

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ  
Ю. В. КАЗАНЦЕВ  
Т. Т. КАЗАНЦЕВА

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ



Издательство  
· Наука ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ

Ю. В. КАЗАНЦЕВ

Т. Т. КАЗАНЦЕВА

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ

3452



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · МОСКВА 1981



Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981.

В работе рассматривается происхождение складчатости на примерах строения древних и молодых платформ, краевых прогибов и геосинклинальных областей. Доказывается, что все пликативные дислокации образовались в аллохтонных пластинах в результате горизонтального сжатия, которое испытывали слоистые комплексы пород.

Работа является теоретическим исследованием, имеющим важное практическое значение. Установленные в ней закономерности формирования складок позволяют существенно повысить эффективность поисково-разведочных работ на нефть, газ, руды и другие полезные ископаемые.

Ил. 50, библиогр. 270 назв.

Ответственный редактор

Б. М. ЮСУПОВ

## **ВВЕДЕНИЕ**

В дислокациях горных пород наиболее ярко зафиксирована история развития нашей планеты, в том числе самые драматические события ее геологической жизни — величайшие катастрофы и революции, неоднократно потрясавшие земной шар в течение более чем четырех миллиардов лет.

От познания генезиса складчатости зависит, как известно, выяснение не только тектонических, но также геодинамических и геохимических процессов, происходящих в недрах земной коры и верхней мантии. К вопросам происхождения складчатости было приковано пристальное внимание многих поколений геологов, что нашло отражение в обширной отечественной и зарубежной литературе, насчитывающей немало выдающихся работ, посвященных изучению кардинальных проблем геотектоники. Хотя проблема происхождения складчатости является одной из наиболее старых, вместе с тем она остается остро актуальной и в современной геологии. Многие исследователи называют ее проблемой номер один геотектонической науки и отмечают, что она «представляет один из труднейших вопросов теоретической тектоники» [Шатский, 1945, с. 58].

Несмотря на то, что к настоящему времени проведен значительный объем исследований, проблема генезиса складчатости все еще не может считаться решенной, о чем свидетельствуют многочисленные публикации последних лет, в которых происхождение дислокаций трактуется с различных, часто альтернативных позиций.

Выяснение генезиса складчатости имеет не только теоретическое, но и важнейшее практическое значение. От правильного понимания происхождения дислокаций горных пород всецело зависит эффективность поисково-разведочных работ на подавляющее большинство полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, руды и др.).

## **КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ВОПРОСА**

Развитие представлений о происхождении складчатости шло сложными путями. Геологи прошлого столетия полагали, что образование дислокаций в земной коре и ее осадочном чехле

связано с сокращением поверхности планеты, происходящим в процессе ее тепловой контракции. При этом смятие слоев в складки считалось вполне естественным явлением, вызванным силами тангенциального сжатия. Однако физические расчеты, выполненные в 20-х годах нашего столетия, поколебали веру геологов в представления контракционистов. Выяснилось, что для образования известных на Земле складчатых сооружений с помощью тепловой контракции потребовалось бы остывание земного шара на многие тысячи градусов, что является нереальным. Не объясняла эта гипотеза и цикличности процессов складкообразования, а также существования структур растяжения.

После ожесточенной критики контракционной гипотезы подавляющее большинство геологов от нее отказалось. К тому времени геологические исследования, проведенные в складчатых областях и на платформах, показали, что крупные структуры характеризуются унаследованным длительным развитием, четко фиксируемым в размещении мощностей и фаций осадков. Выяснилось, что простирающиеся платформенные складки характеризуются большим разнообразием и не всегда оказываются параллельными смежным орогенам.

Экспериментальные исследования по воссозданию складчатости установили, что пластические (пликативные) дислокации не могут передаваться силами горизонтального сжатия на сколько-нибудь значительное расстояние, а быстро затухают от места приложения давления.

Все эти данные были истолкованы как убедительные доказательства главенствующего значения в формировании структуры земной коры вертикальных движений. М. М. Тетяев [1941, с. 124] писал: «Теория бокового сжатия не в состоянии больше объяснить всю сложность складчатой структуры и сейчас становится тормозом ее дальнейшего изучения».

Последующая судьба теоретической тектоники на многие годы оказалась связанной с развитием идей фиксизма. Эти идеи ставили геологов перед необходимостью поисков объяснения складкообразования без привлечения сил бокового сжатия. Прежде всего была возрождена ранее популярная плутоническая концепция, согласно которой образование гор и поднятий связано с давлением глубинной магмы, выпучивающей земную поверхность кверху.

Э. Хаарман [Haarman, 1930] и Р. Беммелен [Bemmelen, 1932, 1936] вслед за Дж. Геттоном [Hutton, 1795] и Е. Рейером [Reyer, 1888] считали возможным образование складок в результате гравитационного сползания слоистых пород с растущих поднятий. Согласно взглядам названных авторов, первичный тектогенез связан с вертикальными движениями, а вторичный (производный от первого) — с явлениями течения слоистых масс в смежные депрессии под действием силы тяжести. Из советских геологов такие представления развивали С. С. Шульц

[1943], Н. И. Николаев [1947], а в наши дни — П. Е. Оффман, Э. А. Буш [1972, 1979], а также ряд других исследователей.

Представления о гравигенном происхождении складчатости не объясняют многих важных особенностей строения складчатых областей, в частности интенсивного смятия и метаморфизма пород осевых зон орогенов, откуда, согласно данной идее, должны сползать осадочные толщи в смежные депрессии. Не доказана и сама возможность послойного перемещения и смятия в складки литифицированных образований под действием силы тяжести. Не объясняет эта гипотеза и возникновение чешуйчато-надвиговых структур, наличие корней гор и т. д.

Дж. Бейном [Bain, 1931] и М. М. Тетяевым [1934] была высказана идея, согласно которой складкообразование происходит под действием глубинного диапира, вызывающего раздавливание вышележащих пород и пластическое растекание их в стороны.

«Из общего изучения складчатой структуры в целом,— пишет Тетяев,— приходим к заключению о невозможности ее генезиса путем механического бокового давления... все имеющиеся до сих пор данные характеризуют эту структуру как фиксированное движение масс; вместе с тем это движение напоминает растекание масс в две противоположные стороны от центральной части складчатой зоны к ее платформам, в условиях общего сжатия масс в вертикальном направлении» [Тетяев, 1934, с. 240].

Взгляды М. М. Тетяева были развиты в работах В. В. Белюсова [1954, 1962 и др.], В. В. Бронгулеева [1951], П. К. Куликова [1968] и ряда других авторов.

Согласно указанным выше представлениям, во внутренних частях складчатых областей должны присутствовать обширные зоны вертикального расплющивания пород, в действительности не наблюдающиеся. Гипотеза вертикального раздавливания не смогла удовлетворительно объяснить существование крупных надвигов и шарьяжей, интенсивную дислоцированность осевых зон орогенных областей, а также сокращение поперечника последних в результате складкообразования. Следовательно, эта гипотеза, так же как и предыдущая, не может быть принята для объяснения происхождения складчатости.

Со времен работ Дж. Холла [Hall, 1859] широкое развитие получила идея генезиса складчатости в результате так называемого саморазвития материи Земли, согласно которой складкообразование не может быть обусловлено силами, действующими на складчатую зону извне, а является результатом глубинных геохимических процессов, происходивших внутри данной зоны и вызвавших метаморфизм пород, увеличение их объема и смятие в складки [Сорский, 1962; Кириллова, 1962; Гончаров, 1979; Захаров, 1979 и др.]. Так, по мнению С. А. Захарова [1979, с. 142], «складки складчатых систем могут быть созданы только усилиями, возникающими внутри слоистых толщ вслед-

стве преобразования в механические силы энергии, вносимой в породы в других формах... Рассмотрение возможных факторов приводит к выводу, что только региональный метаморфизм, начиная со стадии катагенеза (позднего диагенеза), может вызвать достаточное дифференцированное увеличение объема пород вследствие иммиграции вещества, химической и тепловой энергии. Изменение объема создает стресс, действие которого совместно с перекристаллизацией, приводит к послыльному течению пород».

Аналогичные взгляды на складкообразование были высказаны недавно и М. А. Гончаровым [1979], согласно которым региональный метаморфизм вызывает появление инверсии плотностей в земной коре, всплытие более легких нижележащих толщ и, как следствие этого процесса, смятие пород в складки. Согласиться с представлениями о метаморфогенном происхождении складчатости нельзя, так как этому противоречит, во-первых, тот факт, что складчатости подвержены не только метаморфизованные, но даже слабо литифицированные породы, во-вторых, с помощью такого механизма нельзя объяснить формирование надвигов, шарьяжей и крутых складок.

Существует много и других гипотез, пытающихся объяснить происхождение складчатости без привлечения сил горизонтального сжатия. Большинство из них подробно рассмотрено в работах М. М. Тетяева [1941], В. В. Белоусова [1948, 1962], П. Н. Кропоткина [1950], Р. Беммелена [1956], В. Бухера [1960], В. В. Бронгулеева [1967], Л. А. Пухлякова [1970], С. А. Захарова [1979] и других авторов, и поэтому нет необходимости на них останавливаться.

Длительное сосуществование многих тектонических гипотез, отражающих сложность проблемы складкообразования, породило ошибочное мнение о том, что складки могут образовываться: «при одновременном или последовательном действии многих механизмов» и что «способы формирования складок бесконечно разнообразны» [Захаров, 1979, с. 5].

