития северной части архипелага Шпицберген. В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Красильщиков А. А., Крылов А. Я., Аляпышев О. А. О возрасте некоторых гранитоидных пород и гнейсов северной части архипелага Шпицберген. Докл. АН СССР, т. 159, № 4, 1964.
- Красильщиков А. А., Голованов Н. П., Мильштейн В. Е. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений района Мерчисон-форда (Северо-Восточная Земля). В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Лившиц Ю. Я. Тектоника центральной части Западного Шпицбергена. В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Лившиц Ю. Я. Палеогеновые отложения Земли Норденшельда. В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Лившиц Ю. Я. Новые данные о геологическом строении района горы Пирамида (Западный Шпицберген). Уч. зап. ин-та геол. Арктики. Региональная геология, вып. 9, 1966.
- Люткевич Е. М. Геология третичных угленосных отложений района Ис-фьорда. Тр. Аркт. н.-и. ин-та, т. 76, 1937.
- Павлов А. В., Соколов В. Н. К истории формирования и развития Западно-Шпицбергенского прогиба. В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1960.
- Семевский Д. В. К вопросу о возрасте вулкана Сверре. В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Соколов В. Н. Геологический очерк архипелага Шпицберген. В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Изд. н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.

- Соколов В. Н., Лившиц Ю. Я. Западно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб и история его формирования. Тезисы докл. Совещ. по проблеме прогибов. Изд. н.-н. ин-та геол. Арктики и НТО Горное, Л., 1966.
- Тектоника Европы. Междунар. геол. конгресс. Изд-во «Наука» и Изд-во «Недра», 1964.
- Яншин А. Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии. Тезисы докл. Совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
- Birkenmajer K. Course of the geological investigations of the Hornsund area, Veststratigraphy of Svalbard. Norsk Polarinst. Skrifter, N 135, Oslo, 1965.
- Birkenmajer K. Relation of the Cambrian to the Precambrian in Hornsund, Vest Spitsbergen. International Geological Congress. Report of the 21-st Session Norden, 1960, Pt. 8, Copengagen, 1960.
- Buchan S. H., Challinor A., Harland W. B., Parker J. R., The Triassic stratigraphy of Svalbard. Norsk Polarinst. Skrifter, N 135, Oslo, 1965.
- Cutbill J. L., Challinor A. Revision of the stratigraphical scheme for the Carboniferous and Permian rocks of Spitsbergen and Bjornoya. Geol. Mag., v. 102, N 5, London, 1965.
- De Geer G. Some leading lines of dislocation in Spitsbergen. Geol. Fören. Förhandl. B. 31, H. 4, 1909.
- Frebold H. Geologie des Barentsschelfes. Abh. deutsch. Akad. Berl., N 5, Abh. zur Geotektonik, N. 4, 1951.
- Friend P. F. The Devonian stratigraphy of north and central Vestspitsbergen. Prok. Yorks Geol. Soc., 1961.
- Gayer R. A., Gee D. G., Harland W. B., Miller J. A., Spall H. R., Wallis R. H., Winsnes T. S. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Norsk Polarinst. Arbok, 1964, Oslo, 1966.
- Hamilton E., Sandford K. Rubidium-Strontium ages from North-East Land (Spitsbergen) Nature, 201, N 4925, 1964.
- Harland W. B. The Caledonian Sequence in Ny Friesland, Spitsbergen. The Quart. J. Geol. Soc. London, v. 114, pt. 3, N 455, 1959.
- Harland W. B. An outline structural history of Spitsbergen. Geol. of the Arctic. v. 1, Toronto, 1961.
- Harland W. B., Wilson C. B. The Hecla Hoek succession in Ny Friesland, Spitsbergen, Geol. Mag. v. 93, N 4, London, 1956.
- Hjelle A. Contribution to the geology of the Hecla Hoek formation in Nordenskiöld Land, Vestspitsbergen, Norsk Polarinst. Arbok, 1961, Oslo, 1962.
- Holtedahll O. Notes on the geology of North-western Spitsbergen. Skr. Svalb. og Ishavet, B. 1, N 8, Oslo, 1929.
- Kulling O. The Hecla Hoek formation round Hinlopenstretet. Geogr. Ann. Arg. XVI, H. 4, Stockholm, 1934.
- McWhae J. R. H. The major fault zone of central Vestspitsbergen. Quart. J. Geol. Soc. London, 108, N 431, 1953.
- Nage I. Preliminary report on the geology of the eastern Torell Land, Vestspitsbergen. Norsk Polarinst. Arbok, 1964, Oslo, 1966.
- Nathorst A. G. Beiträge zur Geologie der Baren Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, v. 10, 1910.
- Orvin A. K. Outlines of the geological history of Spitsbergen. Skrifter om Svalb. og Ishav, n. 78, Oslo, 1940.
- Parker J. Folding, faulting and dolerite intrusions in the Mesozoic rocks of the fault zone of central Vestspitsbergen. Norsk Polarinst. Arbok, 1964, Oslo, 1966.
- Rozyski S. Geology of the north-western part of Torell Land, Vestspitsbergen. Studia Geol. Polon. 11, Warszawa, 1959.
- Sandford K. S. The geology of North-East Land (Spitsbergen). Quart. J. Geol. Soc. London, v. 82, 1926.
- Sandford K. S. Observations on the geology of the northern part of North-East Land (Spitsbergen). Quart. J. Geol. Soc. London, v. 105, 1950.
- Sandford K. S. The stratigraphy and structure of the Hecla-Hoek formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen). Quart. J. Geol. Soc. London, v. 112, 1956.
- Schenk E. Kristallin und Devon im nördlichen Spitsbergen Geol. Rdsch. B. 28, h. 1/2, 1937.
- Wilson C. B., Harland W. B. The Polarisbreen and other evidences of late Pre-Cambrian Ice Age in Spitsbergen. Geol. Mag., v. 101, London, 1964.

Научно-исследовательский
институт геологии
Арктики
Министерства геологии
СССР
г. Ленинград

Статья поступила
10 ноября 1966 г.

THE TECTONICS OF THE SPITSBERGEN ARCHIPELAGO

A geosynclinal, post-geosynclinal and platform structural complexes are distinguished on Spitsbergen. They are related to the major cycles of tectonic development of the Archipelago and subdivided into structural stages and substages.

The geosynclinal structural complex had been formed during the main phase of the Caledonian tectogenesis developed all over the territory of the Archipelago. The fact that the whole archipelago was involved into Caledonian event is evidenced by rejuvenation of the Basement Complex of the supposed ancient shield exposed in the north-eastern part of North-East Land. The post-geosynclinal structural complex is confined to the north-south graben completely formed in Late Devonian in the place of a «superposed trough».

Since Early Carboniferous Spitsbergen was a post-Caledonian mobile platform with the heterogeneous basement. The Alpine movements were represented only by block dislocations of the crust. The almost north-south faults originated in pre-Devonian have been developing for a long time during the subsequent history; they were a factor of great importance in construction of the Spitsbergen tectonic structures, being specifically responsible for the location of sedimentary basins. Their role was particularly great in Devonian and Tertiary times.

Research Institute of Arctic Geology
Leningrad

УДК 551.240(571.52)

Ю. В. ЧУДИНОВ

К ВОПРОСУ ОБ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ТУВЫ

Определение соотношений юрских отложений с подстилающими их, в большинстве случаев каменноугольными, отложениями в Центральной Туве, проведенное на основе результатов последних геологических съемок, показывает, что они в большинстве случаев залегают согласно. Несогласия в большинстве случаев измеряются всего долями и единицами градусов, причем некоторые из них, несомненно, объясняются предъюрской эрозией. Отсутствие складчатости и даже значительного размыва в течение всего перерыва в осадконакоплении между карбоном и средней юрой свидетельствует о чрезвычайно спокойном тектоническом режиме восточной части Тувы в верхнем палеозое и начале мезозоя. В то же время юрские, нижнекарбоновые, а в некоторых структурах и девонские отложения совместно смяты в крутые складки с наклоном крыльев до 60—80°. По форме и размерам эти складки аналогичны складкам в ордовикских и среднепалеозойских отложениях остальных районов Тувы. Автор приходит к выводу о широком распространении в Туве постюрской, т. е. альпийской складчатости. Наиболее вероятным временем ее проявления, по его мнению, является неоген — четвертичный период, когда в Алтае-Саянской области произошли крупные горизонтальные перемещения по разломам и горообразование.

Хорошо известно, что Тува и соседние районы Алтае-Саянской горной области в неогеновое и четвертичное время испытали интенсивное поднятие с крупными вертикальными перемещениями по многочисленным разломам. Кайнозойское горообразование в восточной части Тувы и Восточном Саяне сопровождалось массовыми излияниями базальтов миоценового, палеоценового и четвертичного возраста. Некоторые авторы высказали мнение о распространении крупных кайнозойских сдвигов в Туве и Восточном Саяне (Чудинов, 1959, 1962; Гросвальд, 1965). Однако роль складчатых деформаций в альпийском этапе Алтае-Саянской складчатой области до сих пор не подвергалась достаточному исследованию.

Принято считать, что кайнозойские деформации были только глубокими и не сопровождалась сколько-нибудь значительной складчатостью. Это мнение, в частности для Тувы, сложилось еще на ранней стадии геологического изучения и не подвергалось критическому пересмотру в связи с последними результатами геологического картирования. В значительной мере оно основывалось на отсутствии в горах Алтае-Саянской области значительных площадей распространения третичных отложений.

Изучая тектоническое строение Северо-Восточной Тувы, автор пришел к выводу о распространении там значительных складчатых деформаций альпийского возраста в палеозойских отложениях. Это заключение основывалось на анализе вероятной последовательности развития складчатых структур и их соотношения с разновозрастными разломами, в частности с наиболее молодыми в районе субширотными сдвигами и связанными с ними надвигами, имеющими, по мнению автора, кайнозойский возраст. Поскольку в месте развития указанных складок в Северо-Восточной Туве отсутствуют отложения моложе нижнего карбона (за исключением четвертичных) автору пришлось обратиться для проверки своих взглядов к материалам по геологии центральных районов Тувы,

весьма близких по строению к Северо-Восточной Туве, но отличающихся развитием юрских отложений.

Центральная Тува — наиболее доступная и поэтому хорошо изученная часть Тувы, отличающаяся хорошей обнаженностью. Ее геологическому описанию посвящено значительное количество опубликованных статей и монографий. В Центральной Туве проведен цикл работ по изданию среднемасштабных геологических карт. Основной интерес для автора представляло соотношение в Центральной Туве юрских отложений с подстилающими и их участие в складчатости. На всех существующих картах в пределах Центральной Тувы показывается в большинстве случаев близкое к согласному залегание юрских отложений на отложениях карбона и совместно образованные ими складки. Автору представляется, что давно известному (еще с 20—30-х годов по работам З. А. Лебедевой и М. Ф. Нейбург) факту согласного залегания и совместной дислокации юрских и каменноугольных отложений до сих пор не придавалось должного значения. Настоящая статья составлена на основе литературных данных и материалов государственной геологической съемки. Автор произвел также дешифрирование аэрофотоснимков тех площадей Центральной Тувы, на которых распространены юрские отложения. Вследствие хорошей в большинстве случаев обнаженности и отчетливой препарировки слоистости складчатых толщ в рельефе это дало возможность оценить достоверность изображаемых на геологических картах границ и уточнить некоторые из них. Цель настоящей статьи — показать на основе установленных фактов отсутствие в Центральной Туве значительного доюрского (послекарбонного) складкообразования и широкого распространение послейюрской, т. е. альпийской, складчатости.

СТРАТИГРАФИЯ ПОСЛЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ

Здесь приводятся самые краткие сведения о стратиграфии Центральной Тувы, необходимые для понимания дальнейшего. Подробные описания стратиграфических разрезов содержатся в ряде опубликованных работ (Варенцов, 1959; Грайзер, 1959; Левенко, 1960; Клитин, 1960; Зайцев, 1963; Тимофеев, 1964, и др.).

На отложениях нижнего кембрия в разных частях Центральной Тувы с резким угловым несогласием залегают отложения ордовика или более широко распространенного силура. Последний трансгрессивно переходит на отложения нижнего кембрия с отложений ордовика, на которых он залегает согласно в непрерывном разрезе. Ордовик представлен в значительной части грубообломочными отложениями, частично, наземными, а силур — тонкозернистыми морскими. Общая их мощность около 5000 м. На отложения силура с перерывом ложатся отложения нижнего девона — эйфеля, представленные вулканогенно-осадочным красноцветным комплексом мощностью до 3000 м. Последний перекрывается осадочными наземными, лагунными и морскими отложениями среднего и верхнего девона, подразделяемыми на ряд различающихся по литологическому составу свит общей мощностью от 3 до 5,5 км (по определению разных авторов). Выше девонских следуют нижнекаменноугольные отложения, имеющие в Центральной Туве мощность до 1400 м, представленные накопившимися в наземных условиях песчаниками, алевролитами, туффитами, известняками и гравелитами. Отложения нижнего карбона особенно четко стратифицированы и поэтому подразделены на наиболее дробные в Туве свиты, мощность которых измеряется первыми сотнями и даже десятками метров.

Внутри среднепалеозойского разреза Центральной Тувы известен ряд перерывов и угловых несогласий. Н. С. Зайцев (1963) указывает: перерыв и трансгрессивное несогласие в основании нижнего девона (про-

явившиеся местами); перерыв и угловое несогласие в основании эйфеля; размыв и угловое несогласие между эйфелем и живетом; слабо выраженные стратиграфический перерыв и угловое несогласие в основании верхнего девона и перерыв с крупным угловым несогласием в основании нижнего карбона. Следует, однако, отметить, что перечисленные несогласия не охватывают всей площади Центральной Тувы; они сосредоточены в сравнительно небольшом районе между городами Кызыл и Шагонар (урочища Кызыл-Джара — Бай-Булуң), где, согласно исследованиям К. А. Клитина (1960), в течение девона происходило отражавшееся в рельефе поднятие тектонического Баянкольского блока. При этом даже в пределах указанной площади несогласия не являются выдержанными, в частности, наиболее отчетливое несогласие в основании нижнего карбона сменяется в ур. Кызыл-Джара согласным постепенным переходом от отложений верхнего девона к нижнему карбону (Клитин, 1960; Зайцев, 1963).

На отложениях нижнего карбона залегают отложения среднего-верхнего карбона, имеющие наиболее ограниченное распространение среди палеозойских осадков. Они носят название онкажинской свиты (Нейбург, 1950). Примечательной их особенностью является незначительная мощность при наличии комплексов спор двух отделов карбона и возможно, нижней перми (находки Г. Н. Лукашева и О. И. Антоновой в среднем течении р. Элегест, выше р. Хендерге). Онкажинская свита представлена существенно песчаниковыми и алевролитовыми угленосными отложениями. Она заканчивает палеозойский разрез Центральной Тувы.

Юрские осадки в Центральной Туве отложились после долгого перерыва, охватившего часть перми, триас и нижнюю юру. Они датируются средним и верхним отделами, причем предполагается, что верхняя часть комплекса может включать также нижний мел (Лосев, 1955). Юрские отложения представлены песчаниками и алевролитами, в меньшей степени гравелитами, конгломератами и аргиллитами, а также пластами каменных углей, углефицированных до жирных спекающихся. Общая их мощность до 1500 м; согласно П. П. Тимофееву (1964), они отложились в окраинной части бассейна типа озера — моря. В настоящее время юрские отложения наблюдаются в ядрах 10 синклинальных структур различной величины, распространенных на площади 12 тыс. км².

Как уже говорилось, слоистость в осадочных отложениях Центральной Тувы хорошо видна на аэрофотоснимках. Особенно отчетливо дешифрируется залегание отложений нижнего карбона, благодаря их тонкой слоистости и чередованию слоев светлой и темной окраски. Слоистость в юрских, средне-верхнедевонских и силурийских отложениях также хорошо дешифрируется, хотя часто является более грубой. Юрские отложения отличаются от более древних относительной рыхлостью, что находит отражение в образуемых ими формах рельефа.

В Центральной Туве известны интрузии девонского возраста, близко связанные с эффузивной деятельностью первой половины девона, а также пользующиеся ограниченным развитием интрузии субщелочного основного и кислого состава, прорывающие средний девон и считающиеся верхнедевонскими (торгалыкский комплекс). Кроме того, в прилегающей к Центральной Туве части Западной Тувы на Чаданском угольном месторождении, по свидетельству А. Л. Лосева, присутствуют интрузивные кварцевые порфиры и диабазы, прорывающие отложения юры (Лосев, 1955; Копорулин, 1959).

ЗАЛЕГАНИЕ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ ПОРОДАМИ В КЫЗЫЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ

Наибольшее поле юрских отложений, около 3 тыс. км², наблюдается в восточной части площади их распространения в пределах Кызыльской впадины. Остальные выходы юрских отложений, располагающиеся западнее, имеют гораздо меньшие размеры.

Кызыльская впадина несколько удлинена в северо-северо-западном направлении и двумя поперечными поднятиями северо-восточного простирания разделена на 3 внутренних синклиналих структуры, сложенных почти полностью юрскими отложениями. Южная, Кызыло-Хадынская синклиналих структура (мульда), расположенная к

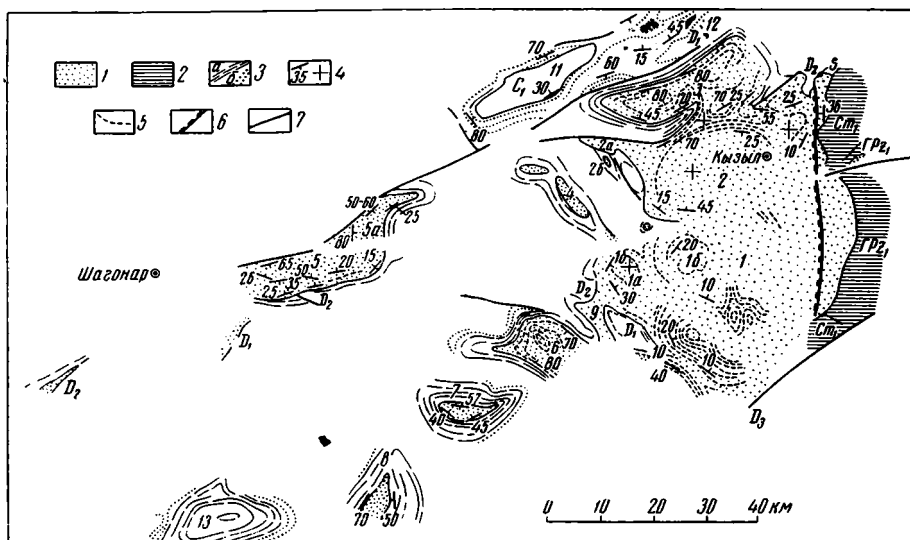


Рис. 1. Условия залегания юрских отложений на подстилающих в Центральной Туве по данным В. Б. Агентова, В. В. Агентовой, Г. П. Александрова, О. И. Антоновой, Я. С. Зубрилина, Г. Н. Лукашова. Показанные на схеме подошва юрских отложений и слоистость каменноугольных и девонских пород соответствуют границам между свитами на геологических картах. Северная часть Совхозно-Березовской синклинали по А. И. Левенко (1960). Структуры внутри юрских отложений уточнены по данным дешифрирования аэрофотоснимков

1 — юрские отложения; 2 — додевонские отложения и интрузии; 3 — а — каменноугольные отложения вблизи границы с юрскими и простирание их слоев, б — верхнедевонские отложения в местах близкого к согласному залегания под каменноугольными и их простирание; 4 — залегание юрских и каменноугольных отложений наклонное и горизонтальное, 5 — простирание слоев в юрских отложениях; 6 — граница предсреднеюрского уступа на восточной окраине Кызыльской впадины; 7 — разломы. Доюрские отложения, обозначенные буквенными индексами: С₁ — нижний карбон, D₂ — средний девон, D₁ — нижний девон, S — силур, Ст₁ — нижний кембрий, ГР₂₁ — гранитоиды нижнего палеозоя. Цифровые обозначения структур с участием юрских отложений: 1 — Кызыло-Хадынская мульда, 1а — Красногорская синклинали, 1б — Бомская синклинали; 2 — Эрбеко-Кызыльская мульда, 2а — Суглугская синклинали, 2б — синклинали Западная; 3 — Сесерлигская синклинали; 4 — Кербесская синклинали; 5 — Инитальская синклинали; 5а — Кулузунская синклинали; 6 — Совхозно-Березовская синклинали; 7 — Онкажинская синклинали; 8 — Актальская синклинали; 9 — синклинали Узкая; 10 — Меджигейско-Кочетовская антиклинали. Некоторые структуры, сложенные палеозойскими отложениями; 11 — Кызыло-Сушинская (Уюкская) синклинали; 12 — Бегрединская антиклинали; 13 — Хендергейская синклинали

югу от долины Енисея, занимает почти половину площади Кызыльской впадины. На юго-западе ее ограничивает Меджигейско-Кочетовская антиклинали. К северо-востоку от последней, возможно, проходит разлом северо-западного направления, существование которого, однако, точно не установлено. К северо-востоку от него, в районе урочища Кара-Суг, юрские отложения на площади около 100 км² образуют несколько весьма сложных складок изометричного характера (рис. 1), отчетливо наблюдающихся на аэрофотоснимках. Две более широкие изометричные синклинали — Красногорская и Бомская — с более пологими крыльями (углы наклона 15—35°) расположены в северо-западной части Кызыло-Хадынской мульды по обе стороны от устья р. Элегест. Восточная часть Кызыло-Хадынской мульды, по-видимому, имеет более простое мульдобразное строение с углами наклона слоев 10—15° и меньше, хотя о всех деталях структуры здесь судить трудно вследствие плохой обнаженности.

Более северная Эрбеко-Кызыльская мульда в своей южной и центральной частях характеризуется пологим (до 20°) и близким к горизонтальному залеганием юрских отложений. В северо-западной части мульды от нее на северо-запад отходит сложенная также юрскими отложениями Суглугская синклинальная структура, являющаяся, по существу, полого наклоненной на север слабо изогнутой моноклиналию. В северном крыле Эрбеко-Кызыльской мульды юрские породы значительно дислоцированы: здесь распространены углы падения от 30 до 55° и местами до 70° . На северной окраине мульды поперек Кызыльской впадины протягиваются два осложненных разломами антиклинальных поднятия северо-восточного простирания — Бичебаянкольское и Чихачевское — с выходами нижекарбоновых пород; они погружаются навстречу друг другу, не доходя одно до другого, и расположены кулисообразно. За ними на северо-запад следует замыкающая Кызыльскую впадину с запада Сесерлигская синклиналь. Она имеет коробчатую, удлиненную на северо-восток форму с заметным поперечным поднятием в середине¹. Падение ее южного крыла на склонах Бичебаянкольской и Чихачевской антиклиналей колеблется от 20 до 50° ; падение северного крыла везде крутое — от 70 до 80° ; падения на замыканиях составляют 30 — 60° . Как видно из сказанного, Сесерлигскую синклиналь и ограничивающие ее с юга поднятия нельзя отнести к пологим структурам. Они вместе с северной частью Эрбеко-Кызыльской мульды занимают около $\frac{1}{3}$ площади Кызыльской впадины, поэтому часто встречающееся утверждение, что крутые залегания юры в Кызыльской впадине наблюдаются только по окраинам, у ограничивающих впадину разломов, неверно. Очевидно, можно лишь говорить, что относительно слабо дислоцированными являются южные $\frac{2}{3}$ впадины (и то неполностью) и значительно дислоцированной — северная ее треть.

Соотношение юрских отложений с подстилающими по границам Кызыльской впадины выглядит следующим образом.

На восточной окраине впадины юрские отложения на протяжении примерно 60 км с севера на юг ложатся на отложения нижнего кембрия и прорывающие их глубоко вскрытые нижнепалеозойские доаренигские гранитоиды. Между нижним кембрием и юрой фиксируется резкое угловое несогласие. В северо-восточной части Кызыльской впадины (левобережье р. Черби) юрские отложения на расстоянии 5 — 6 км по направлению с востока на запад переходят с отложений нижнего кембрия на силурийские и затем на верхнедевонские и нижнекаменноугольные. Между среднепалеозойскими и юрскими отложениями существует угловое несогласие, однако оно невелико, так как те и другие залегают с углами наклона не более 15 — 20° , при различии в азимутах падения не свыше 90° (данные В. Б. Агентова). Еще менее значительно несогласие юры с нижним карбоном, которое по направлению на запад (восточное замыкание Сесерлигской синклинали, начиная от пос. Кара-Хак) сменяется видимым согласием в залегании юрских и нижекарбоновых отложений.

В юго-восточной части Кызыльской впадины (район оз. Хадын) контакт юрских отложений с палеозоем перекрыт полосой четвертичных отложений в несколько километров шириной. Если предположить, что этот контакт является нормальным стратиграфическим, то по направлению с северо-востока на юго-запад юрские отложения переходят с нижнекембрийских образований на девонские и на расстоянии около 25 км до р. Меджигей залегают на разных свитах девона. Однако по характеру наблюдающихся по обе стороны от этого контакта структур представляется более вероятной тектоническая его природа. Ближайший на запад участок, где достоверно наблюдаются взаимоотношения юрских

¹ Юго-западная и северо-восточная части Сесерлигской синклинали часто рассматриваются раздельно как Экиоттугская и Сесерлиг-Тапсинская синклинали.

и подстилающих отложений, относится к центральной части Меджигейско-Кочетовской антиклинали. Здесь на правом берегу р. Элегест, по обе стороны от устья р. Меджигей, наблюдается согласное залегание юрских отложений на нижнекаменноугольных. На левом берегу р. Элегест каменноугольные отложения, сохраняя согласные отношения с юрскими, быстро выклиниваются, и последние местами переходят на девонские. Соотношение пород в районе северного окончания Меджигейско-Кочетовской антиклинали, где, по мнению автора, первостепенное значение могло иметь влияние предъюрского эрозионного размыва, подробнее рассматривается при описании последней. К северу от Кочетовской антиклинали юрские отложения вновь залегают на нижнекаменноугольных, причем как на левом берегу, так и на правом берегу Енисея отчетливо выявляются согласные их соотношения (северо-западная часть Красногорской синклинали, мелкая синклиналь с изометричным юрским ядром против устья р. Элегест, небольшой клин юрских отложений западнее и западная окраина Эрбеко-Кызыльской мульды) (см. рис. 2).

В непосредственной близости от западной границы Эрбеко-Кызыльской мульды среди нижнекарбонных отложений находится небольшая Западная синклиналь с юрскими отложениями в ядре; это ядро протягивается в северо-северо-западном направлении на 4 км при максимальной ширине 1 км. В крыльях синклинали отчетливо видно согласное залегание юры и карбона.

Особенно хорошо согласные отношения юры и нижнего карбона проявлены в Сесерлигской синклинали. Как показывается на картах В. Б. Агентова и Я. С. Зубрилина, юрские отложения в южном крыле Сесерлигской синклинали (северный склон Эрбек-Баянкольской антиклинали), на западном замыкании и во всем северо-западном крыле Сесерлигской синклинали (т. е. на расстоянии 80 км по простиранию) залегают на одной и той же актальской свите нижнего карбона, мощность которой определяется всего в 80—130 м. Полное согласие в залегании нижнекарбонных и юрских отложений отлично видно на аэрофотоснимках (см. рис. 5). Лишь с приближением к восточному краю Кызыльской впадины, на восточном замыкании Сесерлигской синклинали, юрские отложения переходят на более древние свиты нижнего карбона.

Соотношение юрских отложений с нижнекаменноугольными внутри Кызыльской впадины выявляется в Эрбек-Баянкольской и Чихачевской антиклиналях. В первой наблюдается согласное залегание юры и карбона в обеих ее крыльях. В Чихачевской антиклинали согласное залегание юры и карбона видно в северо-западном крыле, а в юго-восточном нижнекаменноугольные отложения ядра граничат с юрскими отложениями по разлому. Соотношение пород в Чихачевской антиклинали описано еще М. Ф. Нейбург (1936) и З. А. Лебедевой (1938) при прослеживании разреза правого берега р. Б. Енисей (Бий-хем).

Степень согласия юрских и каменноугольных отложений в Кызыльской впадине видна из того обстоятельства, что базальный горизонт юры Кызыльской впадины, так называемый роговиковый конгломерат,

¹ Следует отметить, что указанные на картах В. Б. Агентова и Я. С. Зубрилина несогласия в основании юрских отложений по западной окраине Эрбеко-Кызыльской мульды — на восточном склоне небольшой безымянной антиклинали, сложенной отложениями нижнего карбона, и в южном крыле Суглугской синклинали — не подтверждаются дешифрированием аэрофотоснимков. В первом случае видимость несогласия создается сложным разворотом слоев на южном замыкании антиклинали, обусловленным ее резкой асимметричностью (опрокидыванием на запад), однако на снимках можно проследить, что ближайшие к подошве юры слои карбона залегают согласно с ней. Район южного крыла Суглугской синклинали плохо обнажен, но в редких выходах карбона, которые здесь наблюдаются, видна слоистость, вполне согласующаяся с залеганием юры.

первоначально был отнесен к карбону и его возраст долгое время считался спорным (Тимофеев, 1964).

В качестве основного результата проведенного рассмотрения следует заключение, что площадь резко трансгрессивного, сопровождаемого угловыми несогласиями, залегания юрских отложений на докарбонных занимает окраинную, меньшую часть Кызыльской впадины, которую можно ограничить с запада прямой меридиональной линией (рис. 1). Из положения этой границы и отмечаемого всеми исследователями увеличения грубости фаций юры в восточной части Кызыльской впадины можно заключить, что резко трансгрессивное налегание юрских отложений на древние породы связано здесь с существовавшим в юрском рельефе меридиональным тектоническим (судя по его прямолинейности) уступом, ограничивавшим с востока область юрского осадконакопления (мы будем его в дальнейшем называть Восточным). Этот уступ частично проявлен и в современном рельефе. Наблюдающиеся к востоку от него крайние выходы юрских отложений (в долине р. Каа-хем), по данным В. Б. Агентова, представлены грубыми конгломератами с метровыми валунами близлежащих древних пород, указывающими на существование здесь в юре подвергавшегося размыву горного рельефа¹.