Такое мнение не может считаться справедливым хотя бы потому, что во многих гипотезах способы образования складок являются взаимоисключающими, что подтверждается и различием морфологических особенностей дислокаций, полученных при их моделировании в разных условиях. Так, складки, образующиеся при горизонтальном сжатии, характеризуются утолщением слоев в сводовых частях, а складки, вызванные внедрением снизу жестких штампов,— их утонением. Процесс формирования гравигенных дислокаций, как предполагается, должен охватывать область небольших глубин, тогда как образование складок путем регионального метаморфизма возможно лишь в глубоко погруженных толщах и т. д. Другими словами, разные гипотезы предполагают различные, часто несовместимые условия образования складок и различную их морфологию.

Признание множественности способов формирования складок затрудняет изучение проблемы складкообразования. Напомним, что именно обилие гипотез и их противоречивость послужили основанием Лонгвеллу заявить, что теоретический хаос в геотектонике подобен положению в сумасшедшем доме [Тетяев, 1934, с. 34].

Как известно, еще Э. Зюсс справедливо указывал, что все многообразие геологических явлений сводится к немногим основным принципам. Действительно, все складчатые дислокации являются по существу сходными, отличаясь лишь размерами и интенсивностью развития, что позволяет считать способы их образования принципиально одинаковыми. Морфологические же различия складок зависят от местоположения, которое они занимают в общей геологической структуре, на платформе или в складчатой области (геосинклинали), краевом и межгорном прогибе или в авлакогене, а также от литологического состава и особенностей напластований сминаемых толщ.

## ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

После работ Г. Штилле укоренилось мнение о том, что собственно складчатые дислокации характерны лишь для геосинклиналей альпийского типа, на платформах же развиты глыбовые (германотипные) нарушения, существенно отличающиеся по своему происхождению от первых. «На всем земном шаре германотипная тектоника приобретает особенно большое значение, после того как альпинотипная исчерпывает свои возможности» [Штилле, 1964, с. 884].

Действительно, складчатость осадочного чехла платформ характеризуется рядом специфических особенностей, отличающих ее от дислокаций подвижных поясов. В пределах платформ обычно развиты пологие асимметричные антиклинальные валы и обширные куполовидные поднятия, осложненные малоамплитудными локальными складками. В отличие от складчатых областей дислокации на платформах выражены значительно слабее, они не заполняют равномерно всю территорию, а нередко отделяются друг от друга более или менее значительными участками горизонтального залегания слоев. Складчатость, развитая в пределах платформ, получила название платформенной [Косыгин, 1969], прерывистой или идиоморфной [Белоусов, 1954], а сами складки такого типа Н. С. Шатский [1945] называл плакантиклиналями.

Работами Н. С. Шатского и А. Л. Яншина было установлено, что строение древних, докембрийских и молодых, фанерозойских платформ существенно отличается. Оказалось, что чем моложе платформы, тем больше обнаруживается структурных связей между ее складчатым основанием и осадочным чехлом и тем

подвижнее само основание [Яншин, 1965; Обуэн, 1967; Геология..., 1975].

Согласно общепринятым взглядам, платформенные складки являются типичными представителями дислокаций, образованных дифференцированными вертикальными движениями блоков фундамента земной коры [Розанов, 1949, 1957; Бронгулеев, 1951; Успенская, 1952; Белоусов, 1954, 1975; Шафиро и Хлыстова, 1962; Брангулис и Брио, 1978; Гавриш, 1978; Наместников и др., 1978; Удот, 1979; и др.].

Такие представления о происхождении платформенных структур нашли отражение и в генетической классификации последних, в которой они именуются «штамповыми», глыбовыми и отраженными.

«Форма глыбовых складок и самостоятельность развития каждой из них не оставляют сомнений в том, что такие складки образовались в результате поднятия участков земной коры под влиянием сил, направленных вертикально снизу вверх. Размеры и форма этих складок на поверхности определяются размером, формой и амплитудой поднятия в более глубоких зонах коры» [Белоусов, 1975, с. 46]. Согласно В. В. Бронгулееву [1951, с. 125], «формирование куполовидных структур платформы в пределах ее слоистого комплекса может рассматриваться лишь как пассивное приспособление последнего к локальным вертикальным перемещениям отдельных блоков кристаллического основания». В. А. Клубов [1972, с. 27] считает, что формирование нефтеносных антиклинальных валов платформы «могло происходить лишь как развитие структур группового штампа в условиях вертикальных подвижек вмещающих блоков».

Анализ геологического строения платформенных площадей, детально изученных нефтепоисковым бурением, позволяет отказаться от представлений о ведущей роли вертикальных движений в формировании антиклинальных структур. Материалы глубокого бурения и геофизики показывают, что поверхность кристаллического фундамента образует формы рельефа, часто не обнаруживающие непосредственной связи с локальными складками осадочной толщи. Более того, структура чехла на платформах нередко построена сложнее, чем поверхность фундамента, что свидетельствует о достаточно высокой тектонической активности осадочной оболочки и способности ее создавать самостоятельные дислокации.

Напомним, что Э. А. Арган [1935] признавал существование в пределах платформ двух типов деформаций: обширных поднятий кристаллического фундамента и складок осадочного чехла, не распространяющихся в фундамент. Первый тип складок он назвал глубинным, второй — покровным.

В настоящее время установлено, что явления дисгармонии имеют место не только на границе фундамента с осадочным покровом и что разные стратиграфические комплексы внутри чехла также находятся между собой в сложных структурных

взаимоотношениях. При этом усложнение структуры осадочного комплекса нередко происходит вверх по разрезу, выражаясь в существенном возрастании количества складок, возникновении линейных антиклинальных валов и мелких дислокаций, отсутствующих в нижних горизонтах чехла и в породах фундамента. Иногда дислокации нижних и верхних горизонтов смещаются в сторону или имеют разные простирания. Все эти особенности структуры осадочной толщи могут быть удовлетворительно объяснены лишь в том случае, если признать, что решающая роль в их формировании принадлежит горизонтальным движениям земной коры.

В зависимости от соотношения структурных форм по различным горизонтам чехла В. Д. Наливкин [1962, 1965] в пределах Волго-Уральской области выделил четыре типа складок: сквозные, исчезающие в верхних горизонтах; навешенные, исчезающие в нижних горизонтах; дисгармоничные, проявляющиеся лишь в определенных стратиграфических комплексах и пропадающие вниз и вверх по разрезу. Первые два типа складок отвечают глубинным, а последние — покровным структурам Э. А. Аргана. Учитывая, что все складки распадаются на две естественные группы: сквозные (или глубинные) и бескорневые (или покровные), в дальнейшем изложении мы будем придерживаться этой классификации.

В пределах платформенных областей наиболее широко распространены бескорневые антиклинали, исчезающие вниз по разрезу или превращающиеся в нижних горизонтах в синклинали. По подсчетам Г. Д. Удота [1979], более 50% месторождений нефти и газа Тимано-Печорской провинции связано именно с такими бескорневыми складками.

### **БЕСКОРНЕВЫЕ СКЛАДКИ**

В Волго-Уральской области эти складки обнаруживаются в одних случаях с отложений рифейского возраста (бавлинской серии), в других — с девона, в третьих — с карбона либо даже верхней перми.

Происхождение бескорневых складок принято связывать с инверсией блоков кристаллического фундамента [Белоусов, 1954; Розанов, 1957; Шафиро, Хлыстовá, 1962; Брангулис, Брио, 1978; Стирпейка, 1978; Фишер, 1978; и др.]. Согласно инверсионной гипотезе считается, что ранее погруженные блоки фундамента впоследствии испытывают вертикальные поднятия, вызывая образование антиклиналей в осадочной толще. Так, по мнению А. Д. Стирпейки [1978], бескорневые структуры Южной Прибалтики формировались в два этапа. В начале поздней перми здесь возникли узкие валообразные опускания, которые затем, в предъюрское время, испытали инверсию и были подняты с образованием высокоамплитудных бескорневых поднятий в пермско-триасовых отложениях. А. П. Брангулис и

Х. С. Брио [1978] также полагают, что бескорневые структуры, развитые на территории Латвии, возникли в результате вертикальных движений блоков кристаллического фундамента.

Мы уже отмечали, что гипотеза блоковой (отраженной) складчатости не подтверждается геолого-геофизическими исследованиями и не согласуется с данными об особенностях строения складок и их взаимоотношений с поверхностью фундамента. Бескорневые структуры часто встречаются над глубокими прогибами поверхности кристаллического основания и в большинстве случаев экранируются снизу ненарушенными толщами самой же осадочной оболочки, что исключает возможность формирования этих дислокаций под влиянием вертикальных движений земной коры. Изучение соотношения структур чехла и фундамента на детально разбуренных нефтеносных площадях позволяет прийти к выводу о том, что генезис бескорневых складок связан не с вертикальными движениями докембрийских гранито-гнейсов, а с дифференцированными латеральными перемещениями, происходящими в самом осадочном чехле в условиях бокового сжатия [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов и др., 1979].

Известно, что горные породы в зависимости от их литологического состава и физико-механических свойств по-разному реагируют на проявления тангенциального сжатия. Например, в мощных толщах жестких, массивных известняков и песчаников развиваются обширные куполовидные и брахиантиклинальные структуры с очень пологими крыльями, а в тонкослоистых глинах и аргиллитах — мелкие линейные и дисгармоничные складки, крылья которых круто наклонены или опрокинуты. Это объясняется тем, что жесткие массивные породы передают усилия бокового сжатия на значительно большие расстояния, чем пластичные и тонкослоистые отложения. Следовательно, в условиях литологически неоднородного стратиграфического разреза неизбежен дифференцированный характер горизонтальных движений внутри осадочного комплекса. Горизонтальное перемещение жестких массивных пород происходит в виде скольжения по пластичным и тонкослоистым отложениям, играющим роль смазки. При этом в жестких породах образуются пологие и обширные структуры, а в пластичных отложениях — мелкие складки волочения и зоны тектонического дробления. Таким образом, бескорневые дислокации платформенного чехла могут развиваться лишь в тех толщах, которые содержат в своем составе горизонты пластичных тонкослоистых пород<sup>1</sup>. Причем складчатость возникает в этих горизонтах и выше них, но не затрагивает нижележащие отложения.