Наличие уступа на краю юрской области осадконакопления дает основание говорить о предсреднеюрских глыбовых вертикальных перемещениях, но не о предсреднеюрской складчатости. Резкое угловое несогласие между отложениями юры и кембрия является результатом салаирской складчатости, во время которой кембрийские отложения были смяты и прорваны интрузиями. Несогласие между юрой и среднепалеозойскими породами значительно меньше, причем оно проявляется в непосредственной близости от уступа, т. е. в зоне, где должны были произойти приразломные локальные деформации. На остальной, большей, части площади юрские отложения залегают на нижнекаменноугольных с соотношениями, близкими к согласным, свидетельствующими, что к моменту отложения юрских осадков отложения нижнего карбона почти не были дислоцированы.

ЗАЛЕГАНИЕ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И СООТНОШЕНИЕ ИХ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ ПОРОДАМИ В СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ К ЗАПАДУ ОТ КЫЗЫЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

К западу от Кызыльской впадины наблюдаются 7 синклинальных и 1 антиклинальная складчатые структуры, в которых участвуют юрские отложения. Как и в основной части Кызыльской впадины, юра залегают в них главным образом на отложениях карбона с близкими к согласным отношениями.

Кербесская синклиналь (рис. 2) расположена к западу от Эрбеко-Кызыльской мульды и синклинали Западной. Ядро ее сложено юрскими отложениями, а крылья — нижнекарбонными. Своеобразие этой структуры заключается в том, что она испытывает в плане резкий перелом и состоит из 2 частей, простирающихся почти под прямым углом друг к другу. Южная, более протяженная часть синклинали простирается на северо-северо-восток и имеет в длину около 15 км, северная часть имеет широтное простирание и длину 8 км. Ширина юрского ядра не превышает 2,5 км. В месте изгиба синклинали ее шарнир воздымается и юрское ядро размыто. С северо-востока, судя по аэрофотоснимкам, синклиналь частично срезается северо-западным разломом, который отмечается не на всех геологических картах. Это обстоятельство

¹ Если считать, что юго-восточное ограничение Кызыльской впадины не тектоническое, линию Восточного уступа следует отклонить на юго-юго-запад. И в том и в другом случае к востоку от нее оказывается лишь незначительная часть — $1/20 - 1/12$ — общей площади распространения юрских отложений.

ство, однако, не имеет для нас принципиального значения, так как взаимоотношения юрских и нижнекарбонных отложений в преобладающей части синклинали наблюдаются четко и не вызывают сомнения. На всех геологических картах в Кербесской синклинали показывается близкое

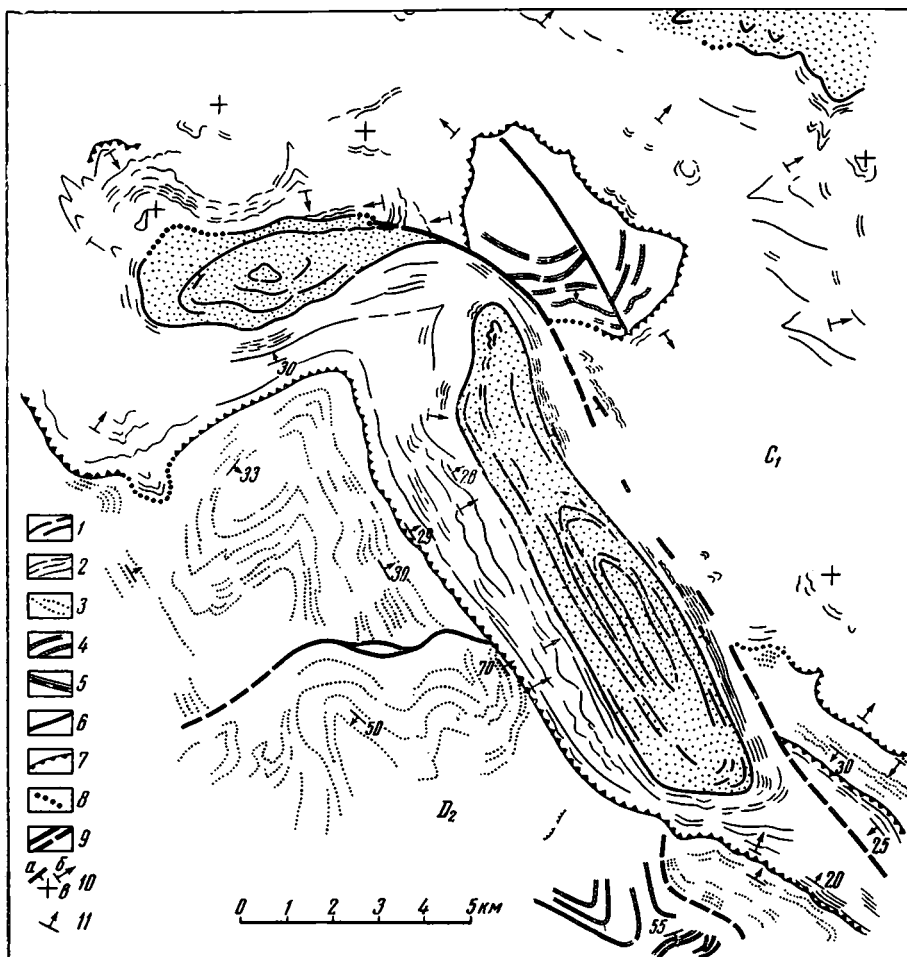


Рис. 2. Схема строения Кербесской синклинали. Составлена на основе геологических карт К. А. Клитина и Я. С. Зубрилина и дешифрирования аэрофотоснимков. Слоистость показана только в местах, где она достоверно видна на аэрофотоснимках. Сохранена форма выходов пластов, образуемая их пересечением с неровностями рельефа

Дешифрируемая слоистость: 1 — юрских отложений; 2 — каменноугольных; 3 — средне-верхнедевонских; 4 — нижнедевонских; 5 — силурийских. Подошва: 6 — достоверно наблюдаемая юрских отложений (сплошная линия); 7 — то же нижнекаменноугольных; 8 — юрских и каменноугольных, проведенная условно в местах плохой обнаженности; 9 — разломы; 10 — элементы залегания, установленные по данным дешифрирования: а — крутые (круче 45°), б — пологие, в — близкие к горизонтальным; 11 — элементы залегания, перенесенные с геологических карт. В северо-восточной части схемы — юго-западная окраина Сугдугской синклинали

к согласному залеганию юрских отложений на нижнекаменноугольных. На изданной карте Я. С. Зубрилина в районе южного замыкания синклинали показано слабое угловое несогласие, в результате которого юрские отложения по направлению на юго-восток с акталской свиты нижнего карбона трансгрессивно переходят на лежащие ниже экиоттугскую и байтагскую свиты. Дешифрирование аэрофотоснимков, однако, не подтверждает существования даже такого несогласия (при ясно ви-

димой слоистости; рис. 2). На снимках видно лишь очень слабое, под углом около 1° , срезание нижнекарбонных слоев подошвой юры по направлению на север в западном крыле синклинали (что также показано на карте Я. С. Зубрилина). Более значительное срезание нижнекаменноугольных слоев, под углом, возможно $2-3^\circ$, наблюдается на аэрофотоснимках в обоих крыльях северной части Кербесской синклинали; в результате него юрские отложения постепенно переходят на более древние слои карбона по направлению с востока на запад. На карте Я. С. Зубрилина это срезание не отражено (показывается полностью согласное залегание).

Кулузунская синклинали расположена в 40 км западнее Кербесской. Она имеет протяженность около 20 км и изогнута в плане подобно Кербесской, но в другую сторону, как бы навстречу последней. Ядро ее сложено юрскими отложениями, крылья — нижнекаменноугольными. Северо-западная часть синклинали срезана надвигом, по которому юрские отложения ядра приходят в соприкосновение с нижним кембрием. Углы падения в юрских отложениях северо-западного крыла Кулузунской синклинали колеблются от 30 до 60° и местами доходят до 80° . В юго-восточном крыле преобладают углы падения $15-30^\circ$. Соотношение юрских и каменноугольных отложений, по А. Л. Лосеву, Я. С. Зубрилину и др. исследователям, согласное. Юрские отложения, по Я. С. Зубрилину, везде залегают на экиоттугской свите нижнего карбона (мощность 100—200 м). На аэрофотоснимках видно слабое срезание подошвой юрских отложений нижнекаменноугольных слоев, направленное, как и в северной части Кербесской синклинали, с востока на запад.

Инитальская синклинали является южным продолжением Кулузунской синклинали, отделенным от последней долиной Енисея. Она в 2—3 раза больше Кулузунской синклинали и несколько удлинена в широтном направлении. С севера, как и в Кулузунской синклинали, юрские отложения ядра контактируют по разлому с нижним кембрием (гора Хаирхан). Среди юрских отложений ядра Инитальской синклинали преобладают углы падения $10-35^\circ$, но в краевых его частях встречаются углы до $50-65^\circ$. В западной части синклинали намечается внутреннее антиклинальное осложнение с углами падения $20-35^\circ$ (А. Л. Лосев). По южному краю Инитальской структуры на большей части ее протяжения (около 17 км) юрские отложения, по Я. С. Зубрилину, с небольшим несогласием налегают на составляющую здесь основание нижнекарбонного разреза херебесскую свиту, мощность которой определяется в 200 м; лишь в западной части структуры они переходят на подстилающие херебесскую свиту среднедевонские отложения, а затем вновь на нижнекарбонные актальскую и экиоттугскую свиты; согласно карте Я. С. Зубрилина и Г. А. Александрова, это происходит вследствие смещения по дсреднеюрскому разлому¹.

Западная часть Инитальской синклинали погребена под четвертичным покровом окрестностей г. Шагонара. В 6 км к юго-западу от нее, по южную сторону перекрытой четвертичными отложениями долины р. Тула (Арыг-Бажы), известны небольшие выходы юрских отложений, перекрывающие среднедевонские отложения. Структурное их соотношение не вполне ясно, так как нижний девон представлен вулканогенными породами, в которых плохо видна слоистость. Выходы юрских пород известны также к юго-западу от г. Шагонара, где указывается как близкое к согласному залегание юры на нижнекарбонных отложениях, так и трансгрессивное на среднедевонских.

Онкажинская синклинали (рис. 3) расположена в 30 км юго-восточнее Инитальской. Это асимметричная брахискладка с кру-

¹ По А. Л. Лосеву (1955), такого перехода в основании юрских пород не существует и они полностью лежат на нижнекаменноугольных отложениях.

ТЫМИ крыльями, несколько вытянутая в широтном направлении, размером 20×12 км. Ее ядро размером 10×3 км сложено юрскими отложениями, а крылья — каменноугольными и девонскими. Углы падения в юго-восточном крыле, по данным Г. Н. Лукашева и О. И. Антоновой, со-

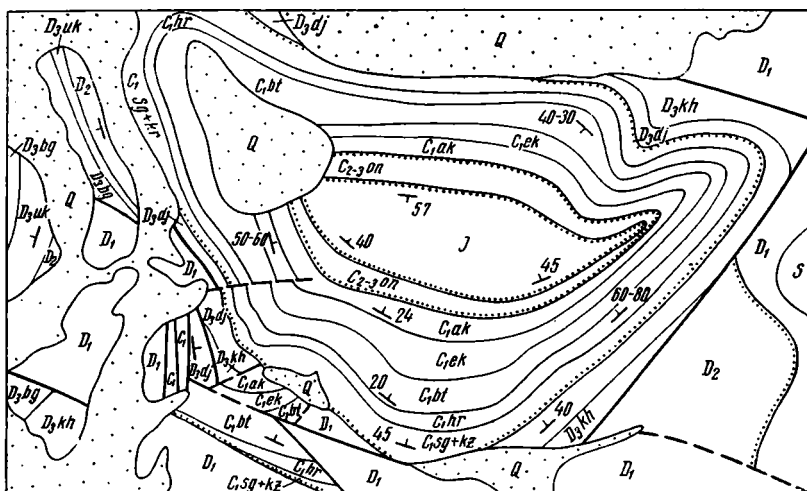


Рис. 3. Онкажинская синклираль (по Г. Н. Лукашеву и О. И. Антоновой, элементы залегания в юрских отложениях дополнены по А. Л. Лосеву). Масштаб 1 : 170 000

Q — четвертичные отложения (с точками), J — юрские; C₂₋₃ op — онкажинская свита среднего — верхнего карбона; C₁ak — C₁sg+kz — свиты нижнего карбона; D₃dj—D₃kh — свиты верхнего девона; D₂ — среднедевонские отложения, D₁ — нижнедевонские отложения; S — силурийские отложения; линия с точками — стратиграфические перерывы; жирные линии — разломы

ставляють 60—80°, в западном — 50—60°, на севере и юге от 20 до 45°. Углы падения в юрском ядре, по А. Л. Лосеву, 36—37°. Отложения юры залегают на онкажинской свите среднего — верхнего карбона (330—380 м); ниже залегают 5 свит нижнего карбона мощностью от 140 до 800 м и 2 свиты верхнего девона. Границы всех 9 стратиграфических подразделений, начиная с кохайской свиты верхнего девона и до юры, располагаются в Онкажинской синклинали строго концентрически; ни одно из них не выклинивается и не переходит с одной свиты на другую, несмотря на три отчетливо устанавливаемых перерыва: между верхним девонem и нижним карбоном, нижним карбоном и онкажинской свитой среднего — верхнего карбона и, естественно, между этой последней и юрскими отложениями. В местах всех этих перерывов, по свидетельству проводивших здесь геологическую съемку Г. Н. Лукашева и О. И. Антоновой, наблюдается вполне согласное залегание подстилающих и перекрывающих пород, в том числе юрских отложений на онкажинской свите.

Актальская синклираль расположена по обе стороны долины р. Элегест, в 15 км юго-западнее Онкажинской синклинали. Она имеет примерно те же размеры, что и Онкажинская, но вытянута на северо-северо-восток и частью перекрыта четвертичными отложениями. Ее западное крыло имеет падение 70°, а восточное — 40—60°. В строении ее участвуют те же породы, — от верхнего девона до юры — и с теми же соотношениями, что и в Онкажинской синклинали, с той лишь разницей, что нижний карбон здесь ложится не на джаргинскую, а на более древнюю бегрединскую свиту верхнего девона. Между юрой и средневерхнекарбонной онкажинской свитой вновь наблюдается полное согласие.

Характерно, что при выделении структурных этажей в районе Онкажинской и Актальской синклиналей авторы геологической карты Г. Н. Лукашев и О. И. Антонова объединили в едином структурном этаже отложения юры и верхне-среднекаменноугольную онкажинскую свиту, а также пермские отложения, выделенные по спорам в одном выводе Актальской синклинали. Нижнекарбоновые, верхне- и среднедевонские отложения отнесены этими авторами в другой — III структурный этаж. Оба этажа разделены лишь перерывом без видимого углового несогласия, поэтому их выделение можно признать слишком дробным, но не укрупненным. Такое же соотношение — перерыв без углового несогласия — существует между III и II структурным этажом, к которому отнесены нижний девон, силур и ордовик. С точки зрения более распространенного подхода к выделению структурных этажей по наличию угловых несогласий, к единому структурному этажу здесь должен быть отнесен весь разрез от ордовика до юры.

Следует отметить, что на запад-юго-запад от Онкажинской и Актальской синклиналей в хр. Западный Танну-Ола наблюдается несколько очень сходных с ними по морфологии и размерам синклиналей, сложенных теми же согласно залегающими отложениями карбона и девона, но без юрских отложений в ядрах. В ядре ближайшей к Актальской Хендергейской синклинали, по форме совершенно подобной Онкажинской, сохранились отложения онкажинской свиты среднего — верхнего карбона.

Совхозно-Березовская синклиналь располагается к востоку и северо-востоку от Онкажинской синклинали, между нею и Кызыльской впадиной. Согласно П. П. Тимофееву, установившему наличие юрских отложений в районе пос. Бай-хак по долине р. Меджигей, эта синклиналь протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 60 км при ширине 13—7 км. Большая ее часть перекрыта четвертичными отложениями долины р. Меджигей; достаточно полно обнажено лишь ее северо-западное замыкание, обладающее коробчатой формой. Юрские отложения ядра этой части синклинали, достигающие ширины 11 км, со всех сторон с видимым согласием ложатся на отложения нижнего карбона, который, в свою очередь, находится в близких к согласному отношениях с верхним девоном (рис. 1)¹. Только около выдающегося на запад заливообразного выступа юрского ядра подошва юрских отложений на расстоянии нескольких километров, по-видимому, срезает под острым углом горизонты нижнего карбона. В юго-западном крыле Совхозно-Березовской синклинали нижнекарбоновые и юрские отложения одинаково падают на северо-восток под углом 75—80°. Угол их падения на северо-западном замыкании несколько положе, но также достигает 60—70°. В центральной части синклинали у замыкания юрские отложения образуют овальное замкнутое ядро, отчетливо видимое на аэрофотоснимках. Северо-восточное крыло синклинали в общем положе, чем юго-западное и северо-западное, и углы падения в юрских отложениях здесь, видимо, уменьшаются до 20—30°; однако непосредственно у контакта с отложениями нижнего карбона в последних наблюдается резкая флексура и углы падения в юрских отложениях вновь достигают 70° (Клитин, 1960).

Синклиналь Узкая (рис. 4) является северо-западным ответвлением Совхозно-Березовской антиклинали. Ее юрское ядро, простирающееся на северо-запад, имеет длину свыше 10 км и ширину 2,5 км; от основной части Совхозно-Березовской синклинали она отделена Совхозной антиклиналью примерно такого же размера. Юго-западное крыло синклинали Узкой имеет наклон 20° и меньше; северо-восточное

¹ См. также рис. 11 в книге. А. И. Левенко (1960) — «Структурно-геологическая карта урочища Бай-Булу». »

гораздо круче. Большинство авторов показывает нормальное согласное залегание юрских отложений на нижнекаменноугольных в обоих крыльях синклинали за исключением ее северо-восточной части.

Меджигейско-Кочетовская антиклиналь отделяет Совхозно-Березовскую синклинали и синклинали Узкую от структур Кызыло-

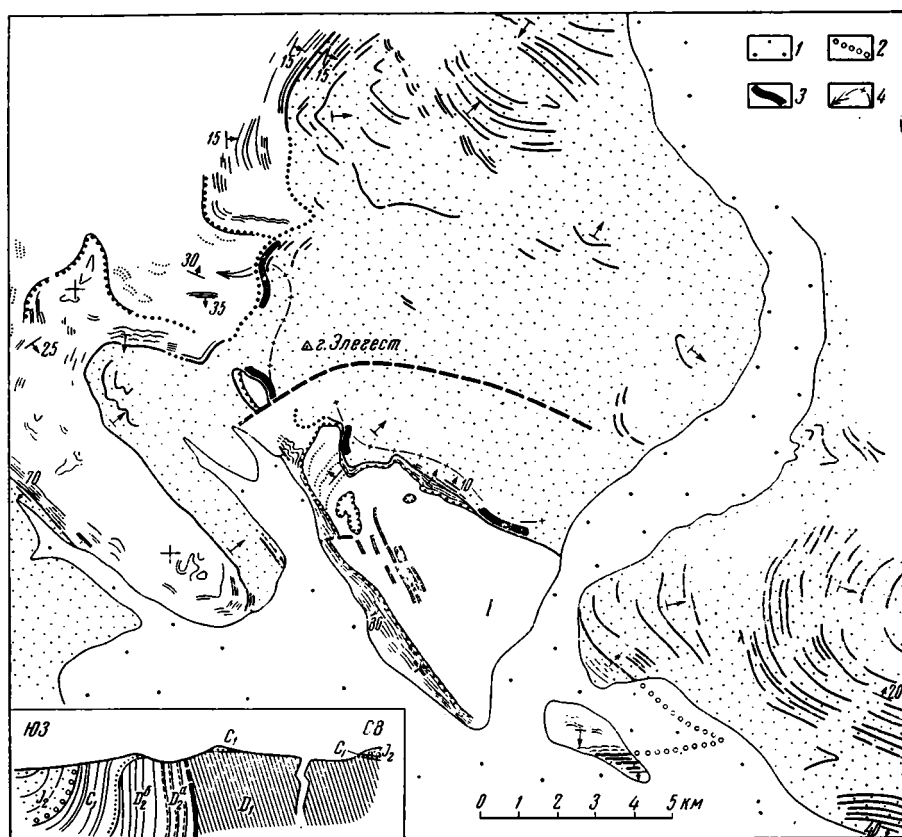


Рис. 4. Схема строения северной части Меджигейско-Кочетовской синклинали (Кочетовской брахiantиклинали, — 1). Составлена на основе геологических карт В. Б. Агентова, Я. С. Зубрилина, К. А. Клитина и дешифрирования аэрофотоснимков. Условные обозначения те же, что на рис. 2

Дополнительные обозначения: 1 — четвертичные отложения долин; 2 — подошва юры под четвертичными отложениями; 3 — участки налегания юрских отложений на девонские; 4 — предполагаемое положение и направление досреднеюрской речной долины. Внизу, в более крупном масштабе, разрез Кочетовской антиклинали, по Н. А. Березину (1961)

Хадынской мульды Кызыльской впадины. Она протягивается параллельно Совхозно-Березовской синклинали примерно на 35 км при ширине 6—10 км. Часто северную часть антиклинали с выходами девонских пород в ядре рассматривают отдельно под названием Кочетовской антиклинали (брахiantиклинали) в отличие от сложенной юрскими породами южной ее части — Меджигейской антиклинали. Однако большинство исследователей (Лосев, 1955; Клитин, 1960; Тимофеев, 1964) сходятся во мнении, что эта одна антиклиналь с ундулирующим шарниром, сложенная совместно юрскими и средне-палеозойскими породами. Дешифрирование слоистости юрских и среднепалеозойских отложений подтверждает эту точку зрения.

Южная часть Меджигейско-Кочетовской антиклинали, образованная юрскими отложениями, расположена на правом берегу р. Меджигей и прослеживается на 25 км по простираию. Строение ее резко асим-

метрично: ось смещена к юго-западу, падение северо-восточного крыла $20-10^\circ$, юго-западного $35-45^\circ$ (материалы В. Б. Агентова). Часть юго-западного крыла скрыта под молодыми отложениями долины р. Меджигей; как указывает П. П. Тимофеев (1964), оно прослеживается под ними бурением и переходит в склон Совхозно-Березовской синклинали. Шарнир антиклинали на описываемом отрезке испытывает погружение в средней части и воздымание на юго-восток и северо-запад, что отчетливо отражается в линиях выхода юрских слоев.

В северной части — Кочетовской антиклинали — (рис. 4) протяженностью около 10 км шарнир складки довольно резко воздымается и вновь погружается. На этом промежутке в ядре выводятся на поверхность нижнекарбоновые и подстилающие их средне- и нижнедевонские породы; крылья сложены юрскими отложениями. На северо-западном простирании Кочетовской антиклинали ее шарнир испытывает еще одно воздымание, благодаря чему среди юрских отложений появляется небольшое дополнительное антиклинальное ядро, в котором на расстоянии около 1,5 км выходят девонские и нижнекарбоновые породы. Кочетовская антиклиналь резко асимметрична (разрез на рис. 4). Согласно В. Б. Агентову, юрские и нижнекарбоновые отложения в ее северо-восточном крыле падают под углами $8-10^\circ$, а залегающие ниже вулканогенные породы южного — среднего девона — под углом $10-15^\circ$. В юго-западном крыле последние стоят на головах, а лежащие выше отложения среднего девона и нижнего карбона падают под углами $60-80^\circ$; юрские отложения здесь скрыты под четвертичными. В антиклинали отчетливо проявляется угловое несогласие в основании нижнего карбона и, напротив, видимое согласие в залегании нижнего карбона и юры. Поэтому, когда при выклинивании нижнекарбоновых отложений юрские отложения переходят на нижнедевонские и между ними наблюдается угловое несогласие, оно должно быть отнесено за счет предкарбоновой, а не предюрской, складчатости. Напротив, уничтожение на некоторых участках отложений нижнего карбона в основании юрских отложений следует относить, ввиду согласного отношения между ними, целиком за счет предюрского размыва, без участия складчатости.

К северу от Кочетовской антиклинали находится единственный в Центральной Туве (исключая восточную окраину Кызыльской впадины) небольшой участок, где между юрскими и нижнекарбоновыми отложениями возможно существенное несогласие. Он расположен в 3 км севернее г. Элегест, в плохо обнаженной местности, где контакт юры с карбоном на значительном расстоянии перекрыт четвертичными отложениями и, следовательно, может быть осложнен тектонически. Тем не менее создается впечатление, что подошва юры в месте заметного изгиба ее поверхности на расстоянии 1—2 км довольно резко срезает здесь простирания каменноугольных слоев (рис. 4).

Оценивая значение несогласий в районе северного замыкания Меджигейско-Кочетовской антиклинали, необходимо иметь в виду следующее обстоятельство. Не подлежит сомнению, что отложению юры предшествовал эрозионный рельеф, выработавшийся в течение перми, триаса и нижней юры, в котором, очевидно, должна была существовать хотя бы одна крупная речная долина. Из рассмотренных материалов видно, что единственным местом, где можно предполагать наличие такой долины, является район Кочетовской антиклинали с его резкими колебаниями глубины предюрского эрозионного вреза. Автору представляется, что в северо-восточной части Кочетовской антиклинали и в восточном крыле «дополнительной» антиклинали вскрывается дно предсреднеюрской речной долины. Левый склон долины, которая в целом должна была иметь направление с востока на запад, был очевидно положим, так как несмотря на следы эрозионного размыва здесь сохраняется видимое согласие в залегании юрских и нижнекарбоновых осад-

ков. Несогласие к северу от г. Элегест, относящееся к правому склону долины, может являться следствием значительной крутизны этого склона и перекрытия базальными отложениями юры сложенных нижним карбоном эрозионных уступов. Продолжение речной долины на запад следует видеть в участках залегания юры на девоне южнее г. Шагонара.

Высказанные соображения о положении досреднеюрской речной сети несомненно требуют дополнительных исследований. Однако совершенно ясно, что нельзя делать заключений о предъюрских складчатых дислокациях (в наблюдаемых условиях, когда речь может идти только об ограниченном их развитии), не выяснив расположения и глубины предъюрских речных долин. Впрочем, даже если случаи перехода юрских отложений с каменноугольных на более древние, не считаясь со сказанным, принять за результат предсреднеюрской складчатости, можно говорить только о локальном, незначительном, ее проявлении.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И НИЖНЕМ МЕЗОЗОЕ

Из соотношений юрских отложений с подстилающими породами в Центральной Туве видно, что огромный перерыв в 2 полных геологических периода (пермь — триас — нижняя юра) отличался в Центральной Туве удивительным тектоническим спокойствием. За это время не только не отложилось осадков, которые смогли бы сохраниться до средней юры, но не произошло и сколько-нибудь значительного размыва накопившихся раньше отложений, так как к началу юрского осадконакопления площадь по крайней мере в 20 тыс. км² (поскольку наблюдающаяся ныне площадь развития юрских отложений — 12 тыс. км² — значительно сожрана послеюрским складкообразованием) оставалась почти полностью закрытой плащом каменноугольных отложений с первоначальной мощностью 1500—2000 м. Залегание этих отложений к началу средней юры оставалось на всей или на подавляющей части площади горизонтальным. Постепенный, происходящий на больших расстояниях переход юрских отложений с одних подстилающих горизонтов на другие, с несогласиями в единицы и доли градусов, указывает на равнинный характер местности, на которой началось среднеюрское осадконакопление.

Известно, что во все время палеозойского развития к востоку от Тувы существовало устойчивое поднятие Восточного Саяна, и снос обломочного материала, начиная с ордовика, постоянно происходил с востока на запад. То же положение сохранилось в юре (Тимофеев, 1964). Вряд ли можно сомневаться, что и в промежутке между карбоном и средней юрой основное направление стока оставалось тем же. За два геологических периода спокойного развития в таких условиях должна была выработаться устойчивая, хорошо разработанная, гидрографическая сеть, положение главной долины которой было намечено выше.

Можно с уверенностью указать лишь один результат посленижнекарбонатных и досреднеюрских тектонических движений — образование широкого пологого прогиба северо-восточной ориентировки, захватившего всю Центральную Туву. Ось этого прогиба отмечена налеганием юры на средне- и верхнекарбонную онкажинскую свиту в Онкажинской и Актальской синклиналих и выходом Онкажинской свиты в ядре Хендергейской синклинали (рис. 1). К юго-востоку от нее находится хр. Восточный Танну-Ола, отвечающий зоне, приподнятой в течение всего среднего палеозоя, и продолжавшей размываться в юре (Варенцов, 1959; Левенко, 1960; Тимофеев, 1964). К северо-западу расположена площадь, на которой юрские отложения залегают преимущественно на нижнекарбонных. Ширина прогиба примерно равна 80 км при максимальной глубине погружения его осевой части до 2 км (суммарная мощность онка-

жинской свиты и нижнекаменноугольных отложений северного крыла). Это соответствует среднему углу наклона крыльев прогиба около 2—3°; действительный наклон был еще меньше, так как нами не учтено сокращение площади прогиба в результате послеюрской складчатости. Понятно, что такого рода деформация не может приниматься за настоящую складчатость. Поскольку ее ось совпадает с осью интенсивно погружавшегося в девоне Западно-Таннуольского прогиба, нужно считать, что она наследовала движения Западно-Таннуольского прогиба в их последней стадии. По всей видимости, рассматриваемое остаточное прогибание Западно-Таннуольского прогиба произошло в значительной мере еще во время накопления онкажинской свиты.

Как было показано, к началу юрского осадконакопления мы застаем на восточной границе области осадконакопления ограничивающий ее размыаемый тектонический уступ (Восточный) с выходами древних нижнепалеозойских пород в приподнятой части. Следует думать, что этот уступ образовался непосредственно перед началом юрского осадконакопления, в связи с движениями, создавшими условия для последнего, так как иначе следовало бы ожидать накопления осадков у подножия уступа и в досреднеюрское время (которых мы, по-видимому, не наблюдаем). Породы нижнего палеозоя в районе уступа были глубоко вскрыты эрозией еще в досилурийское время, и позднее, в среднем палеозое, этот район лишь спорадически попадал в область осадконакопления; поэтому для размыва среднепалеозойского чехла и вскрытия нижнепалеозойских образований в приподнятом восточном крыле уступа в конце нижней — начале средней юры не потребовалось много времени. Непосредственно около уступа среднепалеозойские и, в частности, нижнекарбонные отложения, как показывалось, испытали ограниченные складчатые дислокации, отразившиеся в подошве юры: однако, как свидетельствует соотношение юрских и каменноугольных отложений в Центральной Туве, они не распространились сколько-нибудь далеко на запад.