Справедливость такого механизма складкообразования подтверждается и экспериментальными исследованиями при моде-

<sup>1</sup> Бескорневые складки в жестких породах могут образовываться надвиговыми нарушениями.

лировании дислокаций. Б. Виллисом [1934] было выяснено, что горные породы являются проводниками сжатия пропорционально их толщине и твердости. Поэтому твердые породы он назвал компетентными, а пластичные — некомпетентными.

Материалы глубокого бурения в Волго-Уральской области позволяют выделить несколько регионально прослеживающихся глинистых и галогенных горизонтов, по которым осуществлялось латеральное тектоническое скольжение вышележащих толщ. Главнейшими из них являются кыновский и семилукский горизонты франского яруса, задонско-елецкие слои фаменского яруса верхнего девона, верейский горизонт среднего карбона и кунгурский ярус нижней перми. Во всех названных стратиграфических подразделениях содержатся пластичные и тонкослойные породы (рис. 1). Так, кыновский горизонт на обширных площадях сложен аргиллитами и алевролитами мощностью до 30—35 м, семилукский — переслаивающимися глинами и мергелями мощностью до 120 м, задонско-елецкие слои — известковистыми глинами мощностью более 50 м. В верейском горизонте мощность глинистой части разреза достигает 15 м. Кунгурский ярус содержит каменную соль и гипс мощностью до 350 м (Федоровская площадь). Кроме того, тектоническое скольжение известняков и песчаников происходило по пачкам аргиллитов и глин бавлинской серии верхнего докембрия, старооскольского горизонта среднего девона, турнейского яруса, тульского и угленосного горизонтов визейского яруса нижнего карбона, по солям, гипсам и ангидритам артинского яруса и глинам верхней перми.

В тех районах, где пластичные горизонты отсутствуют или фациально замещаются более прочными породами (известняками, песчаниками и т. п.), дисгармоничные дислокации на соответствующем стратиграфическом уровне не развиваются. Так, в южной части Предуральяского прогиба, где интервал разреза от среднего девона до среднего карбона включительно сложен известняками и доломитами, бескорневые структуры неизвестны. Выклинивание аргиллитов верейского горизонта в пределах юго-восточного склона платформы объясняет отсутствие здесь в среднем карбоне бескорневых складок, широко представленных в более западных районах, где пластичные породы значительно распространены и имеют большую мощность. Исчезновение солей в пермских отложениях к западу от Елабуги и Куйбышева явилось причиной отсутствия здесь в вышележащих породах дисгармоничной складчатости.

Каковы же главные особенности строения бескорневых структур? Прежде всего следует отметить, что одним из важных свойств этих дислокаций является группировка локальных складок в, линейно вытянутые антиклинальные валы протяженностью в несколько десятков (иногда сотен) километров при ширине в несколько километров. Валы, как правило, имеют асимметричное строение, более крутые крылья их наклонены

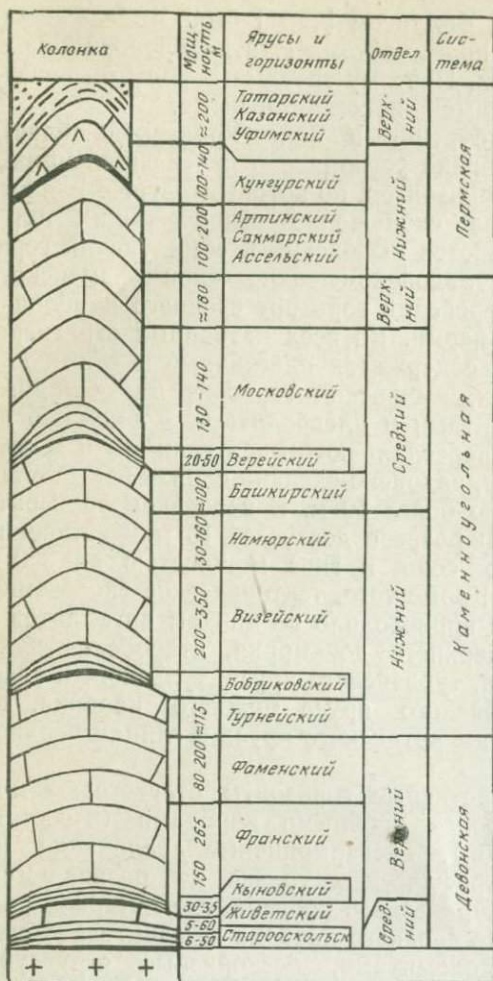
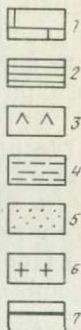


Рис. 1. Литолого-структурная колонка палеозоя Волго-Уральской области

- 1 — карбонатные породы;
- 2 — глинистые породы;
- 3 — гипсо-ангидритовые породы;
- 4 — аргиллиты;
- 5 — песчаники;
- 6 — породы кристаллического фундамента;
- 7 — плоскости срыва



под углами 3—5°, а пологие — не более 1°. Простираание валов самое различное.

Принято считать, что такие валы возникают над вертикальными разломами кристаллического фундамента в процессе инверсионных движений смежных блоков, и поэтому сами валы называют инверсионными. Однако подобные представления о формировании валов не согласуются с фактом отсутствия у них корней.

Происхождение антиклинальных валов может быть объяснено лишь горизонтальными движениями, происходившими внутри осадочного чехла. Передача горизонтального давления на значительные расстояния осуществляется достаточно твердыми и мощными толщами пород, образующими обширные

тектонические пластины, подстилающиеся горизонтами пластичных пород. Во фронтальных частях таких пластин и образуются при их перемещении линейные антиклинальные валы, осложненные локальными складками, благоприятными для скопления нефти и газа. Длина антиклинальных валов полностью зависит от протяженности тектонических пластин.

Образование же отдельных изолированных складок вне валов в условиях бокового сжатия весьма затруднено, так как в этом случае мы должны допустить существование в осадочном чехле платформ очень узких тектонических пластин шириной в одну складку, что является нереальным.

Изложенный механизм формирования антиклинальных валов в результате дифференцированных латеральных движений осадочной толщи подтверждается всеми особенностями морфологии складок, а также характером размещения их в пространстве. Конфигурация валов в плане обычно прямолинейная или слабо выпуклая в сторону направления вектора горизонтального давления. Более крутыми у валов являются внешние крылья, противоположные по отношению к действию сил сжатия. Такое строение вала напоминает в миниатюре островную океаническую дугу, образованную крупными шарьяжными перемещениями.

Рассмотрим строение некоторых изученных бурением бескорневых платформенных структур.

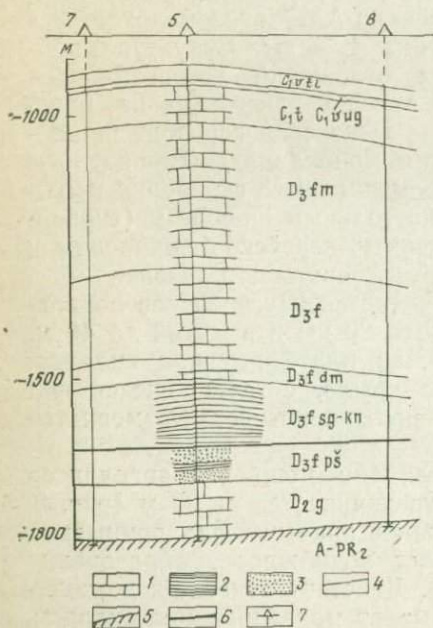
Шугуровский антиклинальный вал, расположенный в пределах Татарского свода, состоит из Мукмин-Каратаевской, Каркалинской, Шугуровской и Ойкино-Алтунинской локальных структур. Длина вала 70 км, ширина 4—5 км. Структура прослеживается сверху от пермских отложений до аргиллитов кыновского горизонта франского яруса верхнего девона, ниже которого пропадает: подстилающие кыновский горизонт пашийские песчаники залегают с пологим моноклинальным падением на юго-запад. По этой причине промышленные скопления нефти здесь приурочены лишь к каменноугольным породам (турнейскому ярусу, бобриковскому горизонту, верейско-башкирским и серпуховским слоям) и отсутствуют в терригенном девоне.

Наиболее хорошо изученным является Шугуровское локальное поднятие протяженностью около 20 км и высотой до 40 м. По своей морфологии это типичная платформенная складка, имеющая более крутое восточное крыло, погружающееся под углом 2°, и пологое западное, наклон которого измеряется долями градуса.