К востоку от Восточного уступа в юрскую эпоху располагалась размываемая гористая страна, среди которой примерно в 200 км от уступа существовала Серлигхемская межгорная впадина, в которой также происходило юрское осадконакопление. Согласно работам И. Ф. Пожарисского, Г. В. Махина и В. Б. Агентова, Серлигхемская впадина в юре имела примерно те же ограничения, что и ныне, была окружена тектоническими уступами и заполнялась гораздо более грубым, чем в Центрально-Тувинском районе, преимущественно аллювиальным, обломочным материалом. Серлигхемская впадина является явно наложенной структурой, поскольку она образовалась в прилегающей к Восточному Саяну области, испытывавшей почти непрерывное поднятие и размыв с ордовика. Существование Серлигхемской впадины подтверждает, что перед отложением юрских осадков в Туве происходили вертикальные блоковые перемещения.

• Таким образом, верхнепалеозойско-нижнемезозойский этап развития Центральной Тувы характеризуется окончанием погружения Западно-Таннуольского прогиба, развитием равнинного эрозионного рельефа на почти горизонтально залегающих отложениях карбона и крайне ограниченным распространением локальных тектонических дислокаций или полным их отсутствием. Конец этому этапу положили предсреднеюрские блоковые движения, осложнившие и перестроившие рельеф и способствовавшие возобновлению в районе осадконакопления; однако они не повлекли за собой значительной складчатости, и субгоризонтальное залегание отложений карбона на большей части площади его распространения осталось ненарушенным.

Юрские отложения, почти согласно перекрывшие отложения карбона, образуют совместно с последними, а в ряде мест также и с отложениями девона, ряд складок с распространенными углами падения в крыльях $20-50^\circ$ и нередкими $60-80^\circ$ (рис. 1). Эти складки показывают существование в Центральной Туве весьма интенсивного послеюрского, т. е. альпийского, складкообразования. Большинство этих складок разделено разломами и заключено в отдельных тектонических блоках, составляющих характерную черту современного тектонического строения Тувы. Эти блоки в Центральной Туве могли появиться или же возродиться на основе трещиноватости древнего фундамента тоже только после нижней юры, так как иначе их существование неминуемо привело бы к различию в уровне предсреднеюрского эрозионного среза в соседних блоках, т. е. к уничтожению единого предсреднеюрского поля камечноугольных отложений, устанавливаемого в Центральной Туве. Альпийские дислокации Центральной Тувы имеют, таким образом, ясно выраженный складчато-глыбовый характер.

Нет никаких оснований предполагать, что площадь развития этих дислокаций органичивается участками, на которых юрские отложения сохранились в настоящее время от размыва. Выше уже отмечалось большое сходство между некоторыми соседними складками, имеющими юрское ядро и сложенными одними палеозойскими породами (Онкажинская, Актальская — Хендергейская и др. синклинали). Это сходство не ограничивается приведенными примерами. Можно констатировать, что морфология большей части складок Центральной и Северо-Восточной Тувы, образованных отложениями среднего палеозоя и ордовика¹, вполне сходна с морфологией описанных выше складок, в которых участвует юра. Отличительными чертами как тех, так и других являются: складчато-глыбовый характер дислокаций, при которых складки или фрагменты складок, находящиеся в образованных разломами блоках, часто не имеют продолжений в соседних блоках; преимущественное развитие разделенных разломами синклиналей при слабом развитии антиклиналей; средняя величина складчатых структур, измеряемых обычно десятками километров по простиранию и первыми десятками или единицами километров в поперечнике при простом внутреннем строении; обычная асимметричность крыльев, коробчатые формы, наличие флексур; неравномерность развития дислокаций, вследствие которой участки круто дислоцированных отложений чередуются с участками пологого их залегания. В частности, не является отличием складчатости юрских отложений от палеозойских их пологое залегание в юго-восточной части Кызыльской впадины на площади $1,5-2$ тыс. км, поскольку в Северо-Восточной Туве существует примерно такой же по площади район (хорошо известный автору по личным наблюдениям), в котором также полого, с углами падения до 20° и горизонтально, залегают отложения ордовика и нижнего девона (бассейны рек Хорес и Эн-Суг).

Существует только одно заметное отличие в характере дислокаций юрских отложений по сравнению с среднепалеозойскими: меньшее расчленение их разломами. Среди палеозойских образований Тувы нигде нет таких крупных лишенных разломов участков, как в поле юрских отложений южной части Кызыльской впадины. Это обстоятельство, однако, должно объясняться большей пластичностью юрских отложений по сравнению с палеозойскими, которая является естественным следствием их более слабой цементации. Относительно высокая пластичность юрских отложений хорошо видна по угасанию в центре Кызыльской

¹ Отложения ордовика (с аренига) обычно залегают в Туве в непрерывном разрезе с силуром.

впадины двух разломов, ограничивающих с юга Эрбеко-Баянкольскую и Чихачевскую антиклинали, и смене их весьма сложными складчатыми деформациями (рис. 5). Часть наблюдаемых в палеозойских отложениях разломов, кроме того, очевидно возникла при предсреднеюрских блоковых движениях. Таким образом, меньшее распространение разломов в юрских отложениях не является свидетельством разновременности смятия юрских и палеозойских отложений.

К тому же выводу — о существовании альпийском возрасте формирования большого количества складок, сложенных средним палеозоем в разных частях Тувы — приводит сопоставление возраста слагающих их пород с полученными выше данными о чрезвычайно спокойном тектоническом развитии Центральной Тувы в верхнем палеозое и нижнем мезозое. Трудно предположить, чтобы в соседних районах Тувы в это время происходило значительное складкообразование; между тем большинство сложенных средним палеозоем складок в Туве имеет, в соответствии с возрастом наиболее молодых из участвующих в них отложений, несомненно последевонский или посленижекарбонный возраст. Учитывая тектоническую обстановку верхнего палеозоя — начала мезозоя, создавшие их деформации необходимо считать юрскими или более молодыми.

В целом мы должны прийти к выводу, что складки, образованные альпийскими движениями (тесно связанные с блоковыми перемещениями, германотипного характера) широко распространены по всей Туве.

Возраст альпийского складкообразования в пределах послееюрского времени не может быть установлен прямыми методами ввиду слабого распространения в Туве послееюрских отложений. Естественно, однако, предположить, что он является кайнозойским, так как именно в кайнозое, начиная с олигоцена, вся Алтае-Саянская область была охвачена интенсивными тектоническими движениями; напротив, мел и палеоген до олигоцена для всей центральной части Азии представляются периодами относительного тектонического покоя. Складчатые деформации альпийского времени естественно связывать с мощными горизонтальными перемещениями тектонических блоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные этапы послесреднепалеозойского тектонического развития Центральной Тувы рисуются следующим образом:

1) Пермь — триас — нижняя юра. Чрезвычайно спокойная тектоническая обстановка; прекращение осадконакопления после периода явного его замедления (средний — верхний карбон, онкажинская свита) и одновременно слабый эрозионный размыв, позволивший покрову каменноугольных отложений сохраниться до средней юры; отсутствие или слабое развитие локальных тектонических дислокаций в каменноугольном покрове.

2. Средняя — верхняя юра. В начале средней юры блоковые перемещения, не сопровождавшиеся широко развитым складкообразованием, приведшие к разделению области на участки осадконакопления и размыва. Накопление осадков в погружающихся участках до начала мела.

3. Мел — кайнозой. Этот промежуток, по-видимому, должен быть разделен на 2 этапа — более или менее спокойного развития в мелу и начале палеогена и резкого усиления тектонических движений во второй половине кайнозоя, когда произошли интенсивные горизонтальные перемещения глыб, связанные с ними складчатые дислокации и горообразование.

Мы не останавливались на соотношении интенсивности альпийского и докаменноугольного герцинского складкообразования в Туве; следует, однако, отметить, что последнее проявилось на значительно меньшей



Рис. 5. Складчатость в юрских отложениях северной части Кызыльской впадины (I — Эрбек-Баянкольская, II — Чихачевская антиклинали). Характерно угасание разломов, ограничивающих антиклинали с юга, к центру впадины. Условные обозначения те же, что на рис. 2. По картам В. Б. Агентова и А. Л. Лосева и материалам дешифрования аэрофотоснимков

площади, занимающей лишь часть Центральной Тувы. Хорошо известно, что в Северо-Восточной, Южной и Западной Туве преобладающим является согласное и в ряде случаев непрерывное залегание отложений силура, всего девона и нижнего карбона (Предтеченский, 1958; Варенцов, 1959; Грайзер, 1959; Левенко, 1960, и др.). Между тем во всех этих районах распространены последевонские и послекарбоновые, т. е. в соответствии со сказанным ранее, альпийские складки. Альпийские движения, таким образом, являются важнейшим фактором, обусловившим складчатость палеозойских отложений Тувы.

Весьма вероятным представляется распространение альпийского складкообразования и в других частях Алтае-Саянской области, за пределами Тувы. Рассматривая этот вопрос, нужно иметь в виду, что составить полное представление об интенсивности альпийской складчатости по дислокациям третичных отложений в межгорных впадинах Алтае-Саянской области, видимо, нельзя. Эти впадины, развивавшиеся и заполнявшиеся осадками параллельно с общим поднятием горной страны, скорее всего были приурочены к создававшимся при горизонтальных тектонических движениях участкам растяжения, в то время как наиболее сильная складчатость должна была происходить в участках сжатия. Последние при горообразовании, вероятно, подвергались размыву.

История Тувы показывает, что складкообразование может произойти на любой основе и не является принадлежностью только геосинклинального способа развития.

Литература

- Берзин Н. А. Отражения глыбовой тектоники фундамента в структурах среднего и верхнего палеозоя Центральной Тувы. Геология и геофизика, № 12, 1961.
- Варенцов И. М. Стратиграфия и фации отложений среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. Изд-во АН СССР, 1959.
- Грайзер М. И. Новые данные по стратиграфии и литологии нижнего карбона Тувы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1959.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. Изд-во «Наука», 1965.
- Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. Тр. Геол. ин-та, вып. 92, Изд-во АН СССР, 1963.
- Клинт К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба. Тр. Геол. ин-та, вып. 36, Изд-во АН СССР, 1960.
- Копорулин В. И. Вторичные изменения пород угленосной толщи Чаданского месторождения Тувинского прогиба и проявления послеюрского магматизма в этом районе. Докл. АН СССР, т. 127, № 6, 1959.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Тр. Монгольск. комис. АН СССР, № 26, вып. 2, 1938.
- Левенко А. И. Девон Центральной Тувы. Изд-во АН СССР, 1960.
- Лосев А. Л. Угольные месторождения Тувинской автономной области. Сов. геология, сб. 46, 1955.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Танну — Тувинокой Народной Республики. Тр. Геол. ин-та, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1936.
- Нейбург М. Ф. О флоре и стратиграфии верхнего палеозоя и юры Танну-Тувы. Докл. АН СССР, т. 71, № 3, 1950.
- Предтеченский Н. Н. Основные черты стратиграфии девонских отложений Тувы. Инф. сб. Всес. геол. ин-та, № 5, 1958.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. Изд-во «Наука», 1964.
- Чудинов Ю. В. Новейшие тектонические движения в районе бассейна р. Улуг-О и хр. Таскыл в северо-восточной Туве. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIV (5), 1959.
- Чудинов Ю. В. Признаки наложенных разновозрастных движений на северо-восточном окончании Тувинского прогиба и в смежных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.

Центральный научно-исследовательский
горноразведочный институт цветных,
редких и благородных металлов
Министерства геологии СССР
г. Москва

Статья поступила
7 апреля 1966 г.

ON THE ALPINE OROGENY IN THE TUVA

The relationship between Jurassic and underlying, mainly Carboniferous sediments in Central Tuva, analyzed on the basis of evidence derived from latest geological surveys, shows that their occurrence is mainly conformable. In the majority of cases the known disconformities amount only to fractions of a degree or several degrees, some of them being undoubtedly caused by pre-Jurassic erosion. The absence of folding and even of considerable denudation during the whole depositional break between the Carboniferous and Middle Jurassic suggests an exclusively calm tectonic regime within eastern Tuva in Upper Paleozoic and early Mesozoic. At the same time Jurassic, Lower Carboniferous and, in some structures, Devonian strata are jointly and steeply folded, with the flanks inclined at angles up to 60—80°. Shapes and sizes of these folds are similar to those in Ordovician and Middle Paleozoic sediments of the rest of the Tuva. The author infers a wide development of post-Jurassic, i. e. Alpine, orogeny. In his opinion, the most probably period of its occurrence is Neogene—Quaternary when considerable lateral displacement along faults and orogenic activity took place in the Altai Range-Sayanskiy Range area.

Mining-Prospecting Institute of non-ferrous, Rare and Noble Metals
Moscow

УДК 551.24(571.62)

Г. М. ЛЕВИТАН, В. И. ЧЕРНЯВСКИИ

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УДСКОГО ПРОГИБА
(ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ)

Удский прогиб располагается в зоне сочленения протерозоид Становика-Джугджур с палеозойскими структурами Монголо-Охотской складчатой системы. Северо-восточная его часть выполнена осадочно-вулканогенными образованиями юрского — позднемелового возраста, прорванными интрузиями раннемелового (удский) и позднемелового (джугджурский комплекс) возраста.

На основании различной степени дислоцированности пород в пределах описываемой части прогиба выделяется два структурных яруса. Нижний включает образования джелонской и немуйканской, а верхний — боконской и магейской свит. В пределах выделенных структурных ярусов описаны частные структуры и осложняющие их разрывные нарушения. При этом по генезису выделяется две группы структур: вулканотектонические (прасадки) и собственно тектонические (пликативные и дизъюнктивные).

Изложенный в статье материал по стратиграфии, магматизму и тектонике, позволяет утверждать следующее: 1) Удский прогиб принадлежит к системе приразломных наложенных прогибов Монголо-Охотского пояса; 2) развитые в его пределах осадочно-вулканогенные образования континентального ряда позднеюрского-позднемелового возраста естественно наращивают разрез морских отложений верхней юры (развитых только в юго-западной части прогиба) и тесно связаны с развитием структур самого прогиба, а не Удско-Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Удский прогиб, протягивающийся от верховьев р. Уда на восток до ее устья и далее на северо-восток по западному побережью Охотского моря вплоть до мыса Лыготный (пос. Аян), представляет собой один из наиболее крупных наложенных прогибов Монголо-Охотского пояса, выполненных осадочными, осадочно-туфогенными и вулканогенными образованиями юрского — позднемелового возраста. Общая длина его составляет более 500 км, при ширине от 20 до 90 км. Границы прогиба совпадают с контуром распространения юрских — позднемеловых образований, с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегающих на интенсивно дислоцированных породах различного возраста от нижнего протерозоя до верхнего девона включительно. На западе Удский прогиб ограничен поперечным поднятием, отделяющим его от Верхне-Зейского прогиба, а на северо-востоке — Молтанским поперечным поднятием (Моралев, 1962). С севера и северо-запада он ограничивается поднятием Становика — Джугджур, в пределах которого развиты породы домезозойского фундамента, интенсивно метаморфизованные в зоне краевых разломов, отделяющих область протерозойского обрамления Сибирской платформы от палеозойских структур Монголо-Охотского пояса (рис. 1). На юге границей для прогиба служат выходы палеозойских пород в пределах Удско-Шантарского синклинория. Юго-восточная граница Удского прогиба скрыта водами Охотского моря.

Различные участки прогиба изучались В. И. Серпуховым, Л. И. Красным (1955, 1960,.); В. А. Ярмолюком, И. Н. Никифоровой (1960); Рако-

вым, В. И. Гольденбергом (1961), Г. Г. Королевым (1964) и др. Общую сводку о строении прогиба по литературным данным выполнила М. С. Нагибина (1963). Исследования, проводившиеся авторами в северо-восточной части прогиба (к северу от широты с. Чумикан до ши-

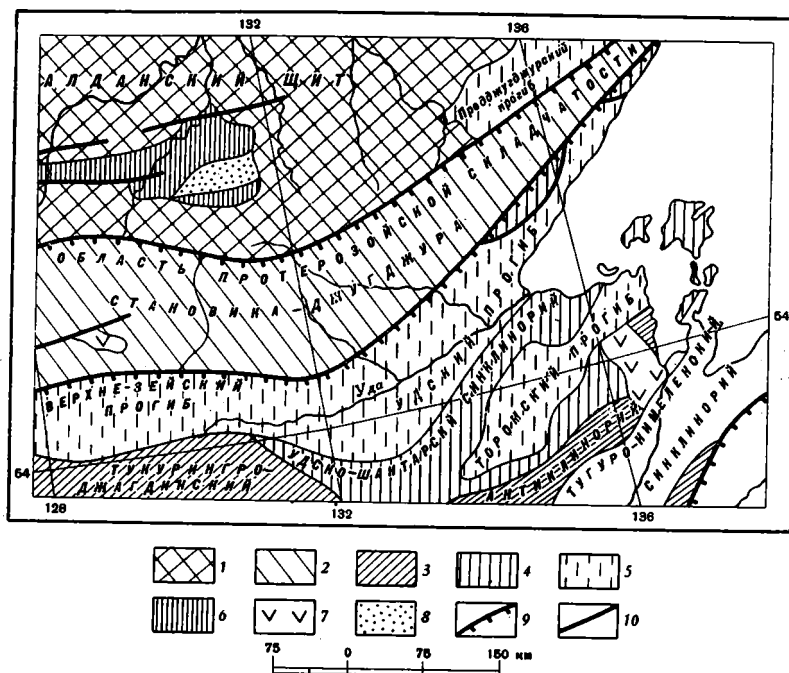


Рис. 4. Схема тектонического районирования восточной части Монголо-Охотского пояса (по М. С. Нагибной)

1 — область архейской складчатости, 2 — область протерозойской складчатости. Область герцинской складчатости; 3 — антиклинории и подчиненные им гранитные массивы; 4 — синклинории и подчиненные им гранитные массивы. Наложенные прогибы и впадины восточно-азиатской группы: 5 — глубокие прогибы монголо-охотского типа, сложенные морскими и континентальными терригенными и вулканогенными отложениями от верхнего триаса до верхнего мела включительно; 6 — прогибы байкальского типа, сложенные терригенными и вулканогенно-осадочными континентальными отложениями, возраст которых меняется от триаса до нижнего мела; 7 — прогибы байкальского типа, сложенные угленосными отложениями, возраст которых меняется от верхней юры до палеогена; 8 — кайнозойские впадины байкальского типа; 9 — глубинные разломы; 10 — разломы

роты мыса Борисова) позволили уточнить как стратиграфию развитых здесь вулканогенных образований и возраст выделяемых интрузивных комплексов, так и некоторые вопросы тектоники этой части Удского прогиба.

Прежде чем перейти к описанию данных, полученных нами в северо-восточной части прогиба, кратко суммируем основные черты строения его юго-западного окончания.

По мнению Л. И. Красного (1960_{1,2}), заложение прогиба произошло в верхнем триасе. Об этом свидетельствует наличие в среднем течении р. Шевли глинистых и песчано-глинистых сланцев (с конгломератами в основании), несогласно залегающих на девонских отложениях и содержащих фауну, относящуюся к верхам карнийского — норийскому ярусам.

На породах верхнего триаса, а местами и палеозоя, у южного борта прогиба трансгрессивно, с конгломератами в основании, залегают песчано-сланцевые отложения верхнего лейаса, выше которых описаны преимущественно песчаниковые толщи (с пачками конгломератов) аалена, келловея, оксфорда, киммериджа и нижневолжского яруса. Необходимо отметить, что, по данным И. К. Никифоровой (1960), для

всего разреза верхнеюрских отложений характерна примесь вулканогенного материала. Общая мощность триасовых и юрских отложений составляет около 8—10 км. При этом разрез (по крайней мере с верхней юры) последовательно наращивается с юга на север (при общем падении слоев к СЗ под углами 20—50°). Наконец, вдоль северного и южного (на юго-западе) бортов прогиба развиты верхнеюрско-нижнемеловые осадочно-туфогенные и эффузивные породы джелонской свиты, эффузивы немуйканской свиты, конгломераты боконой свиты и верхнемеловые эффузивы магейской свиты, тождественные аналогичным толщам северо-восточной его части, описание которых следует ниже.

Наиболее древними из мезозойских образований в пределах северо-восточной части прогиба являются осадочно-туфогенные породы джелонской свиты верхнеюрско-нижнемелового возраста. Они широко распространены вдоль береговой линии Охотского моря, в бассейнах нижнего течения рек Джана, Киран, Немуй. Вдоль северо-западной границы прогиба прослеживаются лишь разрозненные, сравнительно небольшие по площади, выходы пород джелонской свиты, с резким угловым несогласием залегающих на размытой поверхности домезозойского фундамента. Местами контакты верхнеюрско-нижнемеловых отложений с подстилающими породами тектонические.

Низы свиты представлены мелкообломочными туфами, туфопесчаниками и туфобрекчиями среднего состава с размером обломков 1—3 см. В строении разреза средней ее части принимают участие взаимно переслаивающиеся разнообломочные туфы и туфобрекчии, а также тонкослоистые (от 1—5 до 30 см) пачки, состоящие из туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов и углисто-глинистых сланцев. Переслаивание пород в тонкослоистых пачках внешне напоминает слоистость флишoidных толщ. Наибольшая мощность средней части свиты отмечается к югу от широты м. Носорог, между реками Луктаки и Мал. Джелон, где она достигает 640—675 м. Туфобрекчии этой части свиты характеризуются крупными размерами обломочного материала, нередко достигающими 10—20, а иногда 40 см в поперечнике. В некоторых пластах туфобрекчий отмечается до 10—15% окатанного и полукатанного материала. Верхняя часть разреза свиты сложена мощными (от 10—50 до 100—150 м и более) пластами туфов и туфобрекчий, аналогичных развитым в средней части разреза, среди которых иногда встречаются тонкослоистые пачки, состоящие из одних туфов, редко с прослоями туфопесчаников и мелкообломочных туфобрекчий.

Видимая мощность джелонской свиты составляет не менее 1300 м. Минимальная ее мощность, всего 15 м, отмечается в районе с. Чумикан, где, по данным колонкового бурения, отложения свиты залегают на нерасчлененных образованиях палеозоя и перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями.

В осадочно-туфогенных отложениях средней и верхней частей разреза джелонской свиты в разных местах северо-восточной части Удского прогиба В. И. Чернявским в 1960 и 1964 гг. были собраны следующие растительные остатки: *Nilssonia mediana* (Lesk.) Fox. Stz, *Schizolepis* sp., *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, P. sp., *Cladophlebis williamsonii* Brong., *Czekanowskia rigida* Heer., *Cladophlebis* aff. *haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* Heer., *Phoenikopsis angustifolia* Heer., *Taeniopteris* sp., *Pseudotorellia* sp. Определявший эту флору В. А. Вахрамеев считает, что возраст джелонской свиты следует датировать как верхи верхней юры — низы нижнего мела. Кроме того, в различных частях прогиба из пород свиты К. В. Антоновым в 1937 г., Н. А. Раковым в 1949 г., Л. И. Красным в 1951 г., В. И. Гольденбергом в 1959—1962 гг. и другими исследователями собраны многочисленные отпечатки аналогичной или близкой по составу флоры, которая, по определениям Т. А. Байковской, М. И. Брик, А. Н. Криштофовича,

В. Л. Вахрамеева и др. считается наиболее характерной для верхней юры — низов нижнего мела.

На образованиях джелонской свиты с размывом и небольшим угловым несогласием залегают породы немуйканской свиты нижнемелового возраста. Местами они лежат непосредственно на размытой поверхности домезозойского фундамента. Вулканогенные образования свиты, представленные андезитовыми и дацитовыми порфиритами, их туфами и туфолавами, туфобрекчиями, редко лавобрекчиями, имеют наиболее широкое распространение среди толщ, выполняющих северо-восточную часть прогиба. Породами свиты сложена значительная часть хребта Прибрежный и юго-восточные отвоги хребта Джугджур.

Разрез свиты характеризуется грубым чередованием эффузивных покровов и пластов пирокластических пород. И те и другие нередко выклиниваются по простиранию. Какой-либо определенной закономерности в чередовании и стратиграфической приуроченности эффузивов и пирокластических пород не отмечается. Так, например, в бассейне р. Укэй (к СЗ от мыса Борисова), нижнем течении левых притоков, реки Немуй — Алуны и Толгокичан и некоторых других местах низы свиты сложены преимущественно андезитовыми порфиритами. В то же время в бассейне р. Мутэ, по правобережью р. Килый (крупный правый приток р. Немуй) и к западу от мыса Носорог порфириты и туфы встречаются примерно в равных количествах почти по всему разрезу. Верхняя часть разреза свиты также местами сложена порфиритами, а местами — пирокластическими породами. Не наблюдается закономерности и в распределении лав и туфов по основности. В целом преобладают породы андезитового состава. Дацитовые порфириты, их туфы и туфолавы развиты преимущественно в бассейне р. Улайкан (к западу от мыса Укой) и юго-западнее мыса Борисова. Андезитовые и дацитовые порфириты, помимо покровов встречаются также в виде отпрепарированных неков и субэффузивных даек преимущественно в береговых обрывах Охотского моря. Мощность немуйканской свиты составляет 900—1000 м.

В туфах немуйканской свиты из бассейна р. Моктан (коллекция Н. А. Ставцева и М. А. Тарховой) обнаружена пыльца хвойных (*Podocarpaceae*) и споры (*Polypodiaceae* — 30%, *Lycopodiaceae* — 30%, *Gleicheniaceae* — 10%), которая, по заключению В. В. Скотаренко, характерна для валанжина и гетерива Приморского края и Амурской области. Абсолютный возраст андезитовых порфиритов из покрова в основании свиты (район мыса Борисова) 133 млн. лет¹, что вполне подтверждает нижнемеловой возраст пород.

К северу от широты мыса Носорог на образованиях немуйканской и местами джелонской свит с угловым несогласием залегают отложения боконской свиты. Аналогичная толща отмечается к западу от мыса Лыготный, где она описана В. И. Гольденбергом под названием мериконской свиты, а также в районе с. Лантарь (Королев, 1964). Толща сложена почти исключительно туфоконгломератами, в меньшей степени конгломератами. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфобрекчии встречаются местами в виде редких линзообразных прослоев, как правило в низах разреза. В самой верхней части разреза отмечаются единичные линзообразные прослои аркозовых песчаников. Только в одном случае, к югу от Медяйского интрузивного массива, разрез свиты венчается довольно мощным (260 м) горизонтом аркозовых песчаников. К северу от широты мыса Борисова в разрезе свиты, по данным Г. Г. Королева, преобладают местами туфоалевролиты и туфопесчаники. Состав обломочного материала в породах боконской свиты целиком зависит от состава подстилающих пород. Мощность ее не превышает в описываемой части прогиба 500—600 м.

¹ Все определения абсолютного возраста произведены Т. К. Ковальчук (лаборатория ДВГУ) К—Аг методом, по валовому составу образцов из коллекции авторов.

Нижнемеловой возраст свиты принимается несколько условно на основании сопоставления с юго-западной частью Удского прогиба, где в сходных отложениях по правобережью р. Уды выше устья р. Чогар С. М. Брагинским собраны *Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Sph. lepis-kensis* Vas., *Coniopteris* cf. *onichioides* Vas. et K.-M., *C. burejensis* (Zal) Sew., *C. setacea* Pryn., *Cladoflebis williamsonii* (Brong.) Sew., *Cl. cf. argutula* (Heer) Font., *Cl. sp. Jacutiella amurensis* (Novop.) Sam., *Pterophyllum nathorstii* Schenk., *Pt. sp.*, *Nilssonia* cf. *mediana* (Leck.) F.-Str., *N. sp.*, *N. cf. orientalis* Heer., *Hossozamites* sp., *Ctenis* sp., а в районе оз. Бокон Ю. М. Щербиной собраны: *Onychiopsis* sp., *Nilssonia* cf. *schmidtii* Heer., *Ctenis* sp., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer., *Phoenicopsis* cf. *angustipholia* Heer., *Podozamites lanceolatus* Let. H., *Pityophyllum* sp. Указанная флора, по определению М. М. Кошман, в целом близка к нижнемеловой флоре Ленского бассейна, где возраст вмещающих ее отложений достоверно определяется как готерив-барремский. По данным А. Ф. Ефимовой (1959), И. М. Сперанской (1963) и С. И. Гаврикова (1965), в пределах юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса близкие по составу и стратиграфическому положению породы имеют альб-сеноманский возраст.

Верхняя часть разреза мезозойских образований, выполняющих северо-восточную часть Удского наложенного прогиба, представлена кислыми вулканогенными породами магейской свиты верхнемелового возраста. На подстилающих отложениях они залегают с угловым несогласием. Наиболее широкое развитие породы магейской свиты имеют на участке от нижнего течения р. Немуй до широты мыса Борисова. Ею также сложен небольшой участок к северо-востоку от мыса Носорог у южной границы Медяйского интрузивного массива.

В строении свиты принимают участие кварцевые порфиры, дацитовые порфириты, их туфолавы, туфы, туфобрекчии, иногда туфоконгломераты. Разрез магейской свиты характеризуется, как правило, чередованием пластов пирокластических пород и лавовых покровов, часто имеющих линзообразный характер и быстро выкливающихся по простираению. Туфоконгломераты, разнозернистые туфы и покровы дацитовых порфиритов приурочены в большинстве случаев к нижней, а покровы кварцевых порфиров — к средней и верхней частям разреза. Кроме того, кварцевые порфиры и дацитовые порфириты встречаются в виде отпрепарированных некков и субэффузивных даек. Мощность свиты не превышает 600 м.

Абсолютный возраст кварцевых порфиров из покрова в средней части разреза свиты (к северу от мыса Укой) равен 92 млн. лет, что соответствует верхнему мелу. Аналогичный возраст имеют толщи кислых эффузивов и в более северных районах Охотского побережья.

Широким развитием в пределах северо-восточной части прогиба пользуются интрузивные образования, среди которых выделяются два разновозрастных комплекса: ранне- и позднемеловой.

Массивы удского интрузивного комплекса раннемелового возраста площадью от 1—3 до 200—300 км² (только Мутэ-Алдонский массив имеет площадь более 1000 км²) сложены кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами. Они прорывают эффузивы немуйканской свиты и перекрываются эффузивами магейской свиты. Абсолютный возраст кварцевых диоритов Дэванаканского и Мутэ-Алдомского массивов составляет 123,5 и 124 млн. лет соответственно.

Становление позднемелового (джугджурского) интрузивного комплекса происходило по меньшей мере в две фазы. К первой фазе внедрения принадлежат небольшие массивы кварцевых диоритов, сиенито-диоритов и плагиогранитов площадью от 0,5—2 до 20—25 км². Во второй фазе внедрения преобладают крупные (до 500 км²) массивы гранодиоритов. К этой же фазе мы пока условно относим небольшие штоко-

образные тела гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Не исключено, однако, что они представляют собой третью фазу внедрения. Интрузии джугджурского комплекса прорывают и метаморфизуют все известные в районе породы, включая кислые эффузивы магейской свиты. Абсолютный возраст кварцевых диоритов Немуйского массива (левобережье р. Немуй), принадлежащего к первой фазе внедрения равен 84 ± 2 млн. лет; сиенито-диориты Етаринского массива той же фазы имеют абсолютный возраст 82 млн. лет, тогда как гранодиориты Медяйского массива, одного из характернейших массивов второй фазы внедрения, имеют абсолютный возраст 72 ± 4 млн. лет. Приведенные данные достаточно убедительно свидетельствуют о позднемеловом возрасте пород комплекса.

Из изложенного выше следует, что общая мощность образований, выполняющих северо-восточную часть прогиба, достигает 2900—3400 м. Эти цифры дают, видимо, представление о максимальной амплитуде прогибания и характерны только для отдельных участков, где развиты все стратифицирующиеся толщи (например, участок к северо-северо-востоку от мыса Носорог). В среднем же амплитуда прогибания не превышала, вероятно, 2000—2500 м, а само прогибание носило компенсационный характер. Мы не имеем, к сожалению, точных данных об изменении мощностей свит в пространстве, так как ни буровых, ни геофизических работ в описываемой части прогиба не производилось. Однако по ряду косвенных признаков, в частности по подсчетам мощностей свит в отдельных разрезах, можно уловить тенденцию к их уменьшению в направлении от центра прогиба к его северо-западному ограничению (юго-восточное крыло прогиба, как уже отмечалось, срезано береговой линией Охотского моря).

На основании различий литолого-петрографического состава и степени дислоцированности пород в описываемой части прогиба выделяется два структурных яруса, разделенных между собой разрывом и угловым несогласием и соответствующих определенным этапам его развития.

Прежде чем перейти к описанию структурных ярусов, необходимо сделать некоторые вводные замечания. Северо-восточная часть Удского прогиба представляет собой синклинальную структуру I порядка овальной формы, вытянутую в северо-восточном направлении, с редуцированным юго-восточным крылом. Эта синклинальная структура осложнена брахиформными складками более высоких порядков. В дальнейшем описании к структурам II порядка нами отнесены крупные брахисинклинали, протяженностью от 25—30 до 65—70 км, при ширине от 10—15 до 20—35 км, разделенные антиклинальными перегибами. Осложняющие их структуры III порядка имеют размах крыльев от 0,8—3 до 5 км и протяженность от 3—5 до 15 км. Наконец, вблизи зон разрывных нарушений появляются складки IV порядка с размахом крыльев от 0,5—5 до 100—120 м.

Нижний структурный ярус включает в себя осадочно-туфогенные отложения джелонской свиты верхнеюрского — нижнемелового возраста, вулканогенные образования среднего состава немуйканской свиты нижнемелового возраста, а также интрузии кварцевых диоритов, реже гранодиоритов удского комплекса. В пределах описываемой территории породы нижнего структурного яруса образуют три крупные синклинальные структуры II порядка, вытянутые в северо-восточном направлении (рис. 2). Это Киранская, Килый-Джелонская и Муте-Дэванаканская брахисинклинали, разделенные поперечными антиклинальными поднятиями. Центральные части всех описываемых брахисинклиналей выполнены эффузивами немуйканской свиты, а на крыльях обнажаются осадочно-туфогенные породы джелонской свиты.

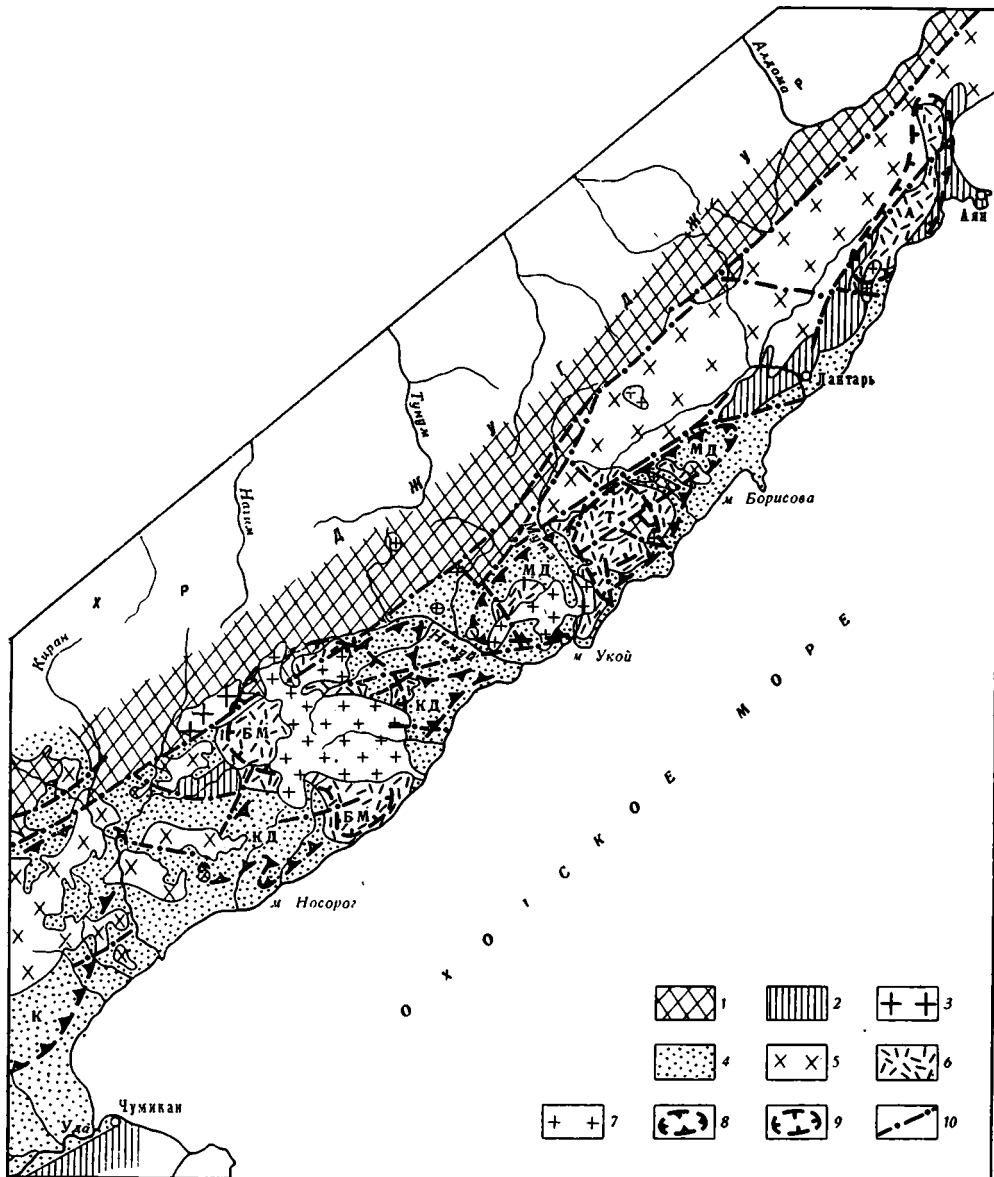


Рис. 2. Тектоническая схема северо-восточной части Удского наложенного прогиба
 1—3 — структуры домезозойского фундамента: 1 — область протерозойской складчатости Становика — Джуджура; 2 — герцинские структуры Удско-Шантарской ветви (Айкангра-Аянской подзоны) Монголо-Охотского пояса; 3 — гранитоиды верхнего палеозоя; 4—10 — Удский наложенный прогиб. Нижний структурный ярус: 4 — осадочно-вулканогенные породы верхней юры — нижнего мела; 5 — гранитоиды раннемелового возраста (удский комплекс) Верхний структурный ярус: 6 — осадочно-вулканогенные породы нижнего и верхнего мела; 7 — гранитоиды позднемелового возраста (джугджурский комплекс). Ядра синклиналильных структур: 8 — нижнего структурного яруса (К — Киранской, КД — Кильий-Джелонской, МД — Мутэ-Дэванаканской); 9 — верхнего структурного яруса (БМ — Бонгая-Медяйской, Т — Тамгуйской, А — Аянской); 10 — разрывные нарушения

Киранская брахисинклиналь расположена на юго-западе описываемой части прогиба, бассейнах рек Джана и Киран. Мы изучили ее восточное окончание, протяженностью около 30 км, при ширине от 35 км в бассейне р. Джана до 10—12 км в бассейне р. Киран. Падение пород на крыльях структуры достигает 30, реже 35°, преобладающие углы падения 15—25°

Киль-Джелонская брахисинклиналь протягивается примерно на 65—70 км от широты м. Носорог до среднего течения р. Немуй. Максимальная ширина ее (в северо-восточной части) около 25 км. Падение пород на крыльях структуры колеблется от 15—20 до 30°. Как юго-западное, так и северо-восточное окончания брахисинклинали осложнены виргациями. Центральная часть структуры (непосредственно севернее Медяйского интрузивного массива) нарушена горст-антиклинальным поднятием, в пределах которого на дневную поверхность по разрывным нарушениям выведены породы джелонской свиты. Можно предполагать, что отмеченное горст-антиклинальное поднятие связано с формированием верхнего структурного яруса.

Мутэ-Дэванаканская брахисинклиналь имеет в целом более правильную овальную форму и меньший размах крыльев, чем предыдущие. Максимальная ширина ее в бассейне р. Мутэ достигает всего 20 км при общей протяженности около 70 км. Однако углы падения пород на крыльях аналогичны описанным ранее.

Как уже было отмечено, брахисинклинальные структуры разделены поперечными антиклинальными поднятиями, одно из которых расположено в бассейне левых притоков р. Киран, а второе в нижнем и среднем течении р. Немуй. Ориентированы они в северо-западном направлении, т. е. вкрест простирания длинных осей синклинальных структур и всего прогиба в целом. Оба поперечных антиклинальных поднятия не имеют четких ограничений и фиксируются широкими выходами на дневную поверхность пород джелонской свиты.

Описанные выше крупные брахиструктуры нижнего структурного яруса осложнены складками III порядка, имеющими широкое развитие в пределах северо-восточной части прогиба. Чрезвычайно характерно, что абсолютное большинство этих структур ориентировано в северо-западном, реже субширотном направлении. Весьма отчетливо такие складки наблюдаются в береговых обрывах Охотского моря. Так, в 10 км северо-восточнее устья р. Киран, расположено ядро асимметричной антиклинальной складки. Юго-западное ее крыло имеет азимут падения $260-265^\circ < 10^\circ$, падение северо-восточного крыла $-20^\circ < 40^\circ$. Амплитуда размаха крыльев около 1,3 км, видимая протяженность около 3 км (рис. 3). Довольно крупная брахисинклиналь III порядка наблюдается вблизи морского побережья к северу от мыса Укой. Форма ее в плане удлиненно-овальная, протяженность около 10 км, размах крыльев около 4 км, углы наклона слоев $-20-30^\circ$. Аналогичные структуры наблюдались нами и на других участках как на морском побережье, так и в удалении от него.

Брахиформные складки III порядка, в свою очередь, местами осложнены мелкой и резкой складчатостью, связанной с подвижками по разрывным нарушениям. Амплитуда размаха крыльев таких складок от 0,5—2 до 60—120 м, углы наклона слоев колеблются от 15—40 до 60°. Мелкие складки асимметричные, часто лежачие и опрокинутые. Простирание их обычно совпадает с простиранием разрывных нарушений. Например, на северо-восточном крыле описанной выше брахисинклинали III порядка, вблизи устья р. Киран, в результате перемещения блоков по разрывному нарушению северо-западного простирания образовалась антиклинальная складка с размахом крыльев 100—120 м. Падение слоев на крыльях северо-восточное, ближе к северо-северо-восточному (азимут 20°) под углами 45 и 60° . Осевая плоскость под углом приблизительно 50° падает также в северо-восточном направлении.

Более пологая антиклинальная складка, образовавшаяся в результате сброса, наблюдалась в береговых обрывах западнее мыса Борисова. Разрывное нарушение подчеркнуто здесь зоной дробления мощностью 5—7 м. Сместитель имеет падение на северо-восток (азимут паде-

ния 60°) под углом 50° . На северо-восточном (приразломном) крыле породы падают под углом $15\text{--}35^\circ$, юго-западное крыло более пологое (до 15° .) Размах крыльев около 50 м.

К нижнему структурному ярусу, кроме вулканогенных пород джелонской и немуйканской свит, принадлежат и прорывающие их массивы кварцевых диоритов, реже гранодиоритов удского интрузивного ком-

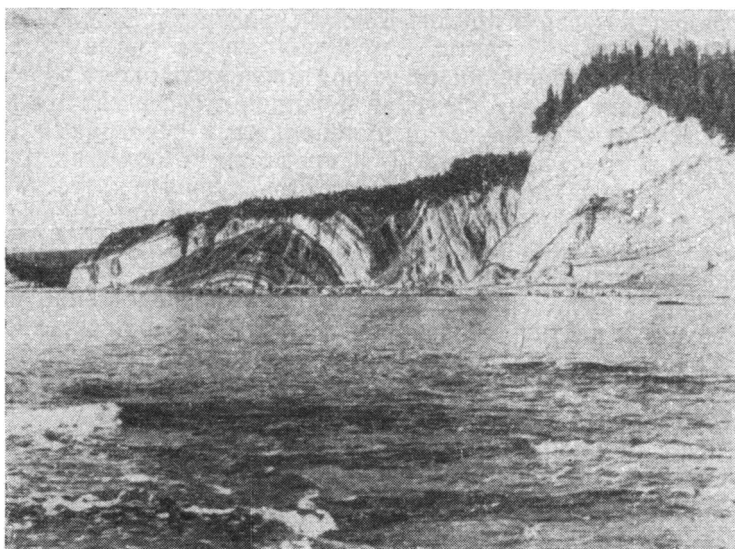


Рис. 3. Антиклинальная складка III порядка в породах джелонской свиты. Побережье Охотского моря, в 10 км СВ устья р. Киран

плекса раннемелового возраста. Наиболее крупный из них, Мутэ-Алдомский, приурочен к зоне Северо-Удского разлома и представляет собой типичную шовную интрузию с многочисленными зонами разгнейсования, ориентированными по простиранию разлома в северо-восточном направлении. Длинные оси остальных массивов ориентированы в северо-западном (Дэванаканский) или субмеридиональном (Джана-Киранский) направлениях, а сами массивы приурочены, видимо, к разрывам, опережающим зону глубинного разлома.

Верхний структурный ярус включает в себя толщу конгломератов боконой свиты нижнемелового (?) возраста, кислые эффузивы магейской свиты верхнего мела и массивы гранитоидов джугджурского интрузивного комплекса также верхнемелового возраста. Нижний и верхний структурные ярусы разделены довольно значительным угловым несогласием. Если образования джелонской и немуйканской свит (нижний структурный ярус) смяты в складки с преобладающими углами падения от $15\text{--}20$ до 30° , то в пределах полей распространения боконой и магейской свит нигде не отмечались углы падения превышающие $10\text{--}12^\circ$.

Породы верхнего структурного яруса образуют три довольно крупные брахисинклинали II порядка: Бонгая-Медяйскую, Тамгуйскую и Аянскую (рис. 2). В отличие от нижнего структурного яруса, брахисинклинали которого отчетливо вытянуты в северо-восточном направлении и имеют форму относительно правильных удлиненных овалов, структуры верхнего яруса имеют более расплывчатые и извилистые очертания и не полностью наследуют структурный план лежащих ниже образований.

Бонгая-Медяйская брахисинклинали расположена к северу от мыса Носорог. Форма ее овальная (грушевидная) с расширением в северо-западной части. Простирается длинной осью структуры северо-западное, протяженность 40—45 км, при максимальной ширине около 35 км (минимальная — в юго-восточной части — около 10 км). Центральная часть брахисинклинали сложена эффузивами магейской свиты, крылья — толщей конгломератов боконской свиты. Углы падения пород здесь не превышают 10°.

Центральная часть и крылья Тамгуйской брахисинклинали сложены эффузивами магейской свиты. Структура слегка вытянута в субмеридиональном направлении, общая ее протяженность около 25 км при максимальной ширине 15—17 км. Юго-западное и северо-восточное крылья брахисинклинали осложнены антиклинальными перегибами, а ядро — горст-антиклинальным поднятием, в пределах которых на дневную поверхность выведены породы нижнего структурного яруса. Углы падения пород в пределах описываемой структуры не превышают 10—12°.

Аянская брахисинклинали, так же как и Тамгуйская, вытянута в северо-северо-восточном направлении. В Центральной ее части распространена толща конгломератов, залегающая непосредственно на отложениях палеозоя и частично джелонской свиты. Северо-восточное окончание структуры смещено по крупному разрывному нарушению. Протяженность Аянской брахисинклинали — 35—37 км, размах крыльев — 10—12 км.

В отличие от нижнего структурного яруса в пределах брахисинклинали верхнего яруса практически не наблюдалось осложняющих их складок III и IV порядка. Отчасти это, быть может, связано со значительно худшей обнаженностью пород этого яруса. Только в пределах Бонгая-Медяйской брахисинклинали, близ ее юго-восточного замыкания, намечается небольшая дополнительная синклинали III порядка с размахом крыльев около 1,5 км. Ось этой структуры ориентирована в субширотном направлении, падение слоев на крыльях не превышает 10°.

Необходимо отметить, что кроме описанных структур к северо-востоку от мыса Борисова Г. Г. Королев (1964) выделяет три небольшие грабен-синклинали, выполненные свитой конгломератов и песчаников (бокконская свита в нашем понимании). Оси этих структур вытянуты в северо-западном направлении, размах крыльев не превышает 4—5 км. Расположены описываемые грабен-синклинали южнее устья р. Сигнигды, севернее устья р. Лантарь и в бассейне р. Биранжи. Однако из-за отсутствия более подробного их описания и точной привязки на тектонической схеме ни одна из них не показана.

Из предыдущего описания видно, что наиболее крупные брахисинклинали верхнего структурного яруса (Бонгая-Медяйская и Тамгуйская) приурочены к наиболее прогнутым участкам нижнего структурного яруса: Килый-Джелонской и Мутэ-Дэванаканской брахисинклиналам. В этом отношении можно, видимо, говорить о наследовании структурного плана в развитии обоих структурных ярусов. В то же время достаточно отчетливо наблюдается некоторое изменение в простираемости длинных осей структур верхнего яруса по сравнению с нижним от северо-восточного до субмеридионального (Тамгуйская и Аянская) и даже северо-западного (Бонгая-Медяйская брахисинклинали и грабен-синклинали Г. Г. Королева). Подтверждением такого изменения структурного плана может, на наш взгляд, служить и тот факт, что в пределах нижнего структурного яруса складки III порядка, осложняющие брахисинклинали II порядка, ориентированы также не в северо-восточном, а в субмеридиональном и северо-западном направлениях.

В пространственном распределении интрузий джугджурского комплекса, также принадлежащих к верхнему структурному ярусу, трудно

заметить какую-либо закономерность. Можно лишь отметить, что по типу своему они принадлежат к вулканоплутонической ассоциации (в понимании Е. К. Устиева, 1963) и большая их часть сопряжена пространственно с полями развития кислых эффузивов магейской свиты.

Значительная роль в геологической структуре северо-восточной части Удского наложенного прогиба принадлежит многочисленным разрывным нарушениям. Среди них отмечаются нарушения северо-восточного, северо-западного, реже субширотного и субмеридионального простирания. При этом наиболее крупные разрывные нарушения имеют северо-восточное или восток-северо-восточное простирание. К ним относится система разрывов, протягивающаяся вдоль всего северо-западного борта прогиба и образующая в совокупности Прибрежный (по Л. И. Красному, 1960) или Северо-Удский (по М. С. Нагибиной, 1963) разлом, принадлежащий к зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса. Протяженность Северо-Удского разлома в пределах описываемой части прогиба составляет около 250 км. Другим примером могут служить нарушения вдоль юго-восточной границы Мутэ-Алдонского интрузивного массива, имеющие протяженность около 100 км. К этой же системе принадлежит крупный разрыв, протягивающийся в восток-северо-восточном направлении от верховьев р. Киль — правого крупного притока р. Немуй — почти до устья р. Мутэ (около 40 км) и ряд более мелких нарушений. Протяженность разрывов других направлений не превышает 15—20 км, причем часть из них, видимо, представляет собой разрывы оперения более крупных разломов северо-восточного простирания.

По своему типу нарушения являются преимущественно сбросами, но, как правило, имеют и незначительную сдвиговую составляющую. Плоскости смещения обычно крутые, от 45° до вертикальных. Амплитуды вертикального смещения, наблюдавшиеся непосредственно в береговых обрывах Охотского моря, колеблются от 3—5 до 40—50 м. Учитывая, что такие амплитуды характерны для нарушений, прослеживающихся по простиранию на первые единицы километров, более крупные разрывы должны, вероятно, иметь и большие амплитуды смещения.

Разрывные нарушения контролируются зонами брекчирования и милонитизации с зеркалами скольжения. Мощность этих зон колеблется от 0,5—10 до 250—300 м. Только в пределах Северо-Удского разлома мощность зоны брекчированных пород возрастает местами до 1,5—2 км (например, в среднем течении р. Мутэ). Кроме того, как уже отмечалось выше, подвижки по разрывным нарушениям сопровождались появлением вблизи последних мелких складок IV порядка.

Из приведенного описания структурных ярусов видно, что среди складчатых структур II порядка наиболее четко выражены брахисинклинали, имеющие в плане овальную, удлинненно-овальную, реже неправильную форму. Брахиантиклинальные структуры обычно не имеют четких ограничений и охватывают довольно большие площади. Эта закономерность, свидетельствует, видимо, о том, что брахисинклинали II порядка возникли одновременно с накоплением вулканогенных образований и представляют собой вулканотектонические депрессии. Появление таких структур, по мнению В. Ф. Белого (1961), обусловлено явлениями синхронных компенсационных опусканий, происходивших вследствие извержения материала вулканического очага. Осложняющие же их структуры III и IV порядка, по классификации В. Ф. Белого, могут быть отнесены к собственно тектоническим, прерывистым пликативным дислокациям.

Изложенный выше материал по стратиграфии, магматизму и тектонике северо-восточной части Удского прогиба позволяет сделать некоторые выводы об истории его развития.

Как уже отмечалось выше, в течение верхнего триаса и почти всего юрского периода происходило интенсивное прогибание, компенсированное накоплением мощных толщ параллических морских моласс. Значительная амплитуда прогибания (более 8000 м) уже в верхней юре вызвала оживление краевых разломов Монголо-Охотского пояса и, в частности, Северо-Удского разлома, заложенного еще в нижнем протерозое. Об этом свидетельствует наличие в отложениях морской верхней юры туфогенного материала. С конца верхней юры вулканическая деятельность усиливается, но максимального развития она достигает в начале нижнего мела, когда на смену периодическим вспышкам вулканической активности, во время которых происходят преимущественно выбросы пирокластического материала с одновременным накоплением континентальных моласс, приходят повсеместные излияния лав среднего состава (немуйканская свита). К концу валанжина и готериву приурочены восходящие движения, обусловившие внедрение массивов удского интрузивного комплекса. В конце неокома вновь происходят локальные опускания и в пределах заложенных в этот период впадин накапливаются конгломераты боконской свиты. Локальный характер опусканий подчеркивается различным составом гальки в разных впадинах.

Новое усиление вулканической деятельности произошло в верхнем мелу, но, в отличие от предшествующего периода, пирокластический материал и лавы имеют преимущественно кислый состав. Непосредственно вслед за этим, в верхнем же мелу, произошли движения, вызвавшие внедрения массивов джугджурского интрузивного комплекса и смявшие породы боконской и магейской свит в очень пологие структуры. С этими же движениями связано заложение новых и обновление более древних разрывных нарушений, а также усложнение ранее сформированных структур нижнего структурного яруса, о чем упоминалось несколько ранее.

Выше мы уже отмечали, что эффузивные образования как немуйканской, так и магейской свит развиты преимущественно вдоль северного и северо-западного борта Удского наложенного прогиба, т. е. вдоль зоны Северо-Удского разлома. Незначительные поля развития средних эффузивов нижнего мела отмечаются также и вдоль южного его борта (за пределами описываемой территории). Интрузии же как ранне-, так и позднемеловые отмечаются только в непосредственной близости или в пределах самой зоны разлома, по северо-западному борту прогиба, подчеркивая его приразломный (шовный) характер.

Заканчивая описание тектоники северо-восточной части Удского прогиба, кратко суммируем основные выводы.

1. Мезозойские образования, выполняющие Удский прогиб, залегают на разнородном (нижнепротерозойском и палеозойском) фундаменте, а сам прогиб несомненно принадлежит к системе приразломных наложенных прогибов и впадин Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963).

2. Осадочно-туфогенные и вулканогенные образования континентного ряда позднеюрского-позднемелового возраста естественно наращивают разрез морских отложений верхней юры и тесно связаны с развитием структур Удского прогиба, а не Удско-Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса, как это предполагает Л. И. Красный (1960). Этот вывод подтверждается и тем, что в пределах Удского прогиба излияния средних эффузивов произошли, как это было показано выше, не позднее конца валанжина — начала готерива; тогда как в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса (по данным И. М. Сперанской, В. Ф. Белого и др.) формирование аналогичных толщ происходило в апт-альбе.

3. Описываемая часть прогиба выполнена мощной толщей осадочно-туфогенных и вулканогенных пород позднеюрского-поздне мелового возраста, прорванных двумя интрузивными комплексами: ранне- и поздне меловым.

4. По своему составу толщи, выполняющие северо-восточную часть прогиба, подразделяются на две серии, каждая из которых начинается осадочно-туфогенными и заканчивается вулканогенными образованиями (среднего состава для нижней серии — немуйканская свита — и кислого состава для верхней — магейская свита).

5. Выделенные серии принадлежат к различным структурным ярусам, отличаются по степени дислоцированности пород и разделены перерывом и угловым несогласием.

6. Среди структур, описанных в северо-восточной части Удского наложенного прогиба, по их генезису можно выделить две группы: 1) вулканотектонические просадки, к которым относятся брахисинклинальные структуры II порядка; 2) собственно тектонические дислокации — пликвативные (складки III и IV порядка, осложняющие структуры II порядка) и дизъюнктивные.

Литература

- Гавриков С. И. К истории геологического развития Охотского массива. Сов. геология, № 2, 1965.
- Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 15, Магадан, 1961.
- Белый В. Ф., Ефимова А. Ф., Паракецов К. В. Нижний мел северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Сов. геология, № 10, 1965.
- Гольденберг В. И. Некоторые вопросы стратиграфии мезозойских отложений и тектоники юго-восточной окраины Алданского щита и примыкающей части Монголо-Охотской складчатой области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, вып. 5, 1961.
- Ефимова А. Ф. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР. Тр. совещ. по разраб., униф. стратигр. схем Северо-Востока СССР, 1957. Магаданское книжное изд-во, 1959.
- Королев Г. Г. Новые данные о стратиграфии и тектонике мезозоя Удского прогиба (Дальний Восток). Докл. АН СССР, т. 159, № 2, 1964.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Госгеолтехиздат, 1960.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 37, 1960.
- Красный Л. И., Чемяков Ю. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Уды (Хабаровский край). Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер. т. 2, Госгеолтехиздат, 1955.
- Моралев В. М. Тектоника Преддзуджурского мезокайнозойского наложенного прогиба. Сб. «Тектоника Сибири», т. I, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Никифорова И. К. Геологическое строение верхнеюрских и нижнемеловых отложений Удско-Торомского района Западного Приохотья. Тр. Дальневост. фил. АН СССР им. В. А. Комарова. Сер. геол., т. VI, 1960.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 16, Магадан, 1963.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1963.

Второе гидрогеологическое управление
Министерства геологии СССР

Статья поступила
1 марта 1966 г.

THE TECTONICS OF THE NORTH-EASTERN PART OF THE UDSKIY BASIN

On the basis of new data on stratigraphy and magmatism a description of both the general structure of the north-eastern part of the Udskiy basin and the particular structures spread within its limits and relevant to different structural stages is presented in this article. These data allow us to consider the basin to be a fault structure superposed on a heterogeneous base where the Proterozoic rocks of the Stanovik-Dzhugdzhur are conjugated with the Paleozoic structures of the Mongolo-Okhotskiy belt. And igneous formations known within its limits are closely connected with the development of the basin itself rather than with that of the Udsko-Okhotskaya branch of the Gkhotsko-Chukotskiy volcanic belt.

XX-th Region Expedition
Second Hydrogeological Board
Ministry of Geology of U. S. S. R.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(479.2)

М. И. РУСТАМОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮЖНОГО ЗАНГЕЗУРА

Южный Зангезур, в пределах которого сосредоточены многочисленные месторождения, является одним из основных рудных районов Кавказа. С другой стороны, этот район интересен тем, что в его пределах выступает самый крупный на Малом Кавказе многофазный и полифазный Мегри-Ордубадский батолит. Вопросам петрологии и металлогении Южного Зангезура посвящены труды многих авторов, но тектоническое строение освещено, на наш взгляд, слабо, и в настоящее время положение этого района в системе мегантиклинория Малого Кавказа является наиболее неопределенным, так как в существующих схемах тектонического районирования Малого Кавказа оно трактуется весьма различно.

В результате многолетних (1958—1965 гг.) исследований Южного Зангезура нами получены новые данные о механизме и последовательности формирования батолита, выявлены ранее неизвестные выходы метаморфического комплекса докембрия нижнего палеозоя и ряд разломов глубокого заложения. Все это позволяет пересмотреть структуру рассматриваемой области в свете новых данных.