В ядре Шугуровской антиклинали мощность аргиллитов кыновских и шугуровских слоев увеличивается на 22 м (рис. 2, скв. 5). Этот факт, имеющий важное значение для понимания происхождения складки, исключает возможность образования ее путем вертикального поднятия. Действительно, при восходящих движениях снизу, как показывает моделирование складок, пластичные аргиллиты кыновских и шугуровских слоев должны

были неизбежно выжаться на крылья складки, а в своде иметь сокращенную мощность. Например, опыты В. В. Белоусова [1949, 1954] по воспроизведению куполовидных складок с помощью поршня, вдавливавшегося снизу в горизонтально наложенные пласты воска, показали, что первоначальная толщина воска над сводом купола сократилась, а по его периферии увеличилась. И, напротив, в условиях горизонтального сжатия формировались антиклинали с тектонически увеличенной мощностью пластичных слоев в ядрах складок, подобно тому, как это имеет место в Шугуровской структуре. Следовательно, возрастание мощности кыновских и шугуровских аргиллитов в своде складки можно объяснить как результат их тектонического скупивания и нагнетания в арку, образованную изгибом выше лежащей толщи. Это подтверждается и тем, что аргиллиты несут следы интенсивного механического давления: сильно перемяты, плейчатые, раздроблены, содержат многочисленные зеркала скольжения. По форме и происхождению данные дислокации являются складками волочения, образующимися в пластичных породах, заключенных между жесткими толщами, испытывающими горизонтальные перемещения относительно друг друга. Именно этим объясняется и то, что дислокации в кыновских и шугуровских слоях являются резко дисгармоничными и исключительно внутрiformационными, не распространяющимися за пределы пачки пластичных пород (они не обнаружены в известняках, залегающих ниже и выше аргиллитов).

Таким образом, формирование Шугуровской структуры следует связывать с боковым скольжением карбонатной толщи пород по пачке кыновских и шугуровских аргиллитов, служившей для них смазкой. Это скольжение сопровождалось пологим изгибом надшугуровских известняков в форме антиклинали, в ядро которой были тектонически выжаты подстилающие их аргиллиты. Судя по характеру асимметрии рассматриваемой складки и всего Шугуровского вала, движение



Р и с. 2. Разрез Шугуровской антиклинали

- 1 — известняки;
- 2 — глины, аргиллиты;
- 3 — песчаники;
- 4 — стратиграфические границы;
- 5 — поверхность фундамента;
- 6 — поверхность скольжения;
- 7 — скважины

карбонатной толщи происходило с запада на восток, что и обусловило более крутой наклон восточного крыла этой дислокации.

В Волгоградской области пластичными горизонтами, по которым осуществлялись тектонические горизонтальные движения, нередко служили воронежские слои низов франского яруса, семилукские слои верхней части среднефранского подъяруса и задонско-елецкие слои основания фаменского яруса верхнего девона.

Примером структуры, сформированной горизонтальным скоплением пород по семилукским слоям (известковистые глины мощностью 30—120 м), является Арчединская антиклиналь, расположенная в 120 км к северо-западу от г. Волгограда, вблизи г. Фролово. Складка приурочена к южной части Доно-Медведицкого вала, осложняющего восточный моноклиналиный склон Воронежского свода. Она представляет собой асимметричную брахиантиклиналь северо-северо-восточного простирания с более крутым западным крылом. Пласты каменноугольных пород на западном крыле складки наклонены под углом 6—7°, на восточном—2—3°. Длина структуры 10 км, ширина до 2 км. Складка прослеживается сверху вниз до семилукского горизонта среднефранского подъяруса, ниже которого слои залегают моноклиналино. Судя по асимметрии крыльев, перемещение надсемилукской толщи, обусловившее формирование складки, происходило в западном направлении.

К важной и широко распространенной группе бескорневых структур относятся складки, образованные боковым скольжением сразу по нескольким горизонтам пластичных пород, переслаивающим осадочные образования. Многие из таких складок в Волго-Уральской области прослеживаются сверху от пермских отложений до верейских слоев среднего карбона, а ниже выполаживаются. Это выполаживание происходит скачкообразно от одного горизонта пластичных пород к другому вплоть до полного исчезновения структуры в нижней части разреза.

В качестве примера назовем Орьебашскую складку (западная часть Башкирской вершины Пермско-Башкирского свода). Ее высота по кровле верейского горизонта составляет 31 м, в угленосном горизонте сокращается до 13 м, а в пашийско-кыновских слоях уже не превышает 4—5 м. Такое строение складки свидетельствует о том, что наиболее интенсивное горизонтальное перемещение на этой площади испытала самая верхняя надверейская пачка пород, обусловив наибольшую высоту структуры в этом интервале разреза. Скольжение карбонатных пород по аргиллитам угленосного горизонта нижнего карбона было менее значительным, а по кыновским слоям еще слабее, что и вызвало скачкообразный рост складки снизу вверх.

Другим примером структуры аналогичного происхождения является Каменноложский антиклинальный вал, приуроченный к северо-восточному крылу Пермской вершины

Пермско-Башкирского свода. Длина вала 45 км, ширина 5—7 км, высота по кровле артинских слоев 50 м, а по нижнекаменноугольным отложениям возрастает до 150 м. В нижнефранских отложениях вал исчезает: породы здесь образуют моноклиналь, полого погружающуюся на восток. Центральная часть вала имеет меридиональное простирание, северное и южное его окончания отклоняются к востоку, образуя в плане дугу, обращенную выпуклой стороной к западу. Такая форма структуры в плане и более крутой наклон западного крыла свидетельствуют о том, что горизонтальное давление, образовавшее Каменноложский вал, было направлено с востока на запад.

В разрезах, состоящих из равномерного переслаивания жестких и пластичных пород, развиваются дислокации, характеризующиеся постепенными и плавными переходами, что отличает их от рассмотренных выше структур с резким скачкообразным ростом. Так, Бавлинский вал, известный в отложениях верхнего докембрия (бавлинской серии) и среднего палеозоя, постепенно изменяет свою морфологию в вертикальном разрезе. Нижние слои бавлинской серии, выполняющие здесь глубокий широтный прогиб в кристаллическом фундаменте (южная часть Альметьевской вершины Татарского свода), залегают в виде синклинали, повторяя в общих чертах форму поверхности фундамента. Стратиграфически выше происходит выполаживание бавлинских пластов, а затем превращение их в антиклиналь, которая сохраняется и в палеозойских отложениях. Превращение синклинали снизу вверх в поднятие происходит постепенно от слоя к слою, сопровождаясь скольжением многих пластов относительно друг друга и нагнетанием аргиллитов между слоями песчаников.

Интересным примером образования структуры в результате тектонического скольжения по задонско-елецким, воронежским и морсовским слоям девона является Миронычевско-Карасевский вал, расположенный в западной части Задонского выступа восточного склона Воронежского свода. Длина вала 30 км, ширина 3 км, высота до 40 м. Более крутым является западное крыло структуры, где углы падения пластов достигают  $5^{\circ}30'$ , тогда как на восточном они не превышают  $0^{\circ}30'$ — $1^{\circ}$ . В составе вала выделяются шесть локальных структур, содержащих скопления газа в среднем карбоне и отчасти верхнем девоне (Миронычевская, Абрамовская, Голубинская, Клетско-Почтовская и Подпешинская).

Латеральные движения в различных частях этого вала (по простиранию) происходили на разных стратиграфических уровнях, перемещаясь последовательно с севера на юг на все более древние горизонты. Это объясняется фаціальным замещением глинистых пачек в южном направлении и стратиграфически сверху вниз мелководными песчаниками. Вследствие этого Миронычевское и Абрамовское поднятия прослеживаются

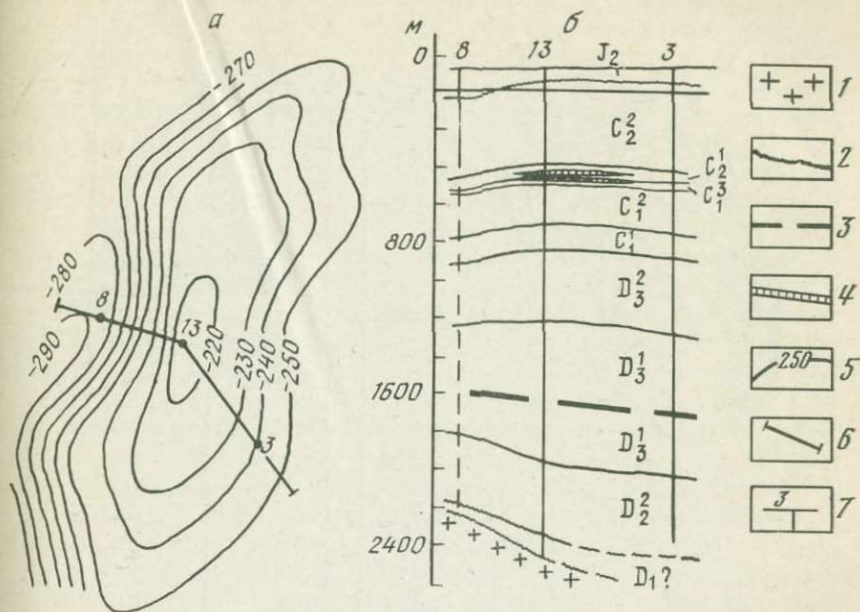


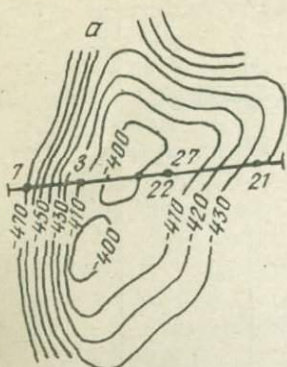
Рис. 3. Структурная карта (а) и разрез (б) Абрамовской антиклинали, по С. П. Максимо-ву и др. [1970], с дополнениями

1 — кристаллический фундамент; 2 — поверхности размыва; 3 — зона скольжения; 4 — залежь газа; 5 — изогипсы поверхности верейского горизонта (в м); 6 — линия разреза; 7 — скважины