Имеющийся в настоящее время материал по Зангезуру и прилегающим областям позволяет выделить в стратиграфическом разрезе три структурных комплекса, отвечающих главным этапам развития области. Каждый из этих этапов характеризуется своеобразным ходом развития, своим набором формаций и завершается формированием своей особой тектонической структуры. В свою очередь, отдельные комплексы могут быть подразделены на структурные этажи.

1. Первый, древнейший структурный комплекс — байкальский, охватывает отложения докембрия — нижнего палеозоя. Обнажается он вдоль Гирратахского разлома под верхним девонном и в Ньювадинском выступе внутри батолита. Наряду с этим нами впервые установлены выходы данного комплекса в районе с. Пазмара (Надичеванская АССР), а также многочисленные ксенолиты и агматиты в адалеллитовой фазе батолита. Они представлены различными сланцами, амфиболитами, роговиками, слабо метаморфизованными роговообманковыми и диабазовыми порфиритами, местами пачками мраморов и интрузивных пород типа гранито-гнейсов.

Метаморфический комплекс имеет широкое развитие на правобережье р. Аракса (Миртчан, 1958; Mostofi, 1959; Rjeben, 1934), прослеживается вдоль Карадагского хребта и резко несогласно перекрывается средним палеозоем и верхним мелом.

Общим для всех выходов является однообразный региональный метаморфизм и интенсивная складчатость субширотного (Крадаг, Ньюади) или субмеридионального (Гирратах) направлений.

Предполагается (Милюновский, Хаин, 1964; Хаин, 1949), что рассматриваемый комплекс образовался в условиях ультрагеосинклинального режима, в конце которого оформилась консолидированная платформенная кора, в последующем послужившая субстратом герцинских и альпийских структур.

2. Второй — герцинский структурный комплекс, представленный карбонатной формацией мощностью более 3,5 км, накапливался в едином, обширном Араконском мно-

геосинклинальном прогибе, существовавшем на юге Малого Кавказа и в прилегающей области Анатолии и Ирана от среднего палеозоя до конца триаса.

В южном Зангезуре, представляющем северо-восточную краевую часть этого обширного прогиба, выступают верхнедевонские отложения (известняки, глинистые сланцы и кварциты, 500 м) с мощной (300 м) толщей конгломератов (базальные и межформационные) в основании и местами сохранившиеся от размыта маломощные пакки известняков перми. Нам представляется правильным отнести конгломератовую толщу к среднему девону, как прибрежную фацию начала герцинского этапа осадконакопления, тем более, что подобные отложения в прибрежных зонах имеют региональное развитие (Гималайский и альпийский орогенез, 1964; Mastofi, 1959) и, с другой стороны, мощность верхнего девона не превышает 500—600 м по всему Араксинскому прогибу (Азизбеков, 1961; Гималайский и альпийский орогенез, 1964).

3. Третий структурный комплекс данного района — альпийский. Его нижний этаж охватывает отложения юры и нижнего мела, отвечая времени резкого изменения тектонического режима и структурного плана Малого Кавказа. В это время в области развития отложений герцинского структурного комплекса устанавливается геантиклинальный режим и она испытывает складчатость, а Малокавказская герцинская геантиклиналь (срединный массив) вовлекается в интенсивное попружение, характеризующееся эвгеосинклинальным развитием, а затем поднятием и складчатостью, сопровождаемыми гранитоидными интрузиями. Соответствующие образования выступают за пределы исследуемой области в Кафанском антиклинории.

Второй альпийский структурный этаж, сложенный отложениями верхнего мела и палеогена, состоит из двух подэтажей — верхнемелового (карбонатно-терригенного), эоценового (вулканогенного, вулканогенно-осадочного и терригенного) и олигоценного (красноцветно-обломочного), соответствующих этапу интенсивного прогибания, а затем поднятию и складчатости наложенного Ордубадского синклинория.

В Южном Зангезуре выступают терригенные отложения тулона (600 м), содержащие гальку черных известняков, сланцев и гранитов основания, известняки коньяк-кампа (350 м), глины, песчаники и мергели маастрихта и датского яруса — палеоцена (1200 м). Наибольшая мощность этих отложений наблюдается к западу от Аксаракского разлома. К востоку от него, в бассейне р. Меригет, они имели сокращенные мощности и в значительной степени были размыты вследствие межъярусных и внутриярусных регрессий и трансгрессий, достигавших наибольшего значения на рубеже мела и палеогена.

Интересно отметить, что указанные отложения в окрестности г. Ордубада прорываются многочисленными субвулканическими телами порфиритов разнообразной морфологии. Определение абсолютного возраста этих образований (52—55 млн. лет) из наших коллекций подтверждает мнение Ш. А. Азизбекова (1961) об их нижнеэоценовом возрасте. Из комплекса отложений эоцена, достигающих наибольшей мощности (более 3500 м) в разрезе Ордубадского синклинория в Южном Зангезуре, развиты в основном нижний и средний отделы (Азизбеков, 1961; Мкртчян, 1958), представленные вулканогенной и вулканогенно-осадочной фациями.

Позднеэоценовый орогенез в пределах мел-палеогенового прогиба выразился в инверсии Ордубадского синклинория, характеризующегося отсутствием морских отложений верхов верхнего эоцена и накоплением в Джульфинском межгорном прогибе континентально-обломочных и молассоподобных образований олигоцена (600 м), и завершился в конце олигоцена и раннем миоцене линейной складчатостью и внедрением Мегри-Ордубадского батолита.

Нами установлено, что внедрение батолита (в интервале 24—45 млн. лет) происходило в два этапа, отвечающих моментам усиления тектонических движений. Соответственно формирование батолита явилось результатом проявления двух интрузивных циклов. Первый цикл представлен габбровой и адамеллитовой фазами, являющимися дифференциатами кислой магмы, а второй цикл объединяет три фазы: габброидную, монсонитовую и граносениитовую, представляющие собой дифференциаты субщелочной магмы. Причем каждая фаза, наряду с главными фазовыми внедрениями, характеризуется дополнительными интрузиями, субфазами и дайковыми комплексами.

Последний — третий альпийский структурный этаж в составе отложений плиоцена в озерно-континентальной фации залегает на размытой поверхности батолита в бассейне р. Меригет. Эти отложения представлены (Мкртчян, 1958) угленосными и сланцеватыми глинами (25 м) и мощной (400 м) толщей конгломерато-брекчией. Наряду с этим к рассматриваемому этажу относятся экстразивные и эффузивные дациты в районе сел. Таштун и молодые трахи-андезитовые лавы перевала Айчангыл и сел. Насирваз.

Южный Зангезур В. П. Ренгартемом и М. В. Муратовым (1946) включен в Кафанское поднятие, сложенное в ядре отложениями докембрия, девона и юры (эоценовые порфириты Зангезура согласно представлениям ранних исследователей считались юрскими), которые прорываются гранитоидной интрузией.

В тектонической схеме Л. Н. Леонтьева (1949), рассматриваемая область совместно с Кафанской зоной выделена в Зангезурский «антиклинорий» Мисхано-Зангезурской зоны, состоящей из прех кулисообразно расположенных антиклинорий: Зангезурского, Южно-Гокчинского, Ленинкан-Араканского.

В последующем многие исследователи Зангезурский (или Кафанский) антиклинорий также включали в состав Мисхано-Зангезурской зоны и рассматривали как ее

юго-восточный выступ. Между тем указанный антиклинорий по возрасту слагающих его пород, а также по магматизму и металлогении состоит из двух самостоятельных зон: Ордубадской и Кафанской, входящих в различные тектонические зоны Малого Кавказа.

После выявления природы и значения Гирратахского глубинного разлома, являющегося отражением главного тектонического шва Малого Кавказа и проходящего между указанными зонами, в тектонических схемах В. Е. Хаина, Е. Е. Милановского, (1964), Ш. А. Азизбекова, (1961), С. С. Мкртчяна (1958) и др. Зангезурский антиклинорий выделяется как самостоятельная структура первого порядка, входящая в состав Мисхано-Зангезурской зоны.

С другой стороны, Южный Зангезур на основе прежних геологических данных, представлен А. Т. Асланяном (1958), как раздвоенный антиклинорий. Здесь он выделяет две крупные предолоценовые антиклинальные складки, тем самым искусственно разделив батолит на две возрастные группы: предъюрскую, приуроченную к восточной антиклинали, и позднеоценовую — к западной антиклинали.

А. А. Габриелян (1959) по возрасту складчатости наряду с Зангезурским антиклинорием, выделяет ряд антиклинорийных структур, кулисообразно расположенных внутри «Армянского блока» Малого Кавказа. Причем эти структуры он считает позднеоценово-раннемиоценовыми, объединяя их в возрастном отношении с Джульфинским и Шарурским антиклинориями, которые фактически являются допозднемиоценовыми.

Как видно из вышеизложенного, несмотря на противоречивые взгляды на тектоническое положение Зангезурского антиклинория, все исследователи рассматривают его как структуру первого порядка, равноценную Ордубадскому синклинорию, Кафанскому антиклинорию и др. Однако в тектонических схемах указанных исследователей между Зангезурским и Кафанским антиклинориями совершенно отсутствует синклинорная структура, являющаяся обычным тектоническим элементом в альпийской геосинклинальной области.

По их мнению, Зангезурский антиклинорий занимает высокогорную область одноименного хребта и граничит на востоке по Гирратахскому глубинному разлому с Кафанским антиклинорием, на западе с Ордубадским синклинорием, а на севере, в верховьях рек Гилянчай и Охчичай, погружается под отложения эоцена. Юго-восточное продолжение антиклинория, согласно указанным исследователям, остается неопределенным ввиду отсутствия геологических данных по северному Ирану. Что касается предположения некоторых исследователей о продолжении Зангезурского антиклинория на территории Иранского Карадага, основанного на распространении метаморфического комплекса, то оно является нереальным. Во-первых, выделенные структуры в Южном Зангезуре и Иранском Карадаге разновозрастные и разного порядка; во-вторых, как будет указано ниже, имеющиеся в Южном Зангезуре горстовое поднятие в долине р. Аракса резко заворачивает, как и другие структуры Ордубадского синклинория, к востоку и опирается в шовную зону, не протягиваясь к Карадагу.

Накопленные нами за последнее время фактические данные, а также анализ литературного материала показывают, что выделение Зангезурского антиклинория скорее может быть оправдано с позиций геоморфологических, чем тектонических. Обычно при этом осылаются на наличие в ядре крупного гранитоидного массива и выходы интенсивно дислоцированных метаморфизованных пород докембрия и эопалеозоя, выступающих вдоль Гирратахского глубинного разлома и в районе сел. Ньювади. Эти факты, как мы увидим ниже, не могут служить обоснованием для выделения такой структуры первого порядка, в качестве которой фигурирует в работах, опубликованных ранее, Зангезурский антиклинорий.

Особенности геологического строения и развития Южного Зангезура и прилегающих областей позволяют выделить в его пределах следующие структуры первого порядка (рис. 1): Южно-Азербайджанский (герцинский), Кафанский (раннеальпийский) антиклинорий и Ордубадский (среднеальпийский) синклинорий. Они отличаются друг от друга стратиграфическими разрезами, возрастом складчатости, типами пикативных структур и формациями горных пород, магматизмом, металлогенией и характером гравитационного поля.

Южно-Азербайджанский антиклинорий прослеживается по правобережью р. Аракса (на 10—20 км южнее русла), вдоль Карадагского хребта, на территории Южного Азербайджана, имея близширотное простираение от 47 меридиана до Джульфинского поперечного прогиба. Он сложен (Гималайский и альпийский орогенез, 1964; Mastofi, 1959; Riaben, 1934; Stahl, 1909) в ядре метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, а северо-западная периклинали и крылья, обрамленные Ордубадским и Табризским синклинориями — отложениями среднего и верхнего палеозоя и триаса. Далее на северо-западе он продолжается в виде отдельных кулисообразно расположенных широких или небольших сложнопостроенных антиклинорийных структур (Шаруро-Джульфинский антиклинорий, по Л. Н. Леонтьеву и Ш. А. Азизбекову), разобщенных миоценовыми среднеаркаскими наложенными прогибами.

Ось антиклинория на северо-западном сегменте проходит по долине р. Аракса и резко погружается на участке восточного подножия вулкана Арапат, причем в ядре выступают (Mostofi, Frei, 1959) терригенно-карбонатные отложения девона, а на поднятиях шарнира — метаморфические образования докембрия — древнего палеозоя. Крылья антиклинория сложены терригенно-карбонатными отложениями среднего и

верхнего палеозоя и триаса с видимой мощностью более 3,5 км, которые трансгрессивно и резко несогласно перекрываются отложениями верхнего мела и палеогена с сокращенными мощностями. В остаточном Нахичеванском прогибе в строении антиклинория принимают участие юрские вулканогенно-осадочные образования. Таким образом, палеозойско-раннемезозойские отложения, выступающие на территории Нахичеванской АССР, по существу представляют собой лишь часть северо-восточного крыла Южно-Азербайджанского антиклинория, юго-западное крыло которого расположено на территории Ирана. Выделение этой структуры, особенно на Карадагском хребте, делает понятным крутой изгиб на восток, испытываемый складками Ордубадского

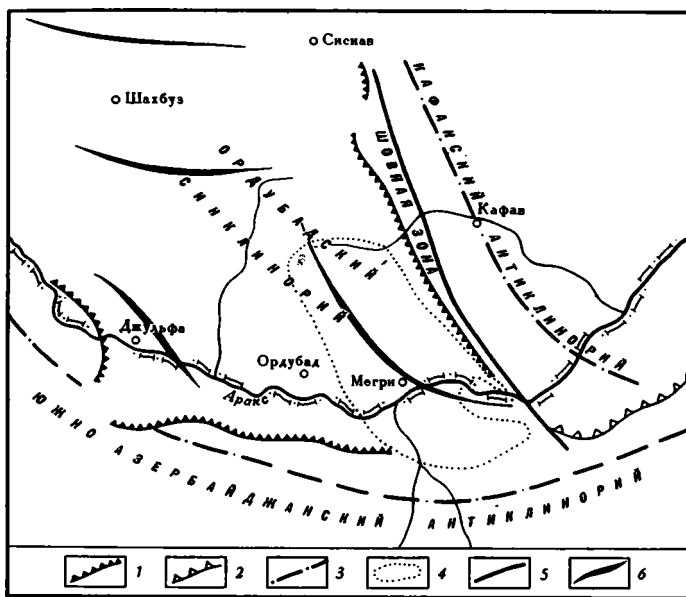


Рис. 2. Схема взаимоотношений структур первого порядка юга М. Кавказа и Ирана. Составил М. И. Рустамов

1— верхний мел-палеогеновый структурный этаж; 2— юра-раннемеловой структурный этаж; 3— ось антиклинория; 4— контуры Мегри-Ордубадского батолита; 5— Гирратахский глубинный разлом; 6— поднятие

синклинория и Кафанского антиклинория, сходящимися в складчатый пучок в долине р. Аракса.

Кафанский антиклинорий, ориентированный дискордантно по отношению к Карадагскому сегменту Южно-Азербайджанского антиклинория, с запада по Гирратахскому глубинному разлому праничит с Ордубадским синклинорием и погружается в СЗ направлении на левобережье р. Базарчай (Воротан). По литературным данным (Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Мкртчян, 1968), в сводовой части антиклинория (район Кафана) выступают вулканогенные породы нижней и средней юры, которые по крыльям его трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями верхней юры и нижнего мела. Согласно гравиметрическим данным (Гаджиев, 1965), здесь наблюдается поднятие древнепалеозойского субстрата, непосредственно залегающего под юрскими отложениями.

Ордубадский синклинорий в целом располагается в герцинском многоосклинальном блоке М. Кавказа и наложен в позднем мелу на северо-восточное крыло Южно-Азербайджанского антиклинория (рис. 2), вследствие чего он имеет асимметричное строение, характеризующееся более пологим юго-западным и довольно крутым северо-восточным крылом, что обусловило тяготение оси прогибания к востоку, т. е. к шовной зоне двух блоков. Этим строением обладают не только заполняющие синклинорий верхнемеловые и палеогеновые отложения, но также и среднепалеозойские образования фундамента.

Анализ фаций и мощностей мел-палеогеновых отложений показывает, что Ордубадский синклинорий наложен на неоднородный фундамент (рис. 2), расколотый на отдельные блоки продольными (общекавказскими) разломами, принадлежащими двум, близким по направлению, но пересекающимся под острым углом системам. Близкородные разломы отражают простиранье выступа Карадагского сегмента кристаллического фундамента Южно-Азербайджанского антиклинория, а близмеридиональные — направление главного тектонического шва Малого Кавказа.

В период геантиклинальной стадии ($J_3 + C_{T1}$) развития области отдельные блоки, ограниченные разломами глубокого заложения, испытывали неравномерное поднятие, что вызвало неоднородный размыв верхнепалеозойско-триасовых отложений и обусловило гетерогенность фундамента Ордубадского синклиория по мощности палеозой-

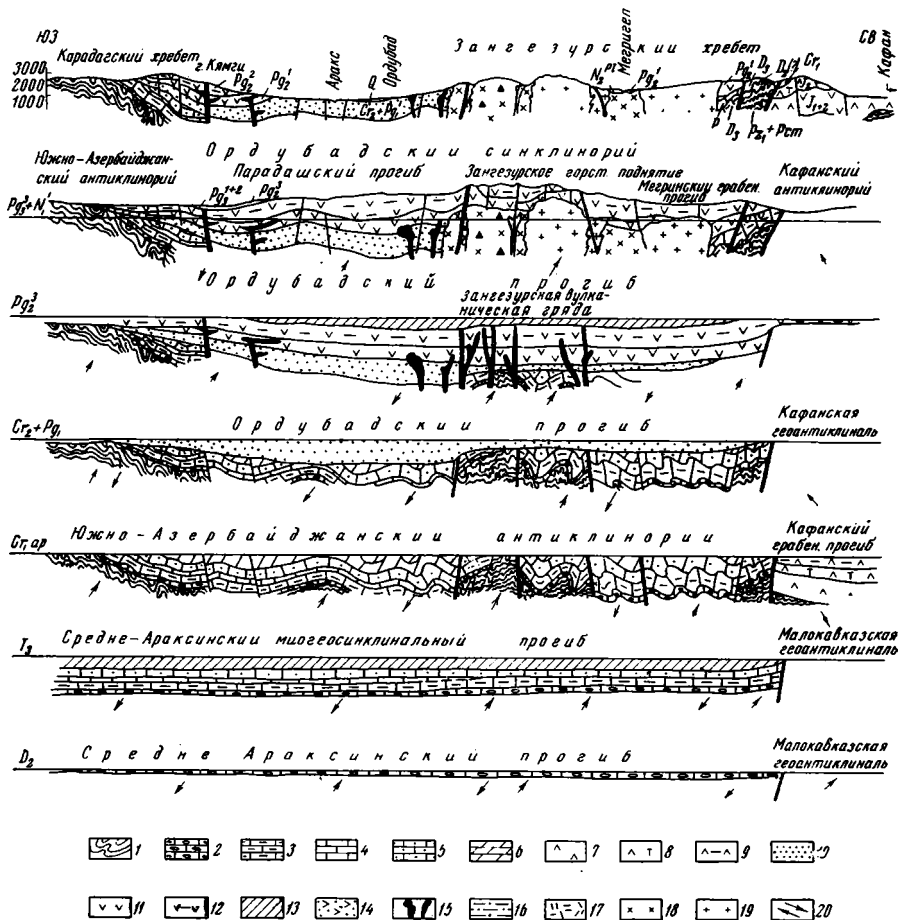


Рис. 2. Палеотектонические профили по линии Карадагский хребет — г. Ордубад — г. Кафан. Составил М. И. Рустамов.

Байкальский структурный комплекс: 1 — метаморфическая формация ($Pz_1 + P_{cm}$). Герцинский структурный комплекс; 2 — известково-конгломератовая (D_2); 3 — сланцево-известняковая (D_3); 4 — известняковая (C_1); 5 — битуминозно-известняковая (P); 6 — доломитовая (T) подформация. Альпийский структурный комплекс: а — ранний структурный этаж; 7 — вулканогенная (J_{1+2}); 8 — вулканогенно-обломочная (J_3); 9 — вулканогенно-осадочная (C_{T1}) подформации; б — средний структурный этаж; 10 — карбонатно-терригенная ($Pg_1 - C_{T1}$); 11 — вулканогенная (Pg'_2); 12 — вулканогенно-осадочная (Pg^2_2); 13 — терригенная (Pg^2_2); 14 — красно-цветно-обломочная подформации (Pg_3); 15 — субвулканическая андезитовая формация; б — поздний структурный этаж; 16 — озерно-континентальная подформация (N_2^{PI}); 17 — субвулканическая андезиито-дацитовая формация. Интрузивный комплекс батолита; 18 — интрузивные фазы раннего цикла внедрения; 19 — интрузивные фазы позднего цикла внедрения; 20 — движения разного знака

ского чехла и глубине залегания древнего субстрата. Следует отметить, что в период развития Ордубадского синклиория ранее наиболее приподнятые блоки на фоне общего погружения отставали от смежных зон и представляли собой перемычки (Зангезурская, Дарыдагская, Аггаинская, Карагюзейская), которые в период инверсии и в последующее время вовлекались в относительно большие воздымания. Эти положительные структуры обычно в центральных частях синклиория имеют близширотное простирание, а в прибортовой зоне повторяют ее контуры.

Подобные структуры имеют широкое развитие в Еревано-Ордубадском синклиории, расчленяют его на несколько структурно-фациальных зон и контролируют размещение вулканических аппаратов, интрузивных образований и эндогенных месторождений.

Южный Зангезур в структурном отношении представляет собой тектонический клин между Южно-Азербайджанским и Кафанским антиклинориями и составляет

юго-восточную часть Ордубадского синклинория (рис. 1, 2). В основном, территорию района занимают интрузивные породы батолита, однако юго-западное падение отложенный девона и эоцена на восточном борту батолита (с.-в. крыло) и северо-восточное погружение отложений палеозоя, триаса, верхнего мела и эоцена на правобережье р. Аракса (ю.-з. крыло) обрисовывают синклинорный характер структуры Южного Зангезура. Что касается выходов из-под отложений верхнего девона метаморфического комплекса в полосе между Гирратахским и Ахсакалом разломами, т. е. в северо-восточной бортовой зоне Ордубадского синклинория, то они, по всей вероятности, связаны с тектоническим развитием зоны главного шва, по которому амплитуда вертикальных движений составляет более 16 км. Таким образом, нет сомнений в том, что выходы метаморфического комплекса между указанными разломами являются следствием тангенциального сдавливания и течения материала в шовную зону.

Наблюдаемые в этой полосе интенсивная перематость, сильно сжатые, часто изоклинальные и опрокинутые складки (Мкртчян, 1958), которые отсутствуют в пределах юго-западного борта синклинория, указывают на то, что эта полоса в целом представляет собой шовную структуру между двумя крупными зонами (глыбами) Малого Кавказа. В связи с этим отметим, что указанный шов следует представлять не как один крупный Гирратахский разлом, а как целую полосу, в пределах которой наблюдаются следы продолжительных контрастных движений (многократное поднятие и опускание), происходивших со времен заложения Араксинской многоосинклинали в девоне и до четвертичного периода включительно.

Эта шовная зона в региональном масштабе по простиранию то суживается, то расширяется; на отдельных участках ее преобладали восходящие движения (Зангезур, Мисхана), обусловившие выходы на поверхность древнего субстрата, а на других участках — нисходящие движения (район г. Сисиан), приведшие к погружению древнего субстрата и утолщению (65 км) земной коры (Гаджиев, 1966).

Совершенно в другом структурном положении находится Нювадинский и Пазмаринский выступы метаморфической толщи докембрия нижнего палеозоя. Между этими двумя выступами в широкой полосе, ограниченной разломами глубокого заложения, внутри адаметлитовой фазы и в Хазарюрдском сателлите встречаются многочисленные ксенолиты (20—30% общей массы) кристаллических сланцев и их агматиты (где сланцы составляют 80—90%) в ущелье р. Ордубадчай и на южном склоне г. Союх. Наличие их на большом протяжении указывает на неглубокое залегание древнего субстрата, представляющего собой в структурном отношении более высоко приподнятую полосу, чем смежные зоны, расположенные к востоку (Мегринский прогиб) от Нювади-Дибаклинского и к западу (Парадашский прогиб) от Агарак-Зайлидаринского разломов. Обычно в этих зонах (прогибах), особенно в районе восточных притоков р. Мегригет, широко развиты апикальные фаши батолита с останцами кровли эоцена.

Северо-западное продолжение этого поднятия, где развиты более поздние фазы батолита (2-й цикл внедрения) и вмещающие породы эоцена, отчетливо устанавливается по выполаживанию углов падения на крыльях линейных складок во вмещающей раме, гипсальности всех фаз, слабому эжзоконтакту, элементам первичной структуры течения, наличию в граносиенитовой фазе локальных перемещений расплава и структуры выпирания, расположению на одном гипсометрическом уровне (3000 м) продуктов гравитационной дифференциации (монцодиориты и пироксен-оливиновые монцитониты) монцитонитовой фазы и др.

Эоценовые отложения в верховьях рек Гилянчай и Охчичай очерчивают северо-западную периклинали, а юго-восточная периклинали, в связи с довольно крутым заворотом поднятия к востоку на правом склоне долины р. Аракса, упирается в шовную зону.

Возрождение тенденций активного воздымания этого поднятия происходило в период складчатости и внедрения Мегри-Ордубадского батолита¹, вслед за геосинклинальной стадией развития Ордубадского синклинория, когда Южный Зангезур в целом, особенно в эоцене (мощность более 3500 м), испытывал глубокое погружение. При таком интенсивном погружении рассматриваемое поднятие представляло собой погребенную структуру и арену интенсивной вулканической деятельности вдоль вулканической гряды на Зангезурской островной дуге, что подтверждается наличием многочисленных эжструзивных и субвулканических образований эоцена в зоне его западного погружения и изменением фаций и мощностей к востоку и западу от Зангезурского хребта. С другой стороны, развитие здесь дайковых поясов «порфиров», наличие плиоценовых дацитов (сел. Таштун и др.) в разломах, ограничивающих поднятия, мощные озерные отложения Мегринского прогиба, большая (450 м) амплитуда смещения поверхностей выравнивания и антицедентные долины говорят о том, что в пределах этого поднятия, после окончательного становления батолита, еще продолжали интенсивно действовать горообразовательные движения, отчетливо проявившие себя и в четвертичное время.

Таким образом, в пределах Южного Зангезура, сложенного в основном гранитоидами батолита, выделяется молодое горстовое поднятие, которое четко ограничивается

¹ Имеется в виду отрезок времени, включающий конец позднего эоцена и олигоцен-ранний миоцен

зонами Ордубадского и Дебаклинского глубинных разломов. В свою очередь, это поднятие расколото разломами на отдельные блоки, характеризующиеся различной вертикальной перемещенной. В целом же в зоне поднятия воздымание более значительное, чем в смежных прогибах. Это, по-видимому, взаимообусловлено и взаимосвязано с приуроченностью к этому поднятию всех пяти фаз батолита, а так же всех медно-молибденовых месторождений и проявлений Южного Зангезура.

Мегринский грабен в структуре Южного Зангезура определяется по наличию в его пределах мощных (более 400 м) озерно-континентальных отложений плиоцена, по уцелевшим от размыва останцам нижнеэоценовой вулканогенной толщи и по широкому развитию аликальной фации батолита. Он имеет в плане угловатую ромбообразную форму, располагается между двумя относительно интенсивно вздымающимися блоками (шовная зона на востоке и Зангезурское поднятие на западе) и ограничивается с боков разломами глубокого заложения. В юго-восточном направлении на левом склоне долины р. Аракс он выклинивается, а в северо-западном направлении вливается в широкий Шахбузский прогиб.

По генетическому типу Мегринский грабен является типичной структурой растяжения, характеризующейся сложным дншцем и резко нарушенными бортами, вдоль которых сосредоточены наиболее погруженные участки.

Парадашский прогиб, прилегающий с запада к Зангезурскому поднятию, подробно описан Ш. А. Азизбековым (1961).

Значительную роль в создании современного сложного тектонического строения Южного Зангезура играли разломы глубокого заложения, которые образуют здесь строгие системы близширотного, близмеридионального и северо-восточного направления и различаются, как по своим структурным особенностям, так и по глубине их заложения. Они либо самостоятельно, либо в сочетании контролировали фации и мощности мел-палеогеновых отложений, распределение отдельных фаз батолита, дайковые пояса, оруденение и проявления молодого вулканизма.

Все изложенное выше позволяет нам в пределах Южного Зангезура выделить следующие структуры:

- а) шовную зону — между Гирратахским и Ахсакалским разломами;
- б) Мегринский грабен — между шовной зоной и Ньюади-Дебаклинским разломами;
- в) Зангезурское горстовое поднятие — между Ньюади-Дебаклинским и Акarak-Пазмаринским разломами;
- г) Парадашский прогиб — к юго-западу от Акarak-Пазмаринского разлома.

Таким образом, Мегри-Ордубадский батолит приурочен не к ядру Зангезурского антиклинория и не к Гирратахскому глубинному разлому, а к клинообразной, расколотовой, сложно построенной юго-восточной оконечности Ордубадского синклинория, где наблюдается стык трех структур (Южно-Азербайджанская, Кафанская и Ордубадская) первого порядка (рис. 1) и широкое развитие пучков разломов глубокого заложения.

Наличие грабена и горстового поднятия в Южном Зангезуре, где в основном распространены интрузивные породы, постепенное развитие этих структур во время внедрения батолита, по-видимому, разрешает проблему пространства в формировании крупных батолитов в пользу глыбового перемещения, путем оседания одних и воздымания других блоков при незначительной роли бокового сжатия.

С другой стороны, приуроченность батолита и вулканических аппаратов эоцена к одним и тем же структурам, наличие мощных вулканогенных образований вмещающей рамы позволяют параллелизовать Мегри-Ордубадский батолит с батолитами кальдер опускания, описанным А. Баддингтоном. Однако этот вопрос все еще требует критического изучения и более надежных критериев для своего разрешения.

В заключение считаю своим долгом выразить искреннюю благодарность В. Е. Ханну за ценные советы и критические замечания, сделанные им в рукописи статьи.

Литература

- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», Ереван, 1958.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
- Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Изд-во «Азербайджан», Баку, 1965.
- Гималайский и альпийский орогенез. Изд-во «Недра», 1964.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 24, вып. 4, 1949.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологический очерк Кавказа Изд-во МГУ, 1964.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область АрмССР. Изд-во АрмССР, Ереван, 1958.
- Муратов М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинклинали области Юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.

- Ханн В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геология, Сб. 39, 1949.
- Mostofi B., Frei E. Geological map of Iran 1:250 000 with explanatory notes compiled by the geological staff of the Iran Oil Company. 1959.
- Rieben H. Contribution a la geologie de l'Azerbeidjan Persian. Bul. Soc. neuchat. sic. nat, t. 59, 1934.
- Stahl A. F. Geologische Beobachtungen im nordwestlichen Persien. Petermanns geogr. Mitt. H. 1, 1909.

Институт геологии
АН АзербССР

Статья поступила
6 января 1966 г.

УДК 551.243.4(234.850)

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, А. Ш. КУДАШЕВ

О НОВЫХ НАДВИГАХ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УРАЛА

С целью поисков месторождений нефти и газа на ряде структур западного склона Урала в последние годы проведены детальные геолого-съёмочные работы и начато глубокое структурно-поисковое и разведочное бурение.

При этом выясняются многие важнейшие особенности тектоники, в частности устанавливается широкое развитие здесь надвигов и структур покровного типа (Камалетдинов, 1962, 1965).

Как известно, в последние два десятилетия осуществление надвигов на Урале большинством геологов не признавалось или же этим структурам отводилась самая скромная роль в строении этого хребта.

Среди работ этого периода следует отметить лишь статью В. Д. Наливкина (1954), в которой описаны пологие надвиги в окрестностях г. Чусового.

Учитывая, что вопрос о надвигах на Урале является весьма важным и сложным, особенно если принять во внимание, что некоторыми исследователями он продолжает оспариваться (Малахова, 1965, 1966) представляется необходимым привести новые доказательства существования надвигов, полученные при бурении глубокой скважины на западном склоне Южного Урала, на междуречье Белой и Большого Ика.

Эта скважина была начата в песчаниках сакмарского яруса нижней перми, слагающих свод Таушской антиклинальной структуры, и до глубины 1605 м вскрыла разрез палеозойских отложений вплоть до турнейского яруса нижнего карбона в нормальной стратиграфической последовательности.

Затем она вновь вошла в сакмарские породы, под которыми вскрыла ассельские, каменноугольные, девонские и оилурийские образования.

С глубины 3656 м скважина вошла в породы ашинской свиты венда, забой ее оставлен на глубине 3681 м.

Крылья Таушской складки на поверхности сложены отложениями артинского возраста (рис. 1).

Артинский ярус расчленяется на две толщи. Верхняя представлена в основном песчаниками зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми, полимиктовыми, иногда известковистыми. Мощность 550—600 м. Нижняя толща — аргиллиты с прослоями алевролитов, мергелей и реже песчаников и известняков с фузулинидами. Мощность до 450 м.

Сакмарский ярус представлен переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями мергелей с аммоноидеями¹: *Agathiceras* (*Agathiceras*) *uralicum* (Karp.), *Uraloceras* *limatulum* Ruzh., *U. simense* Ruzh. и др. Видимая мощность 73 м.

Ниже разрез вскрыт скважиной, начатой в сводовой части складки, где пласты имеют пологое залегание (0—12°), поэтому интервалы пройденного разреза весьма близки к истинной мощности.

Сакмарские породы это скважиной вскрыты до глубины 743 м. Они, как и на поверхности, сложены песчаниками с прослоями алевролитов, мергелей и реже известняков.

¹ Определения М. А. Богословской.

Ассельский ярус выделяется в интервале 743—821 м. Коричнево-серые известняки и доломиты.

Верхний карбон (821—831 м). Аргиллиты темные, тонкослоистые, с обуглившимися растительными остатками, с прослоями мергелей и известняков.

Средний карбон (831—1213 м). Известняки и доломиты серые, прослоями содержащие многочисленные фораминиферы¹; *Archaeidiscus baschkircus* Krest. et Theod., *A. krestovnicovi* Raus., *A. aff. pseudomoelleri* Reitl., *Parastaffella struvei* (Moell.) и др.

Намюрский ярус (1213—1294 м). Доломиты светло-серые, с прослоями органических известняков, в кровельной части содержащих *Archaeidiscus pseudomoelleri* Reitl., *Eostaffella prisca* Raus., *Tolipamma* sp. и др.

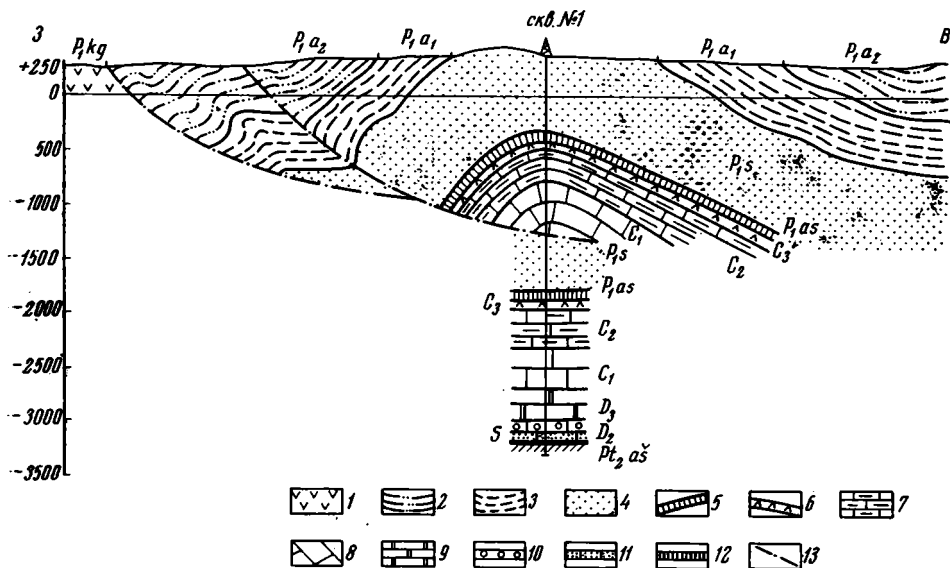


Рис. 1. Геологический разрез через Таушскую антиклиналь

1 — кунгурский ярус, загипсованные песчаники, гипсы; 2 — артинский ярус, верхняя толща, песчаники, алевролиты, прослой артиллитов и мергелей; 3 — артинский ярус, нижняя толща, аргиллиты с прослоями алевролитов и известняков; 4 — сакмарский ярус. Песчаники и алевролиты с прослоями мергелей; 5 — ассельский ярус, известняки; 6 — верхний карбон, аргиллиты с прослоями мергелей; 7 — средний карбон, известняки и доломиты; 8 — нижний карбон, доломиты и известняки; 9 — верхний девон, известняки с прослоями песчаников в нижней части; 10 — средний девон, известняки, аргиллиты, песчаники; 11 — средний девон, кальцеоловые и такатинские слои, кварцевые песчаники и аргиллиты; 12 — верхний протерозой, ашинская свита, глинистые алевролиты; 13 — поверхность надвига

Визейский ярус (1294—1542 м). Доломиты и известняки с редкими пропластками аргиллитов. Доломиты светло-серые, часто кавернозно-пористые. Известняки серые микрозернистые с *Endothyra globulus* Eichw., *E. bowmani* Phill., *Archaeidiscus karreri* Brady, *A. rugosus* Raus., *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *H. elegans* Raus. et Reitl. и др. В нижней части разреза выделяется угленосная свита, сложенная зеленоватыми аргиллитами, мощностью 3 м.

Турнейский ярус (1542—1605 м — поверхность надвига). Доломиты серые, прослоями глинистые и сульфатизированные.

С глубины 1605 м, ниже поверхности надвига, окважина вновь вошла в песчаники сакмарского яруса нижней перми и прошла по ним до 2193 м. Как и в надвиге, здесь развиты песчаники и алевролиты с прослоями мергелей и известняков.

Ассельский ярус (2193—2278 м). Вверху сложен известняками темными, глинистыми, ниже — доломитами с прослоями известняков с *Schwagerina vulgaris* Tscherd., *Schw. aff. pavlovi* Raus., *Rugosofusulina serrata* Raus., *Pseudofusulina uralica* Krot., *P. aff. krotovi* Schell и др.

Верхний карбон (2278—2290 м). Аргиллиты, аналогичные вскрытым в надвиге.

Средний карбон (2290—2718 м). Известняки и доломиты с маломощным прослоем черных слюдистых аргиллитов. В известняках встречены *Archaeidiscus baschkircus* Krest. et Theod., *A. minimus* Grozd. et Leb., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Cribrostrom brady* Moell.

Намюрский ярус (2718—2808 м). Доломиты с прослоями органично-обломочных известняков.

¹ Определения А. Я. Виссарионовой и А. Я. Никольской.

Визейский ярус (2808—3045 м). Серые и светлые доломиты и известняки с *Eostaffella ikensis* Viss., *E. mediocris* Viss., *Archaediscus karreri* Brady, *Endothyra crassa* Brady, *E. omphalota* Raus. et Reitl. и др.

Тульский горизонт (3008—3042 м). Доломиты и известняки с *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. crassa* var. *compressa* Raus., *Hyperammina intermedia* Raus., *Archaediscus* ex gr. *spirulinoides* Raus. и др.

Угленосная свита (3042—3045 м). Зеленовато-серые аргиллиты.

Турнейский ярус в верхней части, в инвентаре 3045—3104 м — серые доломиты, ниже (3104—3148 м) — известняки мелкозернистые, перекристаллизованные с *Enothyra taimyrica* Lip. *Parathurammina* cf. *suleimanovi* Lip. и др.

Верхний девон. Фаменский ярус (3148—3290 м). Серые мелкозернистые известняки с пропластками глин в верхней части. В известняках обломки раковин брахиопод, членики криноидей, остракоды, водоросли и фораминиферы: *Quaziendothyra communis* Raus., *Paracaligella* sp.

Верхнефранский подъярус (3290—3405 м). Серые, брекчиевидные известняки, с прослоями конгломератов.

В глинистых известняках интервала 3392,5—3404,8 м встречены остракоды ¹ *Bairdia* cf. *irregularis* Pol., *Ampuloides verrucosa* Pol. и др.

Мендымские и доманиковские слои (3405—3407 м). Известняки темные, притизированные, криноидные, прослоями с многочисленными кониконхиями.

Саргаевские, кыновские и пашийские слои (3407—3418 м). Коричневатые глинистые известняки с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Чеславские слои живетского яруса (3418—3449 м). Известняки коричневатые с остракодами: *Cavellina accurata* Pol., *C. modesta* Rozhd., *Eurychullina* cf. *mirabilis* Pol., *Bairdia hexagona* Pol. и др.

Чусовские слои (3449—3476 м). Переслаивающиеся между собой пласты мелкозернистых кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Афонинские слои (3476—3537 м). Известняки темно-серые, глинистые с многочисленными кониконхиями и с *Buchiola* sp.

Бийские слои эйфельского яруса (3537—3552 м). Известняки коричневатые с обломками раковин брахиопод, с многочисленными *Supressocrinus rossicus* Antr.

Кальцеоловые и такатинские слои (3552—3651 м). В верхней части глинистые известняки мощностью 2 м, содержащие многочисленные остракоды: *Bairdia navicula* Mart., *Cavellina kedrovkaensis* Pol., *Leperditellina* aff. *abunda* Pol.

Ниже следует пачка переслаивающихся зеленоватых аргиллитов со светлыми кварцевыми песчаниками и алевролитами. Мощность 63 м.

В основании разреза располагаются песчаники преимущественно мелкозернистые, кварцевые с прослоями алевролитов и кварцевых гравелитов. Мощность 34 м.

Силурийские отложения (3651—3656 м). По аналогии с другими разрезами западного склона Урала (г. Индя-тау, скв. № 2 «Иштуганово») к ним отнесены темно-серые, глинистые доломиты и мелкозернистые кварцевые песчаники.

Ашинская свита (3656—3681 м). Кварцевые алевролиты вишнево-коричневые, пятнами светло-зеленые с глинисто-серицитовым цементом.

Описанная скважина является самой южной на западном склоне Урала, вскрывшей полный разрез палеозоя.

Она показала, что каменноугольные, девонские и силурийские отложения здесь, как и в более северных разрезах Башкирского антиклинория, представлены платформенными фациями.

Бурением Таушской глубокой скважины несомненно установлено, что нижнепермские и каменноугольные отложения между речья Белой и Большого Ика надвинуты с востока на нижнепермские образования, слагающие основание Предуральского прогиба.

Описанный надвиг является лишь частью регионального (фронтального) надвига, прослеживающегося далеко на юг и на север вдоль границы складчатого Урала с Предуральским краевым прогибом.

Надвиги различной амплитуды и протяженности к настоящему времени установлены на многих разведочных площадях западного склона Урала: Архлатышской, Табынской, Уразбаевской, Куперлинской, Хлебодаровской и др.

Например, бурением скважин на Куперлинской складке Южного Урала установлено, что она имеет покровное строение (рис. 2).

Скважина № 5, пробуренная на западном крыле Куперлинской складки до глубины 1930 м, вскрыла четыре надвиговых нарушения в отложениях нижней перми, нижнего и среднего карбона.

Наиболее крупный надвиг встречен этой скважиной на глубине 1364 м, где под известняками нижнего визе обнаружены песчано-глинистые породы артинского яруса перми.

¹ Определения В. Ф. Логвина.

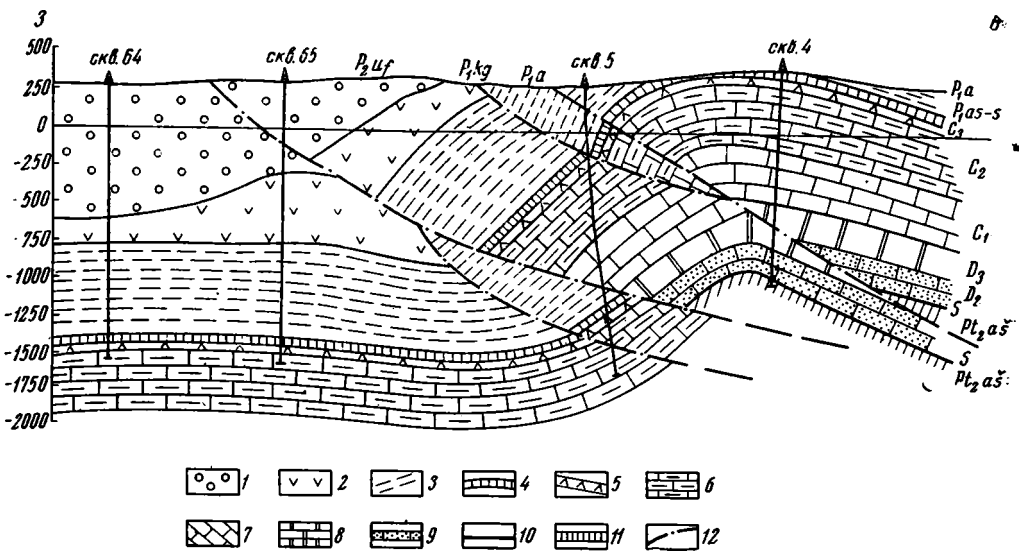


Рис. 2. Геологический разрез по скважинам Купелинской и Елгинской площадей (через границу складчатого Урала с Предуральским прогибом на широте Куперлинской складки)

1 — уфимский ярус, аргиллиты, алевролиты, песчаники; 2 — кунгурский ярус, заглипсованные песчаники, гипсы; 3 — артинский ярус, мергели с прослоями известняков, аргиллитов и песчаников; 4 — сакмарский и ассельский ярусы, доломиты, известняки; 5 — верхний карбон, аргиллиты с прослоями мергелей и доломитов; 6 — средний карбон, известняки и доломиты; 7 — нижний карбон, доломиты и известняки; 8 — верхний девон, известняки с прослоями аргиллитов в нижней части; 9 — средний девон, известняки, песчаники, аргиллиты; 10 — силур, доломиты, алевролиты; 11 — верхний протерозой, ашинская свита, глинистые алевролиты, песчаники; 12 — поверхность надвига

Бурением на Елгинской, Ромадановской, Табынской и других площадях установлено, что надвигами затронуты породы широкого стратиграфического диапазона — вплоть до уфимской свиты верхней перми, что свидетельствует о послеуфимском времени их образования.

Важнейшей особенностью строения надвигов на всех перечисленных выше площадях является сходство фациального состава и близость мощностей одновозрастных пород, слагающих аллохтон и автохтон.

Все эти надвиги можно выделить в Куперлинско-Таушский тип, строение которого нами было описано выше.

Надвиги этого типа характеризуются сравнительно небольшой амплитудой горизонтального перемещения пород (несколько сотен метров или первые километры).

Они территориально приурочены к западному крылу Башкирского антиклинория, проследившаяся от хребта Кара-Тау на севере до г. Тауш на юге.

Подобного типа надвиги встречаются и в более северных районах западного склона Урала — там, где в строении осадочных формаций принимают участие породы платформенного или субплатформенного типа. И там они, как правило, приурочены к крыльям крупных антиклинориев, например к западному крылу Средне-Уральского поднятия.

В отличие от надвигов указанного типа, надвиги, прослеженные в более южных частях Урала, вдоль западной окраины Зилаирского синклинория, характеризуются резко различным составом и строением одновременных осадков, слагающих аллохтон и постель надвига.

Бурением глубоких скважин на Асташской, Богдановской, Верхне-Бикбердинской и других площадях Зилаирского синклинория установлено надвигание мощных толщ флишидных пород верхнего девона и карбона на существенно карбонатные образования среднего и нижнего карбона, слагающие автохтон.

Надвиги указанного типа могут быть выделены в Суренский тип (Камалетдинов, 1965).

Характерным для надвигов данного типа является значительная амплитуда горизонтального перемещения пород — около десятков километров.

Все сказанное выше свидетельствует о сложном чешуйчато-надвиговом строении Урала и большом сходстве его с тектоникой таких сложно построенных горных сооружений, как Альпы, Кавказ, Карпаты, Аппалачи и др. Кроме того, приведенные данные окончательно опровергают все еще распространенное мнение о простом складчатом строении Урала и отсутствии в его структуре значительных надвиговых нарушений.

Литература

- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1932.
- Камалетдинов М. А. О клиппенах на Среднем Урале. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. Геотектоника, № 1, 1965.
- Камалетдинов М. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., вып. 104, 1949.
- Малахова Н. П. Проблемы стратиграфии зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. Тр. Ин-та геол. УФАН СССР, вып. 75, Свердловск, 1965.
- Малахова Н. П. К проблеме нефтегазоносности восточного склона Урала. Геология нефти и газа, № 2, 1966.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Горн. ин-та, т. VII, 1926.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Наливкин В. Д. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1954.
- Фредерикс Г. Н. Вопросы тектоники Урала. Вестн. Геол. ком-та, № 4, 1927.
- Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 10 (2), 1932.

Стерлитамакская
геолого-поисковая
контора
Исянгуловская контора
бурения

Статья поступила
23 апреля 1966 г.

УДК 551.24(571.62)

Л. В. ЭЙРИШ

КУПОЛОВИДНЫЕ СТРУКТУРЫ В МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В последние годы стал проявляться интерес к так называемым купольным структурам, распространенным как в раннедокембрийских толщах платформ (Горлов, 1964; Кранк, 1962; Bernold, Stanley, 1964), так и в позднедокембрийских и палеозойских комплексах геосинклиналей. На Дальнем Востоке подобные структуры закартированы в Становом хребте и в метаморфических толщах хребтов Джагды, Бурейского и Дуссе-Алиня.

В бассейнах рек Селенджи и Керби с купольными структурами связаны месторождения золота.

В зоне сочленения Монголо-Охотской складчатой области с Бурейским кристаллическим массивом и Сихотэ-Алиньскими структурами (Красный, 1960) закартировано шесть куполов (рис. 1): Верхне-Бурейский (верховья рек Бурей и Нимана); Афанасьевский, Эльгоканский и Назргенский — в бассейне р. Харги; Сивакский и Гонгреньский — в бассейне р. Керби.

Широкие куполовидные антиклинали также известны на правобережье Селенджи — в бассейнах рек Сагур, Верхний и Нижний Мын. Огромная (5000 км²) купольная структура вырисовывается в Дуссе-Алиньском хребте (междуречье Бурей и Амгуни).

Все упомянутые структуры в плане имеют форму овалов площадью 150—1500 км² с длинной широтной и короткой меридиональной осью. Располагаются они вдоль северной окраины Бурейского массива. Они группируются в двух направлениях: в близмеридиональном и широтном. Наиболее крупные купольные структуры (Дуссе-Алиньский, Бурейский, Афанасьевский, Эльгоканский куполы и Назргенская антиклиналь) образуют цепочку близмеридионального простирания. От Бурейского купола к востоку отходит широтная ветвь: Сивакский и Гонгреньский куполы. Таким образом, Бурейский купол расположен в месте перекрещивания двух структурных швов. Интересно, что меридиональная цепь куполов фактически перегораживает наиболее прогнутую в прошлом часть геосинклинали, образуя поднятие, в обе стороны от которого развиты молодые, не свойственные этой геосинклинали юрско-нижнемеловые осадочные и вулканогенные образования наложенных прогибов.

Все названные выше купольные структуры сложены метаморфизованными до зеленосланцевой стадии песчано-глинистыми, редко эффузивными породами, возраст

которых трактуется от верхнего протерозоя до триаса. Межкуповые пространства имеют строение синклиналий и структурных седловин и заняты верхними свитами метаморфического комплекса, насыщенными зачастую (бассейн р. Харги) пластовыми интрузиями метагабброидов и плагиогранитов. В ядрах куполов вскрываются наиболее метаморфизованные породы, но уже прорванные гранитоидными интрузиями мелового возраста. В стороны от сводов метаморфизм закономерно затухает. Характерно, что чем крупнее купол, тем интенсивнее в нем метаморфизованы породы. Например, в наиболее крупном Бурейском куполе (Хохлов, 1964) обнажаются средне- и крупнозернистые альбит-слюдажно-кварцевые сланцы с гранатом (кварц-альбит-эпидотово-альмандиновая субфация). Несколько меньший по размерам — Афанасьевский купол (бассейн р. Селемджи) сложен аналогичными сланцами, но уже средне- и мелкозернистыми. В соседних Эльгоканском и Неэргенском куполах сланцы уже тонкозернистые и практически не содержат граната, а в периферических частях структур сохранились породы типа метаморфизованных глинистых сланцев и песчаников. Небольшие купола — Сивакский и Гонгренский (бассейн р. Керби) нацело сложены тонкозерни-

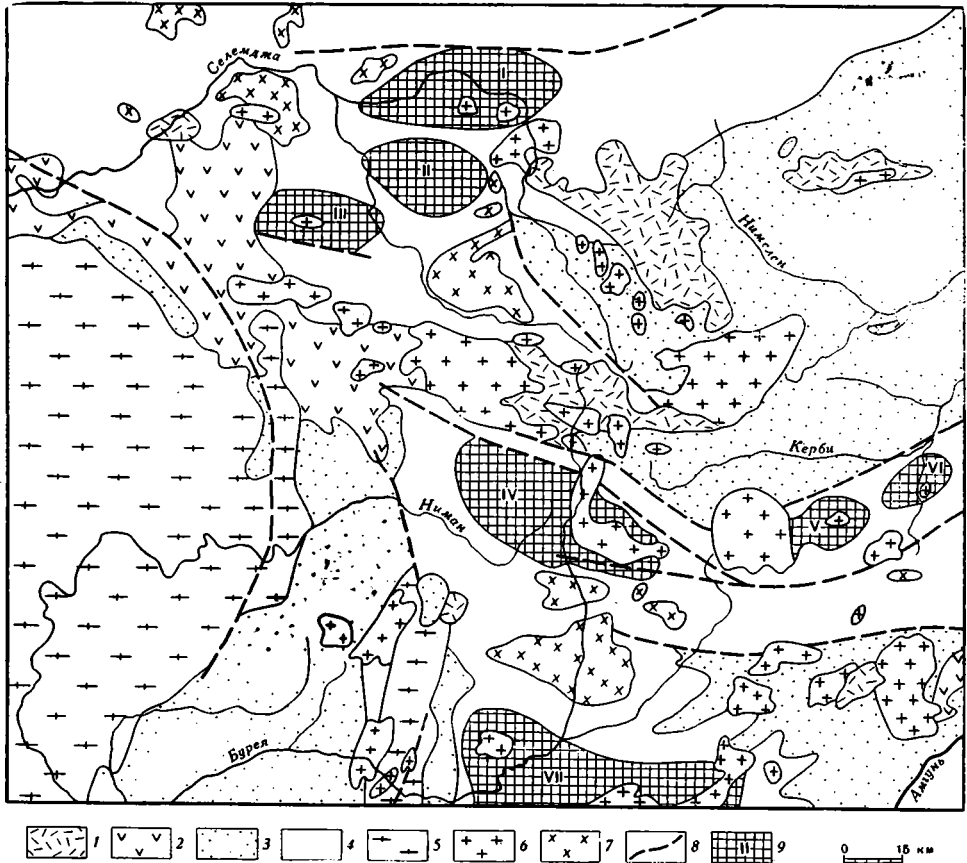


Рис. 1. Схема расположения куполов в бассейнах рек Селемджи, Бурей и Керби

1 — меловые вулканогенные породы: кислото и среднего состава; 2 — то же; 3 — осадочные породы нижнего мела, юры и верхнего триаса; 4 — осадочные и осадочные метаморфизованные, редко вулканогенные породы позднего докембрия, палеозоя, палеозоя и мезозоя нерасчлненные; 5 — кристаллические породы Бурейского массива: преимущественно палеозойские гранитоиды, также докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы; 6 — меловые граниты и гранодиориты; 7 — меловые диориты; 8 — разломы; 9 — купола: I — Неэргенский, II — Эльгоканский, III — Афанасьевский, IV — Бурейский, V — Сивакский, VI — Гонгренский, VII — Дуссе-Алиньский.

стыми породами и филлитами (Эйриш, 1964). На примере Сивакского, Гонгренского, Афанасьевского и Эльгоканского куполов видно, что в смежных куполах одновозрастные породы метаморфизованы различно. Подобные выводы легко сделать, сравнивая геологическую карту и карту метаморфизма района Афанасьевского и Эльгоканского куполов, составленные в результате детальной геологической съемки по данным Эйриша, Евдокимова и других. На этой территории закартирован ряд свит метаморфических сланцев: метааллевропелитов, метапесчаников и зеленокаменных пород эффузивного происхождения, прорванных большим количеством пластовых интрузий метагабброидов и метагранитов. По картировочным признакам (по степени раскристаллизации

слюд и альбита) были выделены различные категории метаморфических пород, все относящиеся (по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену) к фации зеленых сланцев — от ее начальных стадий (кварц-альбито-мусковито-хлоритовая субфация) до конечных (кварц-альбито-эпидотово-алмандиновая субфация). Вверх по разрезу наблюдается закономерное ослабление метаморфизма. Породы одного стратиграфического уровня в большинстве случаев метаморфизованы по-разному. Распределение метаморфических пород по площади в большей степени подчиняется тектонике, чем стратиграфия. Например, в Афанасьевском куполе породы метаморфизованы на 1—2 градации сильнее, чем аналогичные слои в Эльгоканском куполе. В структурной седловине между упомянутыми куполами, т. е. в условиях максимального сжатия, породы верхних свит метаморфизованы сильнее пород более древних, залегающих на склонах куполов в условиях слабого сжатия либо даже растяжения.

В обоих куполах фиксируется сравнительно резкий перепад в метаморфизме пород, залегающих до и после маркирующей эльгинской толщи зеленокаменных пород. Причем, если в Афанасьевском куполе наблюдается скачок от мелкозернистых слюдяно-альбит-кварцевых сланцев через метаморфические зернистые зеленокаменные породы к слабослюдистым либо даже филлитизированным породам, то в Эльгоканском куполе на этом же стратиграфическом уровне мы видим перепад от слюдистых песчано-глинистых пород (без видимого альбита) через афанитовые зеленокаменные породы к филлитизированным песчано-глинистым породам. В обоих случаях выше эльгинской толщи фактически исчезают послойные кварцевые прожилки, повсеместно развитые в сланцах, залегающих ниже этого горизонта. Описанный перепад метаморфизма мы склонны объяснить экранирующей ролью зеленокаменных пород эльгинской толщи. Почему породы Афанасьевского купола метаморфизованы сильнее в сравнении с одновозрастными породами Эльгоканского купола? На этот вопрос нельзя ответить определенно, но, во всяком случае, более близкое расположение первого к Буреинскому массиву и хребту Эзоп — областям интенсивного палеозойского и мезозойского интрузивного магматизма — не могло не отразиться на метаморфизме слагающих его толщ. Последнее предположение косвенно подтверждается особенностями строения Буреинского купола, расположенного в зоне стыка различно простирающихся, обильно насыщенных гранитоидными интрузиями. Развитые в своде купола кристаллические сланцы (саларинская свита) в свое время называли даже гнейсам: ¹. Однако, несмотря на свою крупнозернистость (величина зерен альбита 2—5 мм, иногда до 10 мм), эти породы, проявляющие признаки прогрессивного метаморфизма, еще не гранулированы, сохраняют очковую

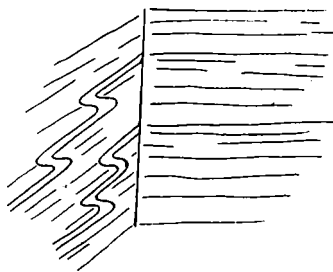


Рис. 2. Складки течения и кристаллизационная сланцеватость в породах Эльгоканского купола

к кварц-альбито-эпидотово-алмандиновой субфации. Как и в предыдущих структурах, величина метаморфических зерен закономерно убывает в стороны от свода купола. Зеленокаменные породы иппатинской свиты (аналог эльгинской толщи) здесь более крупнозернистые и повсеместно обладают очковой текстурой (крайняя степень метаморфизма подобных пород Афанасьевского купола), но сохраняют характерный темно-зеленый цвет и содержат сине-зеленый (в проходящем свете) амфибол. Вверх по разрезу от иппатинской свиты мы видим перепад в метаморфизме пород от очковых крупнозернистых гранатсодержащих сланцев к метапесчаникам и метаалевропелитовым породам (сатырская свита) средних и начальных стадий метаморфизма фации зеленых сланцев. Уже на 50 км восточнее, где располагаются Сивакский и Гонгрений купола, картина метаморфизма иная. Оба они сложены метаалевропелитовыми породами и метапесчаниками одного стратиграфического горизонта, но в Сивакском куполе это кварц-альбит-биотит-мусковитовые сланцы (величина альбитовых зерен 0,05—0,2 мм), а в Гонгрений — серицитовые и альбит-серицитовые с мельчайшими (0,05 мм) зародышевыми зернами альбита. В первом случае породы можно отнести к средним стадиям зеленосланцевой фации метаморфизма, во втором — к начальным. В случае, когда сивакские сланцы содержат гранат (редко), они качественно мало чем отличаются от саларинских и афанасьевских сланцев, но величина их зерен в 10—20 раз меньше. Стратиграфически сивакские и гонгренийские сланцы сопоставимы с породами самырской свиты верховьев Буреи.