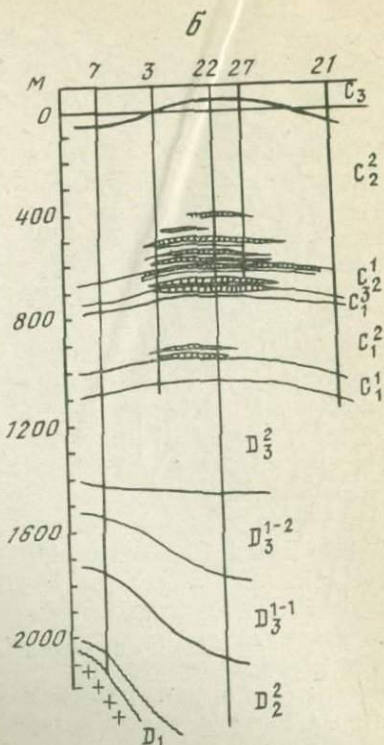
сверху вниз до задонско-елецких слоев фаменского яруса (рис. 3), Голубинская складка — до воронежского горизонта франского яруса, а Клетско-Почтовская — до морсовских слоев живетского яруса (песчаники с прослоями гипсов и солей). Таким образом, Миронычевско-Карасевский вал сформировался в результате латерального движения пород на севере по молодым, а на юге по более древним глинистым и галогенным пачкам верхнего и среднего девона. Это привело к тому, что подошва перемещавшейся тектонической пластины, к которой приурочен Миронычевско-Карасевский вал, имеет ступенчатую форму, погружающуюся в южном направлении.

Близкое к описанному строение имеет и Доно-Медведицкий вал, выявленный в 1896 г. А. П. Павловым. Арчединская и Зимовская антиклинали, приуроченные к южной части этого вала, прослеживаются сверху вниз до семилукского горизонта среднефранского подъяруса; Верховская структура, расположенная севернее, — до задонско-елецких слоев фаменского яруса, ниже которого пласты залегают моноκлиально (рис. 4).

Чрезвычайно эффектно выражены бескорневые дислокации в толщах, содержащих регионально выдержанные соленосные горизонты. На востоке Волго-Уральской области известен ряд



Р и с. 4. Структурная карта (а) и разрез (б) Верховской антиклинали, по Е. А. Масленикову (см. Максимов и др. [1970]), с дополнениями  
Условные обозначения см. рис. 3



антиклинальных валов, простирающихся параллельно Уралу: Федоровско-Стерлибашевский, Сараево-Аслыкульский и Рязано-Охлебининский, осложненные небольшими куполовидными складками, в пределах которых мощность солей увеличивается на 100—200 м. Под солями в этих валах залегают горизонтально наслоенные артинские отложения. Так, на Стерлибашевской структуре (Федоровско-Стерлибашевский вал) породы кунгурского яруса и верхней перми образуют поднятие с амплитудой до 200 м и с ядром нагнетания каменной соли, в которой обнаруживаются следы пластического течения и интенсивной дислоцированности. Ниже, в отложениях артинского яруса, такие дислокации отсутствуют, в них выявлена лишь пологая моноклиналь, погружающаяся к востоку.

На северном окончании Сараево-Аслыкульского вала по кровле нижнеказанского подъяруса установлена меридионально-вытянутая Каргалинская брахиантиклиналь высотой около 100 м. Складка прослеживается сверху вниз до галогенного кунгура, мощность которого в ядре складки увеличивается на 100 м. Нижележащие отложения от артинского яруса до пашийских слоев франского яруса, судя по данным глубокого бурения, залегают практически горизонтально.

На Новоиликовской структуре, расположенной в краевой части Башкирского свода, в кунгурских отложениях куполовидное поднятие имеет высоту более 60 м, кровля же артинского яруса под ним залегает субгоризонтально. Как и в предыдущих случаях, к своду Новоиликовской складки приурочено локальное увеличение мощности соленосного кунгура.

Считается, что соляная тектоника по своему происхождению отличается от структур, образованных безгалогенными толщами. Формирование соляных диапиров обычно связывается с перераспределением мощности сульфатных пород под весом вышележащих осадков. Хотя механизм гравитационного выжимания солей из областей больших литостатических нагрузок в зоны разрядок играет важную роль в развитии соляной тектоники, однако первопричиной, толчком к началу регионального пластического течения каменной соли, несомненно, служат тектонические движения, образующие срывы и скучивание эвалоритов при горизонтальном перемещении их вместе с вышележащими толщами. Сказанное подтверждается образованием в галогенных и покрывающих породах надвиговых и пликтивных нарушений, отсутствующих в нижележащих отложениях.

Анализ пластического состояния соленосных толщ девона, перми и неогена в Днепровско-Донецкой впадине, Закарпатском прогибе и в некоторых других регионах, выполненный В. К. Гавришем, показал, что «каменная соль, независимо от ее мощности, под влиянием одной гравитационной нагрузки не переходит в пластическое состояние и не играет решающей роли в формировании локальных поднятий» [Гавриш, 1978, с. 128]. На это же указывают и данные экспериментальных исследований названного автора, свидетельствующие о том, что пластическое состояние соли наступает только при дополнительном боковом сжатии.

К аналогичным выводам при изучении диапировых структур пришел Х. Рамберг [1970]. С помощью моделирования складчатости и математических расчетов он показал, что, если легкие пластичные породы и лежащие над ними более тяжелые породы однородны по толщине, составу и структуре и если они располагаются параллельно эквипотенциальным поверхностям в поле объемных сил, т. е. горизонтально, рост куполов не может начаться. Для образования купола необходимо какое-то различие в геометрических формах слоев, которое должно быть тем больше, чем более прочными являются покрывающие слои. Такие различия в геометрических формах могут создаваться, очевидно, лишь тектоническими движениями. «Необходимой предпосылкой соляной тектоники, т. е. тектоники, связанной с поднятиями соляных масс, происходившими в результате самостоятельной работы нагрузки, является неравномерное ее распределение, которое могло возникнуть в результате складчатости [Косыгин, 1950, с. 215].

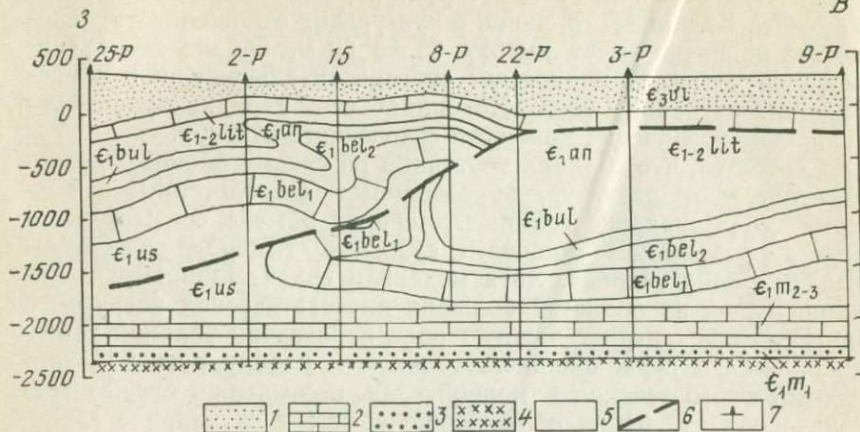


Рис. 5. Марковская структура, по И. П. Карасеву [1969], с дополнениями

1 — терригенные красноцветные породы верхоленской свиты; 2 — карбонатные породы литвинцевской свиты, нижнебельской подсвиты и средней и верхней частей мотской свиты; 3 — терригенные породы нижнемотской подсвиты; 4 — породы фундамента; 5 — гипсо-ангидрито-доломито-соляные отложения ангарской ( $\epsilon_{1an}$ ) и булайской ( $\epsilon_{1bul}$ ) свит, верхнебельской подсвиты ( $\epsilon_{1bel_2}$ ) и усольской свиты ( $\epsilon_{1us}$ ); 6 — линия надвига; 7 — скважины

О решающей роли в формировании соляной тектоники сил горизонтального сжатия свидетельствует развитие в эвапоритах и вышележащих породах интенсивных дислокаций, отсутствующих в подстилающих отложениях. В Предуральском прогибе, например, под нарушенными надвигами и смятой в складки верхнепермской красноцветной молассой и соленосной формацией кунгурского яруса бурением вскрыты горизонтально наложенные артинские известняки, свидетельствующие об автономном характере латеральных перемещений верхнепермских и кунгурских отложений под действием давления с востока, со стороны складчатого Урала. Тектонический срыв или пластическое течение, по-видимому, произошли внутри соленосной толщи, ближе к ее основанию, о чем говорят пологое залегание самых нижних пластов соли и интенсивное смятие их выше по разрезу.

На юге Сибирской платформы, в бассейне р. Лены, в отложениях нижнего палеозоя известен Марковский антиклинальный вал, содержащий скопления нефти в породах нижнего кембрия [Трофимук и др., 1964; Базанов, 1966; Карасев, 1969; и др.]. Вал имеет длину около 100 км, ширину 10—12 км и высоту до 500 м (рис. 5). Литолого-стратиграфический разрез Марковской площади отчетливо расчленяется на три комплекса: надсоленосный (терригенно-карбонатный), соленосный и подсоленосный (карбонатно-терригенный), дислоцированные резко различно. Наиболее интенсивно нарушены породы среднего, соленосного комп-

Рис. 6. Геологический разрез Троицко-Михайловского вала, по Б. А. Фуксу [1966]

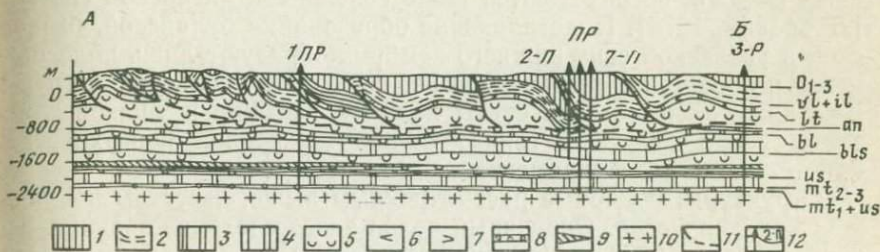
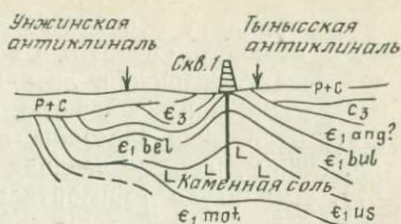


Рис. 7. Геологический разрез Непской зоны, по М. А. Дубровину [1979]

1 — аргиллиты, алевролиты, мергели, песчаники, доломиты, известняки; 2 — мергели, алевролиты, песчаники, аргиллиты, доломиты; 3 — доломиты; 4 — доломиты, известняки; 5 — каменная соль, доломиты, ангидрито-доломиты; 6 — ангидриты; 7 — гипсы; 8 — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 9 — траппы (долериты); 10 — граниты, гранодиориты, сланцы, гнейсы; 11 — разрывные нарушения; 12 — скважина и ее номер.  $O_{1-3}$  — отложения нижнего, среднего и верхнего ордовика, объединенные;  $vl+il$  — верхоленская и илгинская свиты, объединенные, средний—верхний кембрий;  $lt$  — литвинцевская свита нижнего—среднего кембрия;  $an, bl, bls, us$  — ангарская, булайская, бельская и усольская свиты нижнего кембрия;  $mt_{2-3}$  — средне- и верхнемотская подсвиты нижнего кембрия;  $mt_1+us$  — нижнемотская подсвита и ушаковская свита, объединенные, венд.

лекса (усольская, бельская, булайская и ангарская свиты нижнего кембрия), образующие опрокинутую на восток антиклинальную складку, разорванную в сводовой части (см. рис. 5). Надсоленосный комплекс, сложенный карбонатными и терригенными (красноцветными) породами (литвинцевская и верхоленская свиты среднего и верхнего кембрия), образует весьма пологое валообразное поднятие, а подсоленосный карбонатно-терригенный комплекс (осинский горизонт и мотская свита нижнего кембрия) залегает практически горизонтально.

Формирование Марковского вала, по-видимому, произошло в результате горизонтального перемещения надсолевого терригенно-карбонатного комплекса по пластичной соленосной толще, которая при этом интенсивно дислоцировалась с образованием складок волочения и нагнетанием солей в ядро антиклинальной складки.

Аналогичным строением характеризуется и Троицко-Михайловский вал, расположенный в бассейне р. Усолки (рис. 6).

Весьма выразительна дисгармоничная складчатость в соленосных толщах нижнего палеозоя Непской зоны южной окраины Сибирской платформы. Здесь интенсивно дислоцирована верх-

няя часть разреза осадочного чехла, включающая породы ордовика, верхнего, среднего и верхней части нижнего кембрия (верхоленская, илгинская, литвинцевская и ангарская свиты). Серией региональных надвигов протяженностью до 200 км и более эти отложения нарезаны на многочисленные тектонические пластины, перекрывающие одна другую с юго-востока (рис. 7). Амплитуда горизонтального перемещения пород по надвигам составляет 3—4 км. Корни надвигов и связанных с ними складок не опускаются ниже соленосной ангарской свиты [Дубровин, 1979]. Подстилающие образования булайской, бельской и усольской свит нижнего кембрия образуют лишь пологие изгибы, обязанные скольжению их по солям усольской свиты. Еще ниже слои мотской свиты нижнего кембрия и ушаковской свиты венда залегают горизонтально на ровной поверхности кристаллического фундамента.

Структуры, подобные рассмотренным выше, известны в Таджикской депрессии. Осадочный чехол здесь сложен морскими и континентальными карбонатно-терригенными отложениями мезозойско-кайнозойского возраста общей мощностью до 6—7 км. В верхнем мальме содержится каменная соль, мощность которой благодаря интенсивным пластическим деформациям изменяется от первых десятков до нескольких сотен метров [Захаров, 1979]. Слон, располагающиеся под соленосной толщей мальма, залегают практически горизонтально, а весь вышележащий комплекс пород нарушен многочисленными надвигами и смят в крутые складки.

Аналогичные структуры встречаются и в других регионах земного шара. В Южных Аппалачах, например, все складки и разрывные нарушения провинции Долин и Гряд, по данным Дж. Роджерса [1968], снизу ограничены поверхностью крупного тектонического срыва, приуроченного к слоям эвапоритов кембрийского возраста, ниже которых породы залегают практически горизонтально. В Альпийском геосинклинальном поясе аналогичную структуру имеет зона интенсивного и дисгармоничного смятия юрских, меловых и палеогеновых отложений Средних Предалп Шабле. Весь каскад складок здесь снизу ограничен субгоризонтальной поверхностью послыйного срыва, проходящего по пластичным, существенно гипсоносным горизонтам кейпера. Близкое строение обнаруживает и структура Юрских гор.

Интенсивную дислоцированность галогенных и вышележащих образований, при отсутствии таковой под ними, можно объяснить лишь автономными горизонтальными движениями первых по поверхностям послыйных срывов и зонам пластического течения в сульфатных породах. Следовательно, механизм образования соляных дислокаций и бескорневых антиклинальных складок, развитых в терригенно-карбонатных (безгалогенных) толщах, принципиально одинаков. Различия в строении этих структур заключаются лишь в том, что соляная тектоника

выражена более эффектно и проявлена в больших масштабах, что объясняется более высокой пластичностью и меньшей плотностью солей по сравнению с вмещающими отложениями.

Сказанное хорошо подтверждается и тем, что интенсивность соляной тектоники также не всюду одинакова: если соленосные горизонты оказываются маломощными или сильно засоренными примесью терригенного и карбонатного материала, снижающего их пластичность, в них развивается лишь слабая складчатость, неотличимая по морфологии от деформаций безгалогенных толщ.

Зависимость интенсивности складчатости от мощности и чистоты солей устанавливается достаточно отчетливо во многих районах. В качестве примера, где выражена эта зависимость, можно назвать Припятский прогиб, в котором задонско-елецкие слои основания фаменского яруса, представленные карбонатно-глинистыми породами, ограничены сверху и снизу соленосными толщами. По данным Е. С. Конищева [1978, с. 15—17], «интенсивность проявления соляной тектоники в верхнефранской соленосной толще в три и более раза меньше, чем в верхнефаменской, хотя термодинамические условия для проявления в ней соляной тектоники были более благоприятными, поскольку степень ее прогрева была на 20—50°С выше, геостатическое давление на 75—350 кг/см<sup>2</sup>, а градиенты потенциалов на 25—50 кг/см<sup>2</sup> больше. Площадь развития верхнефранских соляных структур почти в четыре раза меньше, чем верхнефаменских, а количество соляных поднятий меньше в пять раз». Как справедливо отмечает этот автор, подобные различия объясняются меньшей мощностью верхнефранской соленосной толщи, ее более низкой соленасыщенностью и засоренностью соли глинисто-карбонатным материалом. Такие особенности строения верхнефранской толщи явились причиной снижения ее пластичности, существенно затруднившей в них горизонтальные перемещения, вследствие чего и интенсивность дислокаций оказалась более низкой, чем в фаменской соленосной толще.

В известной работе Ф. Трусхейма [Trusheim, 1957] для северной части ФРГ приводятся данные о зависимости структуры пермской соленосной формации от ее мощности. На краю соленосного бассейна, где мощность галогенных образований незначительна, по данным названного исследователя, развиваются небольшие куполовидные поднятия («соляные подушки»), по морфологии очень сходные с рассмотренными нами выше бескорневыми платформенными складками, образованными без участия соленосных пород. По мере постепенного нарастания мощности солей усложняется и их структура, возникают соляные штоки и диапиры, группирующиеся в соляные валы, в которых мощность галогенных образований резко возрастает до 1—1,5 км.

Аналогичные дислокации характерны для палеозойских отложений Волго-Уральской области. В Предуралье, где перм-

ская галогенная формация имеет наибольшее развитие, известны протяженные, меридионально-вытянутые валы, в ядрах которых мощность соли достигает 1500—2000 м, в то время как в смежных депрессиях она не превышает 150—200 м. К западу по мере общего сокращения мощности солей снижается и интенсивность дислокаций. На западном крыле Предуральяского прогиба мощность солей в диапирах уже не превышает 300—500 м, а еще западнее, в пределах моноклинального склона платформы,—100—200 м.

Таким образом, мощность соли значительно влияет на характер дислокаций: чем она больше, тем интенсивнее развита складчатость и тем более резкие дисгармоничные формы она принимает. Это объясняется тем, что большие массы солей, во-первых, существенно облегчают горизонтальные перемещения и формирование складчатости в карбонатно-песчаных отложениях кровли, для которых соль служит смазкой; во-вторых, спровоцированные тектоническими движениями и выведенные из равновесного состояния соли сами испытывают активное перераспределение масс, масштабы которого зависят от их мощности. Благодаря высокой пластичности и малой плотности соли могут легко выжиматься под весом вышележащих пород в ядра антиклиналей и зоны разрывных нарушений, резко усиливая дислокации, подготовленные ранее тектоническими движениями.