Как и в селемджинских куполах, в бассейне р. Керби наблюдается тесная зависимость степени раскристаллизации осадочного вещества с насыщенностью пород кварцевыми прожилками. Это особенно четко видно на примере Сивакского и Гонгренийского купола и при сравнении пород Афанасьевского купола, насыщенных кварцевыми прожилками, с вышележащими породами, фактически лишенными их. В афанитовых зеленокаменных породах из Эльгоканского купола, например, близ кварцевых прожилков появляются очки — порфиробласты альбита и порода приобретает облик, ха-

¹ В унифицированной легенде для листов Хингано-Буреинской серии саларинская и лежащая выше иппатинская свиты отнесены в нижнему протерозою.

рактерный для пород эльгинского горизонта Афанасьевского купола, где, как это было показано выше, породы вообще сильнее метаморфизованы.

Из интрузивных пород большой интерес представляют пластовые интрузии метагабброидов, особенно широко развитые в бассейне р. Харги. Характерно, что они внедрялись преимущественно в структурные седловины и в складчатые и разрывные осложнения склонов куполов. Габброиды рассланцованы и метаморфизованы (претерпели бластез), и чем «стратиграфически» ниже залегает интрузивный пласт, тем сильнее оказываются метаморфизованными слагающие его породы. Внедрение габброидов произошло вероятно на первых этапах инверсии, а деформация и метаморфизм — позже, в эпоху складчатости. Еще позже внедрялись пластовые интрузии ныне рассланцованных разнозернистых плагиогранитов. Интересно, что структурно и пространственно они очень близки к метагабброидам. И, наконец, многочисленные дайки средних и кислых пород, приуроченные к поперечным трещинам вдоль осевых поверхностей поздних поперечных флексур, ориентированы поперек удлинения куполов, а штоки и батолитоподобные интрузии гранитоидов залегают в сводах куполов.

Если внешняя форма куполов относительно простая, то их внутреннее строение чрезвычайно сложное. Наиболее характерно повсеместное развитие в куполах, особенно в сводах, складок течения. Они похожи на тигматитовые складки и складки волочения, но всегда имеют рисунок опрокинутого залегания (рис. 2). Естественно, что по этим складкам определять условия залегания пластов нельзя. Эти складки лучше видны в породах, еще сохранивших свой осадочный облик, особенно в метаморфизованных глинистых сланцах. В зернистых альбит-слюдяно-кварцевых сланцах Афанасьевского и Эльгоканского куполов они в значительной мере уничтожены метаморфизмом, но реликты подобных складок проявлены повсеместно. Складки течения способствуют развитию в породах грубой стебельчатой отдельности округлого сечения. Стебли обычно развиты частыми поперечными трещинами на блоки и поэтому плохо заметны. Иногда такие стебли имеют грубоплитчатый облик. Осевые поверхности складок течения — это не что иное, как плоскости кристаллизационной сланцеватости — сланцеватость, ориентированная параллельно склонам купола. В сводах сланцеватость залегает близгоризонтально, а на склонах — полого ($5-20^\circ$) — под средними углами. Повсеместное развитие складок течения имеет принципиальное значение, так как указывает: 1) на пластичное состояние вещества в период деформации, 2) что купола росли в результате вертикальных движений. Таким образом, процесс очень напоминает диапировый, а приуроченность к сводам многих куполов гранитоидных интрузий только подтверждает это.

В структурных седловинах, разобщающих купола, тектонические соотношения совершенно иные. Пласты (и плоскости сланцеватости) здесь залегают круто, а породы

повсеместно обладают резко выраженной стебельчатой (брусчатой) отдельностью. В торце бруска видно, что слои смяты в складки (складки скалывания?). Оси складок и бруски параллельны общему удлинению седловины. При картировании только по характеру стебельчатой отдельности (грубые стебли или резко удлиненные бруски) возможно отделение куполов от структурных седловин.

По периферии купола обычно ограничены крупными разломами — сбросами (Кербинские купола, Неэргенская антиклиналь), за пределами которых развиты уже почти метаморфизованные породы, слагающие смежные с куполами синклинии и синклинали. Для этих пород, наряду с брусчатой отдельностью, чрезвычайно характерны структуры будинажа. Будинированы пропластки песчаников в алевро-пелитовых породах. Будины линзообразные, карандашные. Картировочные данные указывают на горстовый характер блоков, к которым принадлежит купола, а это представляется согласуется с диапировым характером роста куполов, роста, сопровождающегося по мере их поднятия периферическими разломами.

Таковы геологические особенности строения куполов бассейнов рек Селемджи, Буреи и Керби. Теперь попытаемся изобразить в виде схематических разрезов этапы развития куполов на примере бассейна р. Харги (рис. 3). Схема этого развития, как нам представляется, следующая: 1) формирование геосинклинального прогиба, заполнение его терригенными, часто вулканогенными толщами; 2) первые этапы инверсии наиболее прогнутых участков геосинклинали, расколы фундамента на его перегибах (сочленение стабильных окраинных и подвижных инверсионных участков фундамента),

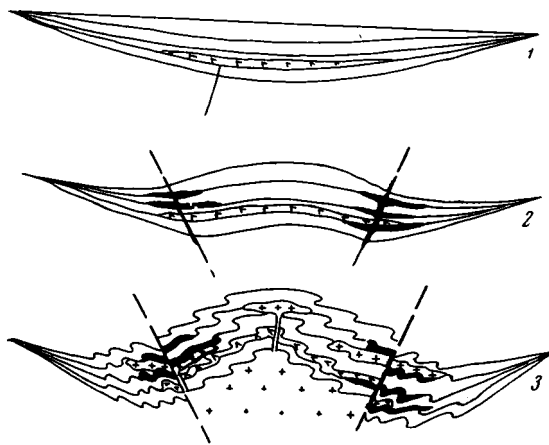


Рис. 3. Схема формирования куполов (пояснение см. в тексте)

внедрение по этим расколам основной магмы и формирование межпластовых интрузий габброидов, начальные этапы метаморфизма; 3) дальнейшее развитие складчатых процессов, образование палингенных магм, рост куполов, региональный метаморфизм пород, формирование интрузивных пластов плагиигранитов и образование кварцевых и золотоносных жил. В дальнейшем — обновление прежних и зарождение новых окраинных разломов.

Литература

- Горлов Н. В. Генетическое соотношение крупных складок с региональной структурой. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 14, Изд-во АН СССР, 1962.
- Горлов Н. В. Перекрестная складчатость в гнейсах беломорского комплекса и ее значение в тектоническом контроле архейских пегматитов. Докл. сов. геол. на XXII сесс. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1964.
- Кранк Э. Г. О складчатых движениях в зоне фундамента. Новости зарубежной геол. вып. 31. Сб. переводов иностр. статей по стратигр., геохронологии и тект. структ. докембр. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Материалы ВСЕГЕИ Нов. сер., вып. 37, 1960.
- Эйриш Л. В. О зоне ослодения в Кербинском золотоносном районе. В кн. «Геоморф., палеогеогр., геол., полезн. ископ. Приамурья», Хабаровск, 1964.
- Bergold Stanley. Структурная геометрия и тектоника гнейсовых куполов, Голд-филд, штат Коннектикут (США). Реферативн. ж., № 11, 1964.

Дальневосточное геологическое
управление

Статья поступила
28 марта 1966 г.

УДК 551.24(235.47)

Ф. Р. Л И Х Т

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФУДЗИНО-ИМАНСКОМ И СИНКАЙСКОМ РАЗЛОМАХ (Сихотэ-Алинь)

Тектоническое строение Приморья было значительно уточнено за последнее десятилетие (Кропоткин, 1954; Беляевский, 1951; Беляевский, Громов, 1955; Берсенев; 1959; Иванов, 1960; Красный, 1960; Салун, 1963 и др.). Увеличившийся объем геологических исследований за этот период был причиной расшифровки ранее выявленных структур и установления весьма значительной роли крупных разрывных нарушений. Из них наиболее существенными являются нарушения, обладающие признаками, характерными для глубинных разломов (Беляевский, 1951; Беляевский, Громов, 1955; Иванов, 1961; Силантьев, 1963; Соловьев, 1965).

Проводившееся в последние годы (1959—1965) изучение геологического строения западных отрогов средней части Сихотэ-Алиня — в бассейне нижнего течения р. Бикин — позволяет уточнить направление и характер двух крупных разрывных нарушений, выделенных ранее: Фудзино-Иманского сдвига и Синкайского шва.

Оба этих нарушения на предшествующих тектонических схемах (Берсенев, 1959; Салун, 1963; Силантьев, 1963), оканчивались в бассейне р. Иман. Используя материалы геологических исследований в западном Сихотэ-Алине можно несколько иначе представить пространственное размещение этих разломов.

Фудзино-Иманский сдвиг был впервые выделен В. Н. Силантьевым (1963) на участке длиной около 80 км в бассейнах р. Тудо-Вака, Нотто, Фудзин. Разрыв сопровождается зоной разлинованных пород, брекчий, милонитов и тектонической глины. Зона нарушенных пород, приуроченных к разлому, достигает на отдельных участках более 3 км. Простирание разлома субмеридиональное, СВ—5°, падение плоскости нарушения почти вертикальное. Разлом пересекает складчатые структуры под углом 35° к их простиранию и по своему характеру является левосторонним сдвигом с амплитудой перемещения блоков около 35—40 км. Разлом еще достаточно четко фиксируется в бассейне р. Сандо-Вака и условно протягивается В. Н. Силантьевым на север, к долине р. Иман.

Продолжением Фудзино-Иманского сдвига к северу от долины р. Иман, по мнению Б. Я. Черныша, работавшего в этом районе в период 1962—1964 гг., может быть крутопадающий разрыв меридионального простирания вдоль правого борта долины р. Большой Силан. Этот разрыв (Больше-Силанский) является таким же левосторонним сдвигом, как и Фудзино-Иманский разлом с амплитудой смещения по нему около 3—5 км.

На геологической карте, составленной автором, к северу от устьевой части долины р. Бикин четко выделяется мощная зона многочисленных разрывных нарушений, преимущественно меридиональных. Некоторые из них протягиваются более чем на 80 км. Вся эта зона ориентирована тоже в меридиональном направлении и по своему расположению является естественным продолжением Больше-Силанского разлома, т. е. в свою очередь является продолжением Фудзино-Иманского сдвига к северу от долины р. Бикин (рисунок).

Характер данной зоны нарушений в некоторых случаях существенно отличается от разлома, описанного в долине р. Большой Силан, так же как и от Фудзино-Иманского сдвига, но в то же время имеет с ними много сходного, особенно с последним.

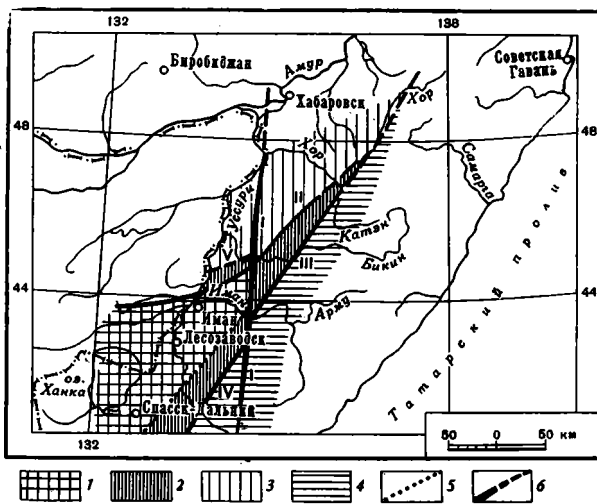
Больше-Силанский сдвиг является нарушением, представленным одной ветвью, в то время как зона нарушений к северу от долины р. Бикин (Северо-Бикинской) представлена многочисленными нарушениями, оперяющими главный разлом. Эти нарушения являются продолжением Фудзино-Иманского сдвига. Вероятнее всего, вся Северо-Бикинская зона в целом представляет собой единую крупную структуру, и в этом случае вся она является продолжением Фудзино-Иманского сдвига. При этом варианте Фудзино-Иманский сдвиг, как локальная структура, испытывает на своем продолжении к северу разделение, расщепление на серию нарушений, которые, воздействуя на складчатые структуры, превращают их строение в сложную мозаику блоков.

Северо-Бикинская зона неравномерно насыщена разрывными нарушениями, и, соответственно, ширина ее далеко не выдержана. Например, к северу от долины р. Биры она представлена единичными нарушениями и имеет ширину около 7 км. В междуречье Шивки — Култуха ширина зоны достигает 15 км и она состоит из многочисленных нарушений, различных по характеру, но преобладающими опять-таки являются меридиональные.

В магнитном поле Северо-Бикинская зона фиксируется субмеридионально ориентированными аномалиями, узкими и концентрированными на участках, приуроченных к зоне нарушений и подчеркивающих меридиональную ориентировку зоны своими простирациями.

Мозаично-блоковая структура зоны предопределила широкое развитие кляважа и будинажа пород, милонитизации и брекчирования. Наиболее широко в зонах дробления, достигающих 800 м, развита тектоническая глина, в которой сохраняются немногочисленные обломки и дресва пород, подвергшихся дроблению. Почти во всех случаях разломы, особенно меридионального направления, хорошо выделяются в рельефе и фиксируются на аэрофотоснимках. Учитывая характер продуктов, выполняющих зоны нарушения, можно говорить о денудационно-тектоническом происхождении рельефа, приуроченного к Северо-Бикинской зоне нарушений. Пониженная механическая прочность пород в зонах дробления, преобладание глинистого материала в качестве заполнителя этих зон создают предпосылки для хорошей препарировки нарушений в рельефе в процессе эрозионной деятельности.

По своему характеру и Фудзино-Иманский разлом, и его продолжение — Больше-Силанский разлом, являются сдвигами, чего нельзя сказать определенно о Северо-Бикинском разломе, где мы имеем дело не с отдельным нарушением, а с целой зоной, образующей сложную картину мозаично-блокового строения. Здесь трудно определить характер смещения по зоне в целом. Между отдельными блоками в пределах этой зоны смещение достигает 5—7 км, блоки развернуты относительно общего, господствующего северо-восточного простирания складчатых структур в этом районе до 90°, и простираение внутри блоков становится в некоторых случаях северо-западным.



Структурная схема Сихотэ-Алиня

1 — складчато-метаморфический комплекс Ханкайского массива; 2 — относительно неглубоко погруженный фундамент Ханкайского массива, на котором развиты брахискладчатые структуры верхней перми и мезозоя; 3 — Бикинская структурно-фациальная зона кремнисто-карбонатно-вулканогенных геосинклинальных формаций позднего палеозоя и мезозоя; 4 — палеозойские и мезозойские геосинклинальные формации Главного антиклинория Сихотэ-Алиня; 5 — граница Ханкайского массива; 6 — разломы: I — Фудзино-Иманский, II — Синкайский, III — Тахалинский, IV — Шетухинский, V — Нижне-Бикинский.

Далее, одной из существенных особенностей строения Северо-Бикинской зоны нарушений является приуроченность к ней многочисленных изверженных пород, что сближает ее с Фудзино-Иманским и Больше-Силанским разломами. В отличие от них к Северо-Бикинской зоне нарушений приурочено также внедрение и позднепалеозойских гранитоидов, массивы которых в пределах этой зоны сохраняют вытянутую веретеновидную форму и ориентированы в меридиональном направлении.

Для Северо-Бикинской зоны нарушений характерно длительное существование и многофазность проявления. Фудзино-Иманское и Больше-Силанское нарушения могут рассматриваться в качестве кратковременных нарушений, к тому же сравнительно молодых. В. Н. Силантьев полагает, что Фудзино-Иманский сдвиг был заложен в верхнем сеноне, т. е. уже в послегеосинклинальный этап развития Сихотэ-Алиня. Первые движения, приуроченные к Северо-Бикинской зоне нарушений, проявились еще в позднем палеозое и обусловили некоторые структурно-фациальные различия в осадконакоплении толщ позднего палеозоя к востоку и западу от нее, а также контролировали внедрение позднепалеозойских интрузий гранитоидов. Наиболее существенные поздние движения в зоне приходятся так же, вероятно, как и по Фудзино-Иманскому сдвигу, на верхний сенон — датский век, так как именно они вызвали разрыв на контакте сенон-датских кислых эффузивов и подстилающих их позднемеловых гранитоидов, хотя не исключена и более поздняя деятельность его. Возможно, что движения, связанные с этим нарушением, были причиной излияния плиоценовых базальтов в междуречье Култуха — Алчан.

Все это позволяет сделать следующие выводы о Фудзино-Иманском сдвиге и его продолжении к северу.

1. Продолжением Фудзино-Иманского сдвига к северу от долины р. Иман является разлом (сдвиг), проходящий по правому борту долины р. Большой Силан в междуречье Иман — Бикин, а к северу от долины р. Бикин — Северо-Бикинская зона нарушений, создающая мозаично-блоковую структуру в пределах этой зоны и характеризующаяся преобладанием значительных (свыше 80 км длиной) нарушений меридионального направления. К северу от широты горного массива Щебенчиха зона нарушений скрыта от наблюдений под рыхлыми отложениями в долине р. Уссури.

2. Хотя Северо-Бикинский разлом является продолжением Фудзино-Иманского, но по значимости (глубине залегания, длительности существования) последний может являться одним из наиболее поздних (хотя и весьма значительных) проявлений деятельности первого на заключительном этапе развития.

В районе Фудзин и Нотто в позднем сеноне и датском веке могла быть сосредоточена наибольшая интенсивность напряжений тех сил, которые вызвали образование разлома и, соответственно, наибольшую эффективность его проявления, в то время как в районе, расположенном к северу от долины р. Бикин, эти напряжения были минимальными, как и результаты деятельности образовавшихся нарушений.

3. Фудзино-Иманский разлом (в целом, учитывая в первую очередь и Северо-Бикинскую зону нарушений) является глубинной структурой (Пейве, 1945, 1960; Красный, 1964), разделяющей Бикинскую структурно-фациальную зону на части, несколько отличающиеся характером геологического развития. Восточная часть характеризовалась более спокойным режимом с хорошо выраженными признаками, унаследованности структур, в то время как в западной наблюдаются перерывы в осадконакоплении, а также некоторым изменением характера фации в синхронных отложениях.

Второй крупной, глубинного характера структурой, проявившейся в описываемом районе, является Синкайский разлом, особенности строения которого на сопредельной территории Китая отмечены А. М. Смирновым (1963). На тектонических схемах его показывают проходящим в субширотном направлении в приустьевой части долины р. Иман. Шов проводится по границе северных выходов докембрия, Ханкайского массива. С исчезновением этих образований, скрывающихся под покровами молодых вулканогенных пород и рыхлых отложений, на геологической карте теряются и критерии для проведения Синкайского разлома.

По долине р. Алчан (правый приток р. Бикин) проходит хорошо выделяющаяся в магнитном поле зона, отделяющая кремнисто-карбонатно-вулканогенные геосинклинальные формации позднего палеозоя и мезозоя Бикинского структурно-фациального комплекса, с одной стороны, и трансгрессивно залегающие толщи баррема-альба, перекрытые молодыми вулканогенными образованиями, с другой. Толщи баррем-альба образуют брахискладчатые структуры на жестком, сравнительно неглубоко погруженном метаморфическом фундаменте Ханкайского массива. Аналогичную картину можно наблюдать в междуречье Большой Силан — Иман, где трансгрессивно залегающие отложения норийского яруса верхнего триаса образуют пологую брахискладку на складчатом, метаморфическом фундаменте Ханкайского массива. Алчанский разлом в направлении на северо-восток уходит в долину р. Хор, скрываясь под молодыми эффузивами, а в направлении на юго-запад ограничивает северо-восточный борт Контрородо-Алчанской кайнозойской депрессии и далее соединяется с Синкайским разломом в устьевой части долины р. Иман.

В связи с этим, представляется более объективным проводить Синкайский разлом не по границе непосредственных выходов докембрия, а по возможному продолжению Ханкайского массива на север под молодыми вулканогенными породами, там, где его неглубокое залегание устанавливается по распространению слабо дислоцированных отложений мезозоя.

В этом случае Синкайский разлом изменяет свое простираание на северо-восточное и прослеживается пологой дугой вдоль долины р. Черная Речка (левый приток р. Бикин). За внешней стороной дуги разлома остается складчатый фундамент Ханкайского массива и залегающие на нем (при его незначительном погружении) брахискладчатые структуры, сложенные готшами мезозоя. Внутренняя сторона за дугой разлома представляет собой сочленение метаморфического фундамента Ханкайского массива с позд-непалеозойскими геосинклинальными образованиями Бикинской структурно-фациальной зоны. Это сочленение осуществляется, вероятно, по системе разрывов, являющихся оперением главной ветви разлома. Метаморфические породы Ханкайского массива вблизи разлома погружены относительно неглубоко, а с удалением к северо-западу — весьма значительно. Подтверждением сказанному может служить наличие прибрежно-морских отложений верхней перми, образующих сравнительно пологие брахиструктуры на метаморфическом, складчатом фундаменте Ханкайского массива непосредственно вблизи разлома. С внутренней стороны его дуги выходят геосинклинального типа образования верхнего палеозоя, представленные кремнисто-вулканогенно-осадочными формациями.

Характерной чертой Синкайского (Алчанского) разлома является интенсивная вулканическая деятельность, приуроченная к нему.

Подводя итог сказанному выше, следует указать, что Синкайский (Алчанский) разлом, так же как и Фудзино-Иманский, является структурой глубинного заложения и служит юго-восточной границей Бикинской структурно-фациальной зоны.

Литература

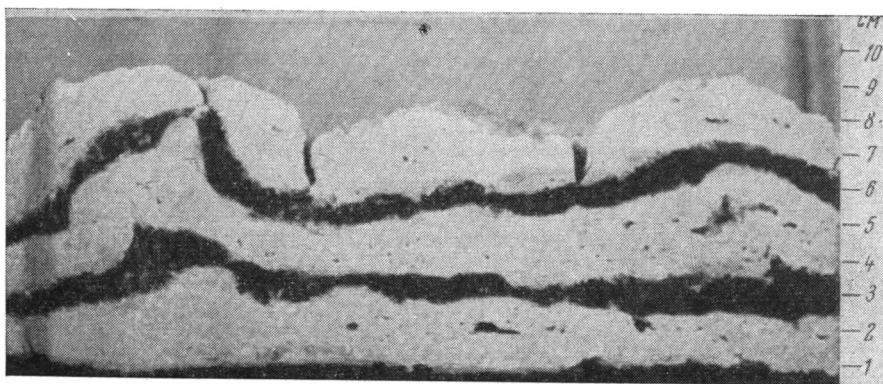
- Беляевский Н. А. Структурный шов Западного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 77, № 6, 1951.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов. Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1955.
- Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщения Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, вып. 10, 1959.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. Сов. геология, № 10, 1960.
- Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (сдвиг). Докл. АН СССР, т. 138, № 4, 1961.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 37, Госгеолтехиздат, 1960.
- Красный Л. И. Некоторые вопросы размещения глубинных разломов на востоке СССР. В кн. «Глубинные разломы», Изд-во «Недра», 1964.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. В кн. «Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр.» т. II. Изд-во АН СССР, 1939.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформация горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алиньской области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, № 6, 1963.
- Силантьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1963.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Тр. Геол. ин-та Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, т. 8, 1963.
- Соловьев В. О. Глубинные разломы юго-западного Приморья. Докл. АН СССР, т. 165, № 6, 1965.

А. В. ВИХЕРТ, Н. С. КУРБАТОВА

МОДЕЛИРОВАНИЕ СКЛАДОК, ВОЗНИКАЮЩИХ ВСЛЕДСТВИЕ УВЕЛИЧЕНИЯ ОБЪЕМА ВЕЩЕСТВА

В 1959—1963 гг. в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ авторы поставили серию опытов, направленных на изучение механизма нагнетания. В одной серии исследовалась возможность возникновения складчатости в слоистой пластичной толще, объем которой увеличивается под влиянием тех или иных причин: обводнения, как это наблюдается в глинистых толщах, или приноса вещества из глубин, как это происходит при метаморфическом преобразовании пород. Сама возможность возникновения складчатости в слоистой толще в результате увеличения ее объема не была ясна, так как можно было ожидать два исхода эксперимента: 1) либо все слои равномерно увеличат свою мощность, и образец поднимается подобно тесту; 2) либо увеличение мощности слоев будет сопровождаться смятием их в складки.

В качестве моделирующего вещества использовалась бентонитовая глина «Аскангель», способная увеличивать свой объем при намокании в 2—4 раза и развивать при этом некоторое давление. Измельченная в порошок сухая глина накладывалась прослоями, чередующимися с прослоями песка, в стеклянную банку с размером дна 16×16 см. Толщина прослоев равнялась 4—5 мм. С одной стороны возле стенки банки делалась песчаная прокладка на высоту всего образца, с тем, чтобы обеспечить фильтрацию воды к нижним прослоям. Вода заливалась сверху и проникала сквозь песчаную прокладку и песчаные прослои не более, чем за одну минуту. Намокание и набухание глинистых прослоев занимало примерно сутки. После увеличения мощности глинистых прослоев в 2—4 раза процесс увеличения объема прекращался, и опыт заканчивался. Если была необходимость изучить внутреннюю структуру образца, то его приходилось после опыта подсушивать. На рисунке — фото одного из образцов. Светлые слои — бентонитовая глина, увеличившая свой объем. Темные слои — окрашенный песок. До начала опыта все слои имели одинаковую толщину 4—5 мм. Трещины в верхнем слое глины возникли при высыхании образца.



На фото видны две антиклинальные складки, образовавшиеся вблизи боковых стенок прибора. Интересны следующие особенности деформации слоев: 1) мощность прослоев глины и высота антиклиналей возрастают вверх по разрезу, что, по всей вероятности, объясняется уменьшением нагрузки от лежащих выше слоев; 2) пережимы мощности песчаных прослоев свидетельствуют о том, что глинистый материал при увеличении объема перемещался не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях; 3) деформации каждого слоя по отношению к лежащему выше и ниже во многом дисгармоничны; 4) лишь в верхнем слое глины антиклинали имеют относительно правильную дуговидную форму, в среднем прослое это вздутия и нагромождения материала, в нижнем — только вздутия; 5) по своим морфологическим особенностям возникшая складчатость наиболее близка к той, которая наблюдается в метаморфических сланцах, гнейсах и мраморах и имеет размеры от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Московский
государственный
университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
6 мая 1966 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(571.5+571.6)

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

(Итоги Якутской сессии, г. Якутск, 25 августа — 8 сентября 1967 г.)

В Якутии состоялась V сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, посвященная вопросам теоретической и региональной тектоники и глубинному строению Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Задачами якутской сессии являлось ознакомление геологов-тектонистов с новыми материалами, накопившимися за два года, прошедшие после сахалинской сессии, и результатами научно-исследовательских работ по тектонике Сибири и Дальнего Востока различных учреждений геологического и геофизического профиля, а также определение основных направлений их дальнейшей деятельности.

Работа сессии проходила в два этапа. С 25 августа по 3 сентября были проведены экскурсии вдоль долин рек Лены и Алдана, в процессе которых участники сессии ознакомились с особенностями тектонического строения Уринского и Кылахского поднятий и Сеттэ-Дабанского антиклинория. Особенно хорошо была организована Ленская экскурсия под руководством А. К. Боброва. В этой экскурсии, помимо осмотра прекрасных обнажений пород верхнего докембрия и кембрия по берегам р. Лены, участники сессии обсудили вопросы истории развития Уринского антиклинория, Ангаро-Ленского и Березовского краевых прогибов, отметив весьма своеобразный характер этих структур сочленения платформы и смежных геосинклинальных зон.

С 4 по 8 сентября состоялись пленарные и секционные заседания совета. V сессия привлекла внимание широкого круга специалистов из организаций АН СССР, министерств геологии СССР и РСФСР и других ведомств. В работе сессии приняло участие более 250 человек из 25 организаций Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Иркутска, Красноярска, Хабаровска, Владивостока, Магадана, Южно-Сахалинска, Читы и других городов.

На заседаниях совета обсуждено 150 докладов, из которых 21 доклад заслушан на пленарных заседаниях, остальные обсуждены методом демонстрационной информации.

Сессия была открыта вступительным докладом председателя Ученого совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока Ю. А. Косыгина, который кратко рассмотрел основные этапы изучения тектоники Сибири и ее тектонического районирования, отраженного на тектонических картах разного масштаба. Более подробно докладчик остановился на главных направлениях современного этапа изучения тектоники, для которого характерно широкое применение геофизических методов исследования, изучения магматических формаций, палеотектоники, сейсмотектоники, экспериментальной тектоники и тектонической терминологии. Дальнейшие перспективы развития тектоники, по мнению Ю. А. Косыгина, заключаются в изучении динамики вещества, истории развития структур и эволюции вещества, а также математизации геологических понятий и совершенствовании принципов выделения геологических тел.

На пленарных заседаниях были заслушаны доклады теоретического и регионального направления, имеющие общее значение для тектоники Сибири и Дальнего Востока, доклады по экспериментальной тектонике и доклады, связанные с составлением новых специализированных тектонических карт.