Высокопластичные соли, очевидно, не могут передавать горизонтальное давление на сколько-нибудь значительное расстояние. Роль передачи такого давления принадлежит более жестким породам: известнякам, доломитам, песчаникам, конгломератам и т. п. Галогенные же образования лишь пассивно увлекаются движением вышележащей толщи, что сопровождается широким развитием в солях, гипсах и ангидридах складок волочения, размеры которых варьируют от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров. Мы видели, что подобные дислокации весьма характерны также и для глинистых пород. Поэтому мнение о том, что соляная тектоника по происхождению резко отличается от деформаций безгалогенных осадочных образований, является ошибочным. Даже такие специфические формы соляного тектогенеза, как диапиры, в районах развития глинистых отложений пользуются весьма широким распространением.

В качестве примера можно привести майкопскую серию песчано-глинистых пород олигоцена—миоцена, развитую в предгорьях Кавказа (Апшерон, Тамань) и на Керченском полуострове.

Сложную дислоцированность майкопских глин и их дисгармоничное смятие по отношению к подстилающим пологоскладчатым известнякам в предкавказских прогибах отмечали многие исследователи. В. Е. Хаин [1964, с. 294] по этому поводу пишет: «Благодаря нагнетанию майкопских и смежных с ними по раз-

резу глин своды антиклиналей в этих прогибах приобрели резко вытянутую форму, гребневидную или гребневидно-веерообразную: слои в присводовых частях крыльев залегают очень круто, нередко вертикально. Между тем проведенное бурение и сейсморазведка показали, что ниже майкопской толщи строение складок резко упрощается, и в карбонатных отложениях верхнего мела они рисуются как пологие антиклинали с выпуклым сводом».

В ядрах таких складок иногда развиваются типичные диапиры, состоящие из сложноперемятых и разрушенных до состояний брекчии глинистых масс. По морфологии и происхождению эти дислокации мало чем отличаются от соляных диапиров. В центральной части Керченского полуострова выделяются три четко выраженные диапировые антиклинали: Сокальская, Репьевская и Алагольская. В сводах этих структур повсеместно выходят глины майкопской серии, интенсивно перемятые, имеющие углы наклона слоев 40—55°. Их крылья сложены породами среднего миоцена, залегающими под углами 4—20°. Складки ориентированы в субширотном направлении, длина их 7—9 км, ширина 4—5 км.

Аналогичные диапировые антиклинали широко представлены на Таманском полуострове. Такие диапиры, как Таманский, горы Цимбала, Карабетова, Зеленского, Близнецы, Комендантский и другие имеют субширотное простирание, длину 7—12 км, ширину 3—5 км. В ядрах наиболее крупных из них выходят на поверхность сильно дислоцированные майкопские глины, углы наклона слоев которых достигают 55—80°. Крылья складок, сложенные породами среднего и верхнего миоцена, постепенно выполаживаются до 20—15°.

В олигоценовых и миоценовых отложениях Предкавказья известно значительно большее количество надвигов и складок, чем в подстилающих известняках. Так, под серией крутых надвинутых друг на друга складок на глубине нередко вскрывается одно просто построенное поднятие или моноклираль. Эти данные свидетельствуют о том, что олигоценовые и миоценовые глины испытали латеральные перемещения относительно подстилающих известняков, чем и объясняется их более интенсивная складчатость.

Дислокации, подобные рассмотренным, широко распространены в Месопотамском прогибе (в Юго-Западном Иране, Северо-Восточном Ираке и Сирии). Складки здесь характеризуются резким несоответствием структуры карбонатной формации асмари (олигоцен — низы миоцена)<sup>1</sup> и вышележащей галогенно-карбонатной терригенной формации фарса и бахтиари (миоцен — плиоцен).

Асмариийские известняки смяты в крупные (длиной до 40—60 км и шириной 5—10 км) асимметричные антиклинали с более

<sup>1</sup> Продуктивная толща.

крутыми, иногда подвернутыми юго-западными крыльями, несомненно, свидетельствующими о надвиговом происхождении складок. Вышележащая формация дислоцирована более интенсивно. Под действием тектонического давления с северо-востока, со стороны Загроса, она испытала автономные латеральные перемещения по пластичной, галогенно-глинистой толще нижнего фарса, обусловив возникновение здесь дисгармоничной складчатости (рис. 8). Так, в разрезе крупнейшего нефтяного месторождения Ирана Ага-Джари нижний карбонатный комплекс образует простую платформенную складку с несколько более крутым юго-западным крылом, породы же верхнего комплекса разорваны и перемещены по надвигу в юго-западном направлении на расстояние до 3 км (рис. 9). Структура верхнего комплекса отвечает моноклинали с небольшой складкой во фронтальной части надвига.

Сложную перемятость пластичных пород, залегающих среди пологоскладчатых жестких толщ, обычно объясняют внутриформационным нагнетанием первых в зоны пониженного давления в результате их вертикального раздавливания. Между тем процессом послойного течения при вертикальном раздавливании трудно объяснить большие масштабы рассматриваемого явления — образование надвигов и обширных полей дисгармонично смятых и брекчированных глин, мергелей и других тонкослоистых пород.

Особенно большие затруднения встречает представление о внутриформационном нагнетании пород в тех случаях, когда интенсивно и регионально смятыми оказываются тонкослоистые известняки и кремни, т. е. породы недостаточно пластичные, чтобы подвергнуться выжиманию и испытывать послойное пластическое течение. Так, на западном склоне Урала сложная мелкая складчатость обычно распространена в тонкослоистых карбонатных и кремнистых породах сакмарской свиты силура, афонинских слоев живетского яруса и доманиковых слоев франского яруса девона и бухарчинского горизонта нижнего карбона. Массивные известняки, залегающие в кровле и подошве отмеченных горизонтов, образуют складки простой формы. Причем признаков сближения массивных толщ, свидетельствующих о выжимании между ними тонкослоистых пород, не обнаружено. Следовательно, нужно полагать, что образование мелкой складчатости связано не с вертикальным раздавливанием тонкослоистых отложений, а с горизонтальными перемещениями, происходившими в них путем тектонического скольжения по многочисленным поверхностям напластования, чем и вызывалось образование складок волочения.

В горах Каратау, на Тянь-Шане, по работам В. В. Галицкого [1936, 1937], известна свита дисгармонично смятых слоистых известняков и мергелей фаменского яруса мощностью до 1100 м. Эта свита подстилается грубослоистыми аркозовыми песчаниками среднего — верхнего девона (до 2200 м) и покрывается толстонослоистыми известняками нижнего карбона (более 1000 м).



Рис. 8. Разрезы месторождений Асмарийской группы, по С. Халлу, Г. Уорману [1973].  
Объяснение в тексте

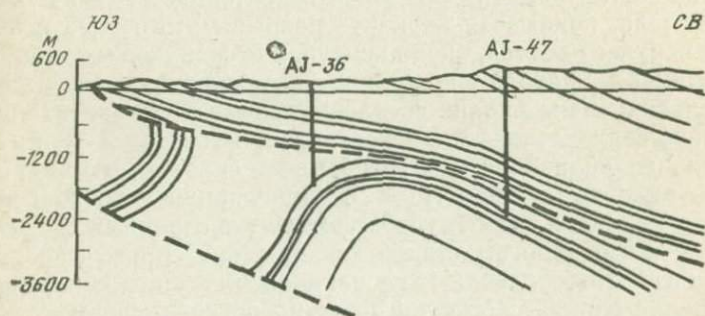


Рис. 9. Геологический разрез месторождения Ага-Джари, по Н. Ю. Успенской, Н. Н. Таусону [1972]

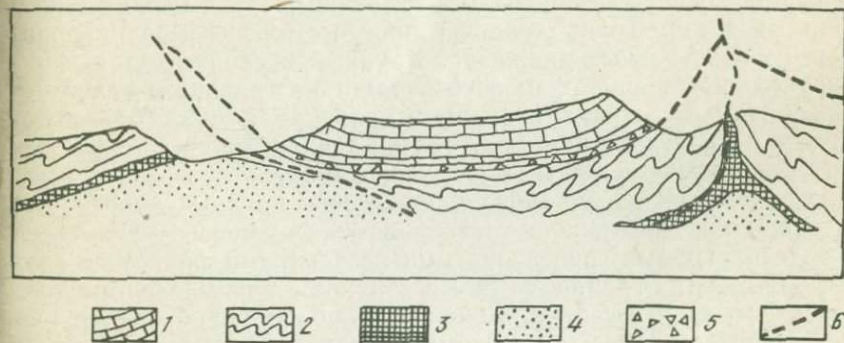


Рис. 10. Схематический геологический разрез через Карабулакский купол и Банльямазарскую антиклиналь в Каратау, по В. В. Галицкому (см. Ажгирей [1956])

1 — свита известняков (С); 2 — свита слоистых известняков и мергелей ( $D_3^2$ ); 3 — аргиллиты ( $D_3$ ); 4 — свита аркозовых песчаников ( $D_{2+3}$ ); 5 — брекчии межформационного тектонического срыва; 6 — зоны послонных срывов и надвигов

Арковые песчаники кровли и толстослоистые известняки подошвы разреза образуют пологие структурные формы, резко отличные от интенсивных дислокаций, развитых в фаменских отложениях, залегающих внутри осадочного комплекса (рис. 10). Важной особенностью структуры фаменских слоистых известняков и мергелей, помогающей понять ее происхождение, является развитие внутриформационных надвигов с амплитудой горизонтального смещения более 9 км [Галицкий, 1936]. Эти надвиги обычно не выходят за пределы фаменской толщи и не затрагивают ниже- и вышележащие породы. Они представляют собой пологие срывы, почти параллельные слоистости. Эти дислокации «отчетливо связаны с процессом складкообразования и по типу относятся к надвиговым дислокациям. До сих пор не найдены продолжения этих разрывов в песчаниках девона. Все исследователи, показывая на карте разрывы этого типа в известняках верхнего девона, около контуров песчаников их либо обрывают, либо направляют по границе песчаников верхнего девона. С последними мы вполне согласны. Анализируя залегание песчаников, верхнедевонских известняков, плоскостей разрывов и продольные волнообразные изгибы осей складок, мы видим, что крутое падение сбрасывателя обычно приурочено к верхним участкам складки. Чем глубже проходит эрозионный срез складки, тем более пологим становится падение сбрасывателя, и к границе верхнего девона и песчаников плоскость сбрасывателя постепенно сливается с зоной брекчий по аргиллитам, отделяющей песчаники от верхнего девона» [Галицкий, 1936, с. 356].