Т. Н. Спизарский доложил о типах тектонических режимов как основе тектонического районирования на примере составленной им новой тектонической карты СССР. Он выделяет три типа земной коры: континентальный, геосинклинальный и океанический, каждому из которых соответствуют свои типы тектонических режимов. Геосинклинальная кора характеризуется наличием участков континентальной и океанической коры и интенсивной дифференциацией вещества в мантии и коре. В зависимости от энергии, с которой идет процесс преобразования вещества геосинклинальной коры,

выделяются фемический, салическо-фемический, фемическо-салический и салический геосинклинальные режимы и режимы срединных массивов с континентальной и океанической корой. В пределах континентальной коры проявляются режимы: омогеосинклинальный, платформенный и завершенной складчатости. Последний подразделяется на орогенный и койлогенный. В пределах океанической коры, еще слабо изученной, выделяются режимы океанических платформ и срединных хребтов. На тектонической карте в соответствии с предложенной классификацией режимов выделены: Сибирская платформа, области завершенной складчатости салическо-фемического типа (Сихотэ-Алиня), фемического типа (Верхоянская и Чукотская), срединные массы (Кольмо-Омолонский) и другие структуры.

В докладе М. С. Нагибиной, посвященном классификации глыбово-складчатых структур, связанных с тектоническим преобразованием древних и молодых платформ, и областей завершенной складчатости, были рассмотрены различные, часто противоречивые, определения понятия активизации у разных авторов и предложено новое, более узкое определение этого понятия. В качестве важнейшего классификационного признака выдвигается состав магматических проявлений, показывающий, что образование глыбово-складчатых структур может происходить под влиянием принципиально различных глубинных процессов. Выделяются два крупных типа: 1) глыбово-складчатые структуры с проявлением базальтоидного магматизма (структуры активизации) и 2) глыбово-складчатые структуры с проявлением внегеосинклинального гранитоидного магматизма вулканоплутонической формации (структуры ревивации). Структуры первого типа (байкальские впадины, африканские рифты и другие) пространственно и генетически не связаны с развитием одновозрастных им геосинклинальных систем. Структуры второго типа (сводовые поднятия и впадины восточно-азиатского или тихоокеанского типа и подобные им более древние структуры), как правило, пространственно и генетически взаимосвязаны с одновозрастными геосинклинальными системами и располагаются в краевых частях платформ, прилегающих к этим системам¹.

А. К. Башарин сделал доклад о геологических несогласиях и их классификации, в котором подробно остановился на признаках определения несогласий, объединенных в две группы: стратиграфо-литологические и геометрические. Рассмотрение различных комбинаций признаков несогласия позволило автору выделить восемь различных видов соотношений слоев. Исходя из этих соотношений, им строится классификация залеганий слоев, в которой выделяются: элементарные виды несогласий — перерыв, угловое несогласие, азимутальное несогласие и согласное залегание (согласие); структурные несогласия — полное или абсолютное, угловое с перерывом, азимутальное с перерывом и азимутально-угловое. На основании приведенной классификации разработана методика построения специальных карт типов взаимоотношения слоев. Предложенный метод анализа взаимоотношений слоев может быть использован для исследования тектонических движений в смысле выяснения их непрерывности или периодичности и проблемы процессов складкообразования.

Доклад Г. А. Гринберга был посвящен проблеме структурного положения гранитоидов в Яно-Кольмской системе мезозой. Он подчеркнул, что процессы гранитообразования здесь оторваны от геосинклинального развития мезозой и происходили в послескладчатый период от верхней юры до верхнего мела включительно. Тела гранитоидов пространственно приурочены к поднятиям и прогибам, резко наложенным на структурный план мезозой. Гранитообразование, по мнению докладчика, связано с процессами мезо-кайнозойской ревивации.

Доклад С. М. Тильмана «Типы мезозойского севера Тихоокеанского пояса» был посвящен зональному районированию мезозойских геосинклинальных систем. Выделяются следующие зоны или типы, по С. М. Тильману: внутренние (Невадийская и Сихотэ-Алиньская системы), внешние (пояс Милларда и Яно-Кольмская система) и переходные (Кордильеры, Чукотская и Монголо-Охотская системы). Для объяснения асимметрии в строении Тихоокеанского кольца С. М. Тильман присоединяется к мнению П. Н. Кропоткина о том, что на окраине Азиатского континента преобладали силы растяжения, а на окраине Американского — силы сжатия.

О новых тектонических картах северо-западной части Тихоокеанского пояса Северо-Востока СССР и Сибирской платформы доложили А. Д. Кириков, Л. И. Красный, В. В. Русс, К. Б. Мокшанцев и В. В. Еловских.

Д. А. Кириков, Л. И. Красный и В. В. Русс представили макеты специализированных карт северо-западной части подвижного Тихоокеанского пояса 1 : 1 500 000 масштаба — тектоно-литологический и тектоно-магматический и доложили о принципе и методе их составления. В основу построения тектоно-литологической карты положен геолого-исторический принцип; выделены складчатые геосинклинальные системы, массивы и платформы. В складчатых системах показаны различные стадии геосинклинального развития: ранняя и поздняя подстадии, инверсионные и постинверсионные стадии. Явления активизации показаны внестадийными. Кроме того, выделяются структурно-формационные комплексы. Тектоно-литологическая карта составлена как основа для специализированной карты экзогенной минерализации. Тектоно-магматическая карта — как основа для карты эндогенной минерализации — составлена по тому же исто-

¹ См. журнал «Геотектоника», № 4, 1967.

рическому принципу: на ней выделены разновозрастные структуры с расчленением их на тектоно-магматические зоны. Главное содержание карты составляют нанесенные на нее магматические формации и ассоциации метаморфических пород. Так же показан магматизм процессов активации. Глубинные разломы классифицированы по их связи с магматическими формациями.

В. В. Еловских доложил о геолого-структурно-петрологическом районировании Якутии. В пределах Якутии выделяются 5 магматических (петрографических) провинций, соответствующих областям с различными типами строения и состава земной коры: Анабарская, Западно-Якутская, Тунгусская, Алданская и Верхояно-Колымская. На карте в каждой из перечисленных петрографических провинций, наряду с главными типоморфными магматическими формациями, показаны более поздние наложенные формации и зоны с разнотипным магматизмом.

К. Б. Мокшанцев предложил выделять три главных типа структур: геосинклинали, орогенные области и платформы, рассмотрев их на примере Сибирской платформы, Верхояно-Чукотской геосинклинальной складчатой области и Монголо-Охотского пояса (на территории Монгольской Народной Республики). В пределах Сибирской платформы выделяются кристаллический архейский фундамент, орогенный комплекс (протерозой — нижний рифей) и платформенный чехол (верхний рифей — кайнозой). В Верхояно-Чукотской области, кроме фундамента, выделены: орогенный комплекс основания (протерозой), парагеосинклинальный комплекс (рифей — нижний карбон), геосинклинальный комплекс (карбон — нижний мел) и снова орогенный комплекс (верхний мел — кайнозой). Для Монголо-Охотского пояса выделяется геосинклинальный комплекс (нижний — средний палеозой) и два орогенных комплекса (пермо-карбон и мезо-кайнозой). Процессы активизации и ревивации рассматриваются им как два этапа развития орогенного комплекса.

Ю. А. Пригула — от коллектива авторов из различных нефтяных организаций — посвятил свой доклад тектонике Сибирской платформы и перспективам ее нефтегазоносности. В докладе было подчеркнуто своеобразие Ленского прогиба, который по тектоническому строению (линейная складчатость) и истории развития не отвечает типоморфным структурам краевых прогибов и перикратонных опусканий.

Л. Н. Розанов сделал доклад на тему «Основы тектонического районирования нефтегазоносных областей СССР», в котором провел сравнительный тектонический анализ древних и молодых платформ, подчеркнув, что наиболее крупные нефтяные структуры приурочены к зонам разломов. На древних плитах разломы секут фундамент и нижние ярусы чехла, а в верхней части над ними формируются нефтесодержащие валы и купола. На молодых плитах разломы секут фундамент и чехол. В тектонических деформациях чехла древних платформ преобладают изометричные формы, на молодых платформах — линейные. На древних платформах наблюдается инверсия в структурах чехла над авлакогенами. Эти зоны инверсии являются наиболее благоприятными для скопления нефтяных залежей.

И. М. Фрумкин сделал интересное сообщение о древнейшей истории развития тектонических структур Алданского щита, основанное на детальном геологическом и геофизическом исследовании. Выделяются пять разновозрастных тектоно-метаморфических комплексов, каждый из которых имеет свои черты тектонического развития. Эти комплексы объединяются в два крупных этапа развития: архейский и катархейский. На протяжении этого времени устанавливается определенная эволюция осадочного накопления и дифференциация земной коры. Наиболее древним этапом развития структур свойственны изометричные формы — ядра гранитизации, более поздние этапы характеризуются линейными складчатыми структурами.

А. Д. Смирнов, В. И. Шульдинер и Е. М. Фалькин доложили о некоторых сопоставлениях архейских комплексов метаморфических пород востока Сибири и прилегающих районов Китая и Кореи.

И. В. Лучицкий сделал интересное сообщение об экспериментально-тектонических работах Новосибирской лаборатории — о моделировании структур типа Байкальского свода и его аналогов¹.

Определенный интерес вызвало на совещании сообщение В. А. Литинского «Геолого-тектоническое строение дна шельфа арктических морей по геофизическим данным». Сходство магнитных полей площади арктического шельфа и района Оленекского поднятия Сибирской платформы привело докладчика к выводу об одновозрастности фундамента этих районов (предполагается протерозойский возраст). Геофизические данные говорят об отсутствии продолжения складчатых сооружений Верхоянья, Таймыра и Новосибирско-Чукотской складчатой зоны в пределы арктического шельфа. Лаптевская глыба является продолжением Сибирской платформы, тогда как Гиперборейская платформа по характеру геофизических полей очень сходна с Колымским и Омолонским массивами, что позволило В. А. Литинскому сделать вывод о единой Колымо-Гиперборейской платформе. Намечено продолжение Олойско-Ляховского вулканического пояса в прибрежной части Восточно-Сибирского моря. По геофизическим данным, в пределах Лаптевской и Гиперборейской платформ выделены крупные положительные и отрицательные структуры.

¹ См. журнал «Геотектоника», № 2, 1967.

В докладах Г. И. Штеха и Г. Д. Бабаяна были освещены вопросы глубинного строения Восточной части Сибирской платформы.

В сообщениях Д. И. Мусатова, Н. Н. Дашкевича и других была предложена очень своеобразная трактовка глубинного строения Тунгусской синеклизы. Из сопоставления гравиметрических и магнитометрических данных с геологическими материалами внутренняя структура Тунгусской синеклизы представлена ими как серия блоков нуклеарного строения, рассеянных глубокими субширотными и субмеридиональными прогибами типа авлакогенов, выполненных протерозойскими толщами.

Большой и интересный геологический и геофизический материал по тектонике чехла и глубинному строению Сибирской платформы, Северо-Востока СССР и других районов северо-западной части Тихоокеанского пояса и Алтае-Саянской области на совещании был представлен методом демонстрационной информации. В ряде докладов были показаны принципиально новые материалы о составе и стратиграфии нижнего палеозоя и тектонике Яно-Колымской, Чукотской, Верхоянской складчатых систем, и Колымского массива (активизированной Колымской платформы). Эти материалы позволяют по иному раскрыть палеозойскую историю их развития (В. А. Мерзляков, К. Б. Мокшанцев, А. И. Садовский и др.)

Новые данные о форме тел верхнемезозойских гранитоидов и их структурном положении на западной окраине Колымского массива были представлены Т. В. Молчановой, которая показала, что эти массивы не являются батолитами, а имеют форму пологозалегающих межпластовых и межформационных гарполитов и лакколитов, образовавшихся путем магматического замещения вмещающих толщ. По составу и морфологии тел верхнемезозойские гранитоиды западной окраины Колымского массива очень близки к одновозрастным гранитоидам юго-восточной окраины древней Сибирской платформы, внедрившимся в пределах сводового поднятия Станового хребта.

Т. С. Кирусенко доложила новую структурную карту Южно-Верхоянского синклинория мезозой, на которой выделила системы диагональных сдвиговых деформаций с правобожковым смещением, сложно сочетающихся со складчатыми структурами. К системам сдвигов и оперяющих их трещин растяжения приурочены тела верхнемезозойских гранитоидов и их жильные фации с минерализацией.

В докладе А. А. Межвилка были приведены аргументы в пользу того, что в зоне сочленения Сибирской платформы с Верхоянским мегантиклинорием на Алданском участке также имеется крупный Алданский сдвиг, заложившийся еще в палеозое и продолжающийся развиваться в юрское и меловое время.

Интересная структурно-формационная карта была составлена О. П. Алексеевой для сложнейшей в тектоническом отношении Алтае-Саянской области. На этой карте наглядно показаны не только морфология разновозрастных геосинклинальных складчатых комплексов, состав слагающих их формаций, но и структуры этапа палеозойской активизации.

Специальная серия докладов была посвящена строению краевых прогибов Сибирской платформы — Приверхоянскому и Ангаро-Ленскому. В большинстве этих докладов были приведены многочисленные новые стратиграфические и литологические материалы, показывающие, что эти своеобразные структуры сочленения платформы и геосинклиналей имели длительное развитие на протяжении почти всего времени формирования прилегающих (соответственно) Верхоянской и Байкальской складчатых систем. Анализ мощностей и фаций триасовых и юрских отложений (в Приверхоянском прогибе показывает нарастание мощностей и изменение фаций (от песчаных и глинистых) по направлению с запада на восток в сторону Верхоянской геосинклинали. Такое соотношение мощностей и фаций, по мнению А. А. Межвилка и Р. А. Биджиева, позволяет сделать совершенно иные выводы о процессе формирования Верхоянского антиклинория и отсутствии кордильеры в этой зоне в триасово-юрское время. Различные этапы формирования Приверхоянского прогиба были эффектно изображены А. Е. Киселевым на серии палеотектонических профилей.

Ряд авторов (М. П. Гришин и др.; Л. Я. Проводников; Ю. А. Трапезников; П. Н. Меньшиков и др.) представили карты поверхности фундамента всей Сибирской платформы или отдельных ее частей. Необходимо отметить, что, если для восточных частей платформы в целом наблюдается сходная картина структуры поверхности фундамента по всем представленным картам и схемам, отличия либо проявляются в рисовке отдельных, более частных деталей общей структуры, либо определяются различиями в трактовке таких понятий, как «фундамент» и «чехол», то для области Тунгусской синеклизы положение совершенно иное. Все представленные карты поверхности фундамента для этой территории резко отличны друг от друга, что, по-видимому, определяется крайне ограниченным количеством фактического материала и возможностью использования только гравимагнитных данных. При этом обильные проявления мощного траппового магматизма резко осложняют задачу исследователей в интерпретации геофизических данных.

Группа докладов была посвящена вопросам тектонического районирования фундамента Сибирской платформы (М. П. Гришин и др.; Т. Н. Спизарский, Л. В. Булина и др.). Все авторы подчеркивали гетерогенность фундамента Сибирской платформы и разделение его на ряд крупных разновозрастных блоков. В большинстве сообщений отмечалось резкое отличие западной и восточной областей платформы по характеру внутреннего строения фундамента, выражающемуся в различных типах магнитных полей.

Ряд сообщений был посвящен строению Вилюйской впадины и прилегающих территорий. В докладе Б. М. Андрусенко, Г. А. Жмурова, В. А. Ляхова, С. С. Оксманова «Новые данные о глубинном тектоническом строении восточной части Сибирской платформы по результатам интерпретации гравиметрических и магнитометрических материалов» было высказано предположение о наличии в центральной части Вилюйской синеклизы докембрийско-нижнепалеозойского выступа, соединяющего Адданскую и Анабарскую антеклизы. Положительная зона гравитационных и магнитных аномалий, совпадающая с Ботубинской седловиной, к югу разделяется на две ветви, одна из которых отделяет Ыгыттанскую и Кемпендяйскую впадины от структур Ангаро-Ленского прогиба.

М. К. Вайнберг и П. К. Мазаева на основании анализа сейсмических материалов предполагали неодновременность образования отдельных структур в пределах Вилюйской синеклизы. Так, если Линденская впадина развивалась на протяжении палеозоя и мезозоя, то Хапчагайское поднятие и Лулхинская впадина возникли уже в послепермское время.

А. Р. Буняков, Ю. В. Венцлавский и др. доложили о новых результатах сейморазведочных работ МОВ и КМПВ в южном борту Вилюйской синеклизы в районе Чакыйского максимума силы тяжести. Эти работы, проводившиеся в комплексе с параметрическим колонковым бурением, позволили выделить здесь под осадочным чехлом нижнего палеозоя крупные структурные элементы, сложенные мощными (до 2 км) отложениями верхнего протерозоя (?) и отделенные от лежащих выше толщ угловым несогласием. Комплекс этих отложений в районе Якутского поднятия полностью исчезает.

В докладе В. В. Еловских и др. «Тектоническое строение Верхояно-Колымской складчатой области по данным региональных геофизических исследований» отмечалось, что Верхояно-Колымская эпикратонная геосинклинальная область возникла на раздробленном и неравномерно-погруженном гетерогенном основании. В его строении входят устойчивые архейские срединные массивы и авлакогены, подвижная платформа на раннепротерозойском фундаменте и зоны палеозойских «сквозных» геосинклинальных развития. Все эти структуры находят отчетливое выражение в геофизических полях, что позволяет выделить ряд тектонических элементов первого порядка, отличающихся по глубине погружения, составу и строению фундамента.

На тектонической карте востока Сибирской платформы и Верхоянской складчатой системы, составленной К. Б. Мокшанцевым и другими на основании сопоставления гравиметрических, магнитных и геологических данных, была выделена интереснейшая единая система глубинных разломов северо-восточного простирания, пересекающая фундамент платформы и основания Верхоянских мезозойских зон. Эта система разломов, проходящая в центральной части Вилюйской синеклизы, прослеживается далее к северо-востоку под верхоянским комплексом, вплоть до соединения с системой глубинных разломов, ограничивающих с северо-северо-запада Колымский срединный массив. К сожалению, очень слабая дифференцированность магнитного поля в пределах собственно Верхоянья не дает полной уверенности в существовании этой единой и непрерывной системы разломов.

В процессе осмотра материалов, представленных методом демонстрационной информации, у стендов происходил живой обмен мнениями между докладчиком и участниками совещания и возникали интересные дискуссии.

В заключение совещания Ю. А. Косыгин сделал доклад о принципах тектонического районирования. Он подчеркнул, что при составлении тектонических карт необходимо выделение единого унифицированного принципа для расчленения тектонических структур, как это практикуется в стратиграфии при выделении возрастных границ. Анализируя историю вопроса о выделении тектонических структур — геосинклиналей и платформ, Ю. А. Косыгин упомянул, что такое расчленение шло: 1) по метрическому признаку (условиям залегания), 2) по вещественному признаку. Г. Штилле ввел третий, худший, признак — историко-генетический. Основным и единым принципом тектонического районирования, по мнению докладчика, является вещественный.

Главные задачи тектонистов, по мнению Ю. А. Косыгина, следующие: 1) разработка количественных критериев для выделения формаций, 2) объемное тектоническое районирование и 3) разработка методики тектонического районирования.

В процессе совещания и на его заключительном заседании развернулась широкая дискуссия. В прениях приняли участие К. В. Боголепов, Б. Г. Бычок, Ю. П. Ивсен, Д. А. Кириков, В. А. Литинский, В. М. Мерзляков, Т. В. Молчанова, К. Б. Мокшанцев, М. С. Нагибина, С. В. Нужнов, М. В. Пиатровский, Г. Г. Ремпель, А. И. Садовский, В. М. Синюков, Т. Н. Спичарский, В. Е. Хаин, Г. И. Штех и др.

Наиболее острая дискуссия происходила на тему классификации структур активизации и ревивации, выделения третьего типа структур земной коры (кроме платформ и геосинклиналей), выделения орогенных структур, а также по другим вопросам геотектонической терминологии.

В процессе обсуждения были намечены основные направления для научно-исследовательских работ по тектонике Сибири и изучению глубинного строения фундамента Сибирской платформы и прилегающих складчатых систем, которые нашли отражение в резолюции совещания.

Были приняты решения: следующую, VI сессию Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока посвятить проблеме мезозойского тектогенеза и провести ее в г. Магадане с экскурсиями в разнотипных структурных зонах мезозой, кроме того, считать целесообразным провести внеочередную сессию этого совета осенью 1968 г. в г. Новосибирске для обсуждения принципа тектонического районирования, методики составления тектонических карт и вопросов тектонической терминологии.

*М. С. Нагибина.
Ю. А. Трапезников*

УДК 551.24+551.71

ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ НА КИЕВСКОМ СИМПОЗИУМЕ ПО ДОКЕМБРИУ

С 4 по 10 октября 1966 г. в Киеве проходила объединенная сессия Международной комиссии по геохронологии и Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при отделении наук о Земле АН СССР. Отличительной чертой этой сессии явилось широкое обсуждение различных проблем геологии, в особенности вопросов тектоники. Подобная направленность сессии была обусловлена уже самим подбором докладов: половина докладов была сделана геологами, непосредственно ие занимающимися геохронологическими исследованиями.

Наибольшее внимание на сессии было уделено проблеме возрастного расчленения докембрийских образований, являющегося основой для любых тектонических построений. При этом выявилось три принципиально различных подхода к данной проблеме. В докладе Н. П. Семененко, разделившего все докембрийские отложения Земли на дробные геохронологические подразделения, отчетливо прозвучала мысль о возможности расчленения докембрия по чисто радиологическим данным. Надо сказать, что ряды сторонников этой крайней точки зрения непрерывно уменьшаются и в настоящее время многие из них уже вынуждены признавать (хотя бы на словах) необходимость комплексного изучения докембрия для разработки стратиграфии древних толщ. В отличие от Н. П. Семененко, Б. М. Келлер кладет в основу любой стратиграфической схемы прежде всего биостратиграфические данные. Отсутствие в раннем докембрии достаточного количества ископаемых остатков позволяет ему утверждать, что геохронология докембрия еще недостаточно обоснована и поэтому сравнение имеющихся цифр абсолютного возраста горных пород дает лишь иллюзию точности. Наконец, третье направление, поддерживаемое большинством исследователей, состоит в выделении крупных естественных этапов геологического развития земной коры. Это выделение опирается на использование различных методов: геохронологических (изотопных), историко-геологического (формационного) и биостратиграфического. Данные методы положены в основу разделения докембрия, предложенного Л. И. Салопом в его докладе «Общие принципы стратиграфического и геохронологического расчленения докембрия». Докембрий, по Л. И. Салопу, разделяется на пять различных по длительности эр, границы между которыми устанавливаются по крупным тектоно-плутоническим циклам с абсолютным возрастом 2600—2800, 1900—2100, 1650—1850, 1000—1100 и 600—620 млн. лет. Выделенные эры, помимо возрастных различий, отличаются также преобладанием тех или иных формаций или специфическим стилем тектоники. Наиболее своеобразными являются древнейшие, архейские образования, с абсолютным возрастом более 2800 млн. лет. Прежде всего они отличаются широким развитием куполовидных структур при малом количестве перерывов и угловых несогласий. Характерно также преобладание псефитовых пород и отсутствие структурно-фациальной зональности. Высокая степень метаморфизма пород, обычно наблюдаемая в древних толщах, по мнению Л. И. Салопа, закономерно отражает особые геотермические условия в архейской коре, способствовавшие формированию гиперстеновых плагиогнейсов и продуктов их гранитизации — чарнокитов. Отсюда Л. И. Салоп приходит к выводу о возможности использования метаморфического критерия для стратиграфических целей и ставит вопрос о пересмотре геолого-структурного положения слабометаморфизованных пород, относимых в настоящее время к архею (например, серии кватин Камадокого щита или дарварской серии Индостана). Подобная точка зрения, на наш взгляд, не способствует выяснению структуры земной коры, так как распределение различных фаций метаморфизма зависит не столько от возраста пород, сколько от их тектонической позиции. Общая направленность эволюции тектонических процессов, выражающаяся, в частности, в уменьшении степени метаморфизма более молодых образований, еще не дает нам права безоговорочно использовать метаморфический критерий для определения возраста пород.

Рассматривая мощности разновозрастных молассовых отложений и приблизительные скорости осадконакопления от протерозоя до плиоцена, Л. И. Салоп приходит

к выводу, что главной характерной чертой тектонической эволюции Земли является увеличение с течением времени интенсивности тектонических движений, их амплитуды и степени дифференциации. Этот интересный вывод, по всей вероятности, отражает лишь одну из сторон сложного процесса тектонической эволюции земной коры; для раскрытия всего многообразия тектонических явлений в истории Земли несомненно необходимы дальнейшие специальные исследования.

Наряду с общими вопросами тектоники и тектонической эволюции земной коры на сессии рассматривалось также тектоническое строение отдельных районов Русской платформы. А. С. Новиков в докладе «Некоторые особенности тектоники докембрия Восточно-Европейской платформы» по-новому решает вопрос о природе средне-протерозойских дислокаций района Сегозеро—Онежское озеро. Эти дислокации, по ее представлениям, развиваются в зоне наибольшего проявления основного магматизма в структурах типа авлакогенов. Сходство тектонического строения и близость цифр абсолютного возраста горных пород, выполняющих эти структуры, позволяют А. С. Новиковой ставить вопрос об одновременности формирования отложений прионежского итня и ятулия района Сегозера. Эти отложения совершенно справедливо рассматриваются ею как древнейшие образования платформенного типа.

Э. К. Герлинг, К. О. Кратц и С. Б. Лобач-Жученко выступили с докладом «Докембрийская геохронология Балтийского щита» и продемонстрировали геохронологическую карту щита, составленную по данным на 1 июня 1966 г. На карте выделены три зоны (Саамо-Карельская, Свекофеннская и Свеко-Норвежская), разделяющиеся на ряд подзон. Характеристика этих зон освещает также некоторые интересные вопросы тектоники Балтийского щита. В частности, четко показано, что вся восточная часть щита (Саамо-Карельская зона) является областью весьма ранней консолидации — на большей части этой территории прослеживается фундамент с возрастом более 2600 млн. лет. Получены также первые данные о ранних этапах развития беломорского пояса, характеризующихся цифрами около 2600—2800 млн. лет. Завершение магматической активности в беломорском поясе, по-видимому, произошло около 1950 млн. лет назад, хотя имеются и меньшие цифры абсолютного возраста.

Согласно последним радиометрическим данным, возраст смоландских гранитов в южной Швеции составляет 1745 млн. лет, на основе чего Э. К. Герлинг и его соавторы относят теперь готские образования к свекофеннскому складчатому поясу. В то же время между формированием Свекофеннской и Свеко-Норвежской зон устанавливается длительный (более 700 млн. лет) период господства платформенных условий осадконакопления, период относительной стабильности Балтийского щита.

Правомерности выделения в пределах Русской платформы готской складчатости был посвящен доклад И. П. Палая. Этот доклад основан на тщательном изучении материалов по геологическому строению, формационному составу и особенностям магматизма докембрийских образований южной Швеции, до последнего времени являвшихся тектонотипом готской складчатости. Сопоставление этих данных с имеющимися определениями радиометрического возраста горных пород приводит к выводу, что на родине «готид» — в южной Швеции — не существует складчатых геосинклинальных образований с абсолютным возрастом 1000—1500 млн. лет. Комплекс готских пород следует рассматривать как древнейшие платформенные образования, синхронные с геосинклинальными толщами поздних свекофенид Центрального Норланда. С таким выводом хорошо согласуется и характер магматизма «готид» — готские гранитоиды по всем признакам относятся (согласно классификации Ю. А. Кузнецова) к ряду габбро-гранитных формаций ранних этапов развития древних платформ, а именно к формации рапакиви. Отсутствие геосинклинальных образований готид в пределах Балтийского щита делает совершенно неравномерными попытки выделения складчатых сооружений готид под осадочным чехлом Русской платформы, где они практически выделяются некоторыми геологами только по абсолютному возрасту гранитов или по возрасту обусловленного ими метаморфизма.

Последнее заключение полностью подтверждается работами М. А. Гаррис, в частности теми материалами, которые изложены в докладе М. А. Гаррис и Д. В. Постникова, присланном на Киевский симпозиум. Согласно этим исследованиям, формирование гетерогенного фундамента в восточной части Русской платформы завершилось 1750—1850 млн. лет назад мощным развитием процессов гранитизации, которые привели к консолидации карельских и беломорских структур в единое целое. С этого времени геосинклинальные условия в данном регионе более не возобновлялись. Рифейская тектоно-магматическая активность проявилась лишь в расколах фундамента на крупные блоки, внедрении гипабиссальных интрузий габбрового состава и в соответствующем формировании локальных зон динамического, контактового и гидротермально-метасоматического метаморфизма.

Приведенный выше краткий обзор тектонических аспектов работы Киевского симпозиума по докембрию убедительно показывает плодотворность нового направления в деятельности Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о Земле АН СССР. Это направление выражается в широком привлечении геологов различных специальностей к решению сложных вопросов структурно-геохронологического расчленения докембрия.

И. П. Палай

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, 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 В 3-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 9.I.1968 г. Т-04264 Подписано к печати 6/III 1968 г. Тираж 1685 экз.
Зак. 5011 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. л. 12,6+1 вкл. Бум. л. 4¹/₂ Уч.-изд. листов 15,3

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

В-71
МАЛ КАЛУЖСКАЯ
Д 12 КВ 11
ПУШЕРОВСКОМУ
70228
1-12

13

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ В 1968 ГОДУ:

ГРИНБЕРГ Г. А. Докембрий Охотского массива. 20 л. 1 р. 60 к.

В работе освещаются вопросы геологии, петрологии и истории геологического развития еще недостаточно изученного Охотского массива. Особенно важными представляются новые данные автора по кристаллическому фундаменту Охотского массива — химические анализы пород и минералов, парагенетический анализ метаморфических ассоциаций, абсолютный возраст пород и минералов.

Работа рассчитана на геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

КАРПОВ И. К. и др. Константы для термодинамических расчетов в геохимии. 12,5 л. 88 к.

Книга содержит значения основных термохимических констант: стандартных энтальпий образования, стандартных изобарных потенциалов образования энтропий и уравнений теплоемкости элементов, окислов, минералов, жидкостей, газов, ионов и молекул в водных растворах при повышенных температурах.

Предварительные заказы принимаются всеми магазинами «Академкнига» и книготоргов.

СВОЕВРЕМЕННО ЗАКАЗЫВАЙТЕ НЕОБХОДИМЫЕ ВАМ КНИГИ.