Зона брекчий по аргиллитам, развитая на границе тонкослоистой фаменской толщи с грубослоистыми арковыми песчаниками среднего—верхнего девона, представляет собой брекчию трения, образовавшуюся на контакте этих различных по физическим свойствам горных пород в процессе их дифференцированных горизонтальных движений. Крупный послыйный срыв фиксируется и в кровле фаменской толщи на границе с толстослоистыми известняками нижнего карбона. В зоне этого тектонического контакта развиты брекчии трения, мощность которых достигает местами 100 м [Бубличенко, 1934].

Следовательно, устанавливаются два крупных послыйных срыва: один — на границе тонкослоистых фаменских известняков с подстилающими грубослоистыми песчаниками франского яруса, другой — на границе этих известняков с покрывающими толстослоистыми известняками нижнего карбона. По обоим нарушениям осуществлялись автономные горизонтальные движения фаменского и нижнекаменноугольного комплексов в направлении на восток и юго-восток. Сказанное свидетельствует о том, что интенсивные дисгармоничные дислокации, развитые в тонкослоистых известняках фаменского яруса, представляют собой типичные складки волочения, образовавшиеся в результате внутриформационных горизонтальных перемещений слоистых осадочных пород.

Существование послыльных тектонических перемещений вдоль границ толщ с различными физическими свойствами — явление весьма распространенное и известно во многих складчатых областях. На Урале, в Альпах, Гималаях, Аппалачах и на Кавказе крупнейшие шарьяжи, сложенные вулканогенно-осадочными породами, подстилаются пластичными серпентинитами, по которым произошли многокилометровые горизонтальные перемещения тектонических пластин. Карбонатные комплексы и кварциты на Урале часто оказываются сорванными на границе со стратиграфически подстилающими их глинистыми сланцами (Суреньский, Зильмердакский, Мурадымовский, Нижнесергинский и другие шарьяжи), либо срываются и перемещаются флишевые толщи по поверхности карбонатных пород (Суюшевская и Карантауская пластины) [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов, Казанцева, 1970].

Дифференцированные горизонтальные перемещения осадочных толщ, как мы видели, широко распространены и в платформенных областях, где ими сформированы бескорневые антиклинальные складки, содержащие залежи нефти и газа. Эти движения часто фиксируются в кернах буровых скважин в отложениях рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, обнаруживая себя зонами послыльного интенсивного смятия и дробления глинистых пород. В последних часто развивается сильная трещиноватость с зеркалами скольжения, образуются брекчии трения и милониты. Глинистые пачки местами сильно раздроблены и состоят из мельчайших линз и чешуй, структура которых не отличается от раздавленных серпентинитов зон меланжа, испытавших горизонтальные перемещения в сотни километров. В качестве одного из многочисленных примеров проявления таких дислокаций можно привести скважину, пробуренную в 70 км юго-западнее г. Белгорода-Днестровского<sup>1</sup>. Скважина вскрыла нижний карбон с фауной серлуховского горизонта и нерасчлененный пермо-карбон, представленный монотонным переслаиванием сероцветных песчано-глинистых пород мощностью 500—600 м. На среднезернистых кварцевых песчаниках, слагающих кровлю сероцветной толщи, залегают пестроцветные глины триаса, в подошвенной части интенсивно перемятые, с большим количеством зеркал скольжения, свидетельствующих о тектоническом перемещении верхней толщи по нижней. Несколько выше песчаники уже вновь лежат горизонтально, без следов смятия. Ниже дислоцированной зоны в отдельных прослоях аргиллитов карбона также наблюдаются смятие и дробление пород на мелкие чешуйки с зеркалами скольжения, ориентированными по слоистости. Мощность таких зон смятия обычно составляет 3—4 м. Непосредственно над ними в песчаниках и алевролитах местами встречается крутое падение слоев, свидетельствующее о развитии складок волочения, отсутствующих ниже поверхности срыва. В глинистых от-

<sup>1</sup> Скважина пробурена с полным отбором керна.

ложениях нижнего карбона данной скважины обнаружены три такие зоны.

Образование подобных дислокаций принято объяснять существованием в толще палеозоя и докембрия вертикальных разрывов, вызывающих развитие мелкой складчатости. В действительности же трудно допустить, чтобы каждая скважина находилась вблизи вертикального разлома, тем более что дислоцированные зоны приурочены лишь к определенным стратиграфическим интервалам разреза, сложенным пластичными породами.

Изучение структуры докембрийских и палеозойских отложений, обнажающихся по берегам Днестра, также не позволяет согласиться с представлениями о широком развитии вертикальных разломов в осадочном чехле рассматриваемого района. Формирование зон смятия, приуроченных к определенным стратиграфическим интервалам осадочного чехла, может быть объяснено лишь проявлением здесь дифференцированных латеральных движений, происходящих в условиях тангенциального сжатия.

Интересным примером проявления горизонтальных движений на Западно-Сибирской плите являются дислокации баженовской свиты (волжский ярус — ранний берриас). Свита сложена 40-метровой пачкой глинистых пород с интенсивной горизонтальной трещиноватостью и сланцеватостью, образовавшимися в процессе межпластового скольжения глин в условиях бокового сжатия. В результате развития трещиноватости баженовская свита приобрела прекрасные коллекторские свойства, обеспечивающие дебиты нефти до 700 м<sup>3</sup>/сут. [Добрынин, Мартынов, 1979; и др.]. С этим же процессом внутрiformационных латеральных движений следует связывать и аномально высокие пластовые давления (АВПД), известные в глинах баженовской свиты. Действительно, горизонтальные перемещения в глинах, обусловившие их интенсивную трещиноватость, в дальнейшем при пластических деформациях должны были неизбежно вызвать сокращение трещинных полостей и тем самым создать избыточные давления в заключенных в них флюидах. Такой генезис аномально высоких пластовых давлений в баженовской свите подтверждается и отсутствием АВПД в пластах-коллекторах вартовской, алымской и других вышележащих свит, а также в коллекторах нижележащей тюменской свиты, испытавших меньшую дислоцированность.

Исследования в ряде других нефтегазоносных областей хорошо согласуются с высказанными выше представлениями о природе АВПД в глинистых сланцах баженовской свиты. Сейчас достаточно четко выясняется прямая зависимость пластовых давлений в осадочных породах от их тектонической дислоцированности: чем энергичнее складчатость, тем больше величина пластового давления. Учитывая, что образование складчатости во всех регионах, где установлена такая зависимость, обязано силам горизонтального сжатия, можно считать, что аномально высокие давления являются результатом горизонтального сжатия

пород, проявляющегося в разных по литологическому составу отложениях с различной силой.

Например, во внутренней зоне Предкарпатского прогиба и в Скибовой зоне Карпат, характеризующихся интенсивной дислоцированностью, АВПД в нефтяных и газовых залежах встречается значительно чаще, чем во внешней зоне Предкарпатского прогиба, где складчатость более спокойная. В Днепровско-Донецкой впадине АВПД также локализуется там, где осадочные породы деформированы более активно [Орлов, 1980]. Такая же зависимость установлена для области равнинного Крыма и Керченского полуострова, где, по данным А. А. Орлова [1980], градиенты начальных пластовых давлений возрастают по мере увеличения нарушенности пластов. В Донецком каменноугольном бассейне наибольшее количество внезапных выбросов газа и угля приурочено к зонам интенсивной дислоцированности [Бунык, Мурич, 1977; Ткаченко, 1977; Орлов, 1980]. Причем, по данным Л. С. Вольповой и А. В. Джумайло [1977], наиболее опасны по газодинамическим проявлениям антиклинальные складки более высоких порядков, где породы испытали наиболее сильное сжатие.

Весьма интересными для понимания генезиса АВПД являются породы, обладающие высокой пластичностью, например мощные толщи солей или глин, которые вследствие низкой проницаемости способны надежно изолировать содержащиеся в них пустоты, заполненные газами и флюидами. Последние как бы закупориваются в непроницаемую оболочку и сжимаются боковым давлением, создающим складчатость. Такие участки являются взрывоопасными при проходке шахт. Случаи внезапных выбросов в них метана,  $\text{CO}_2$  и соли описаны, в частности, Л. Н. Быковым [1962] в месторождениях калийных солей Южного Гарца (ГДР); выбросы соли (до 1500 т) вместе с углекислым газом имели место в шахтах Инвродлав и Кладовиц в Польше [Орлов, 1980]. Формирование локальных участков АВПД в солях может быть объяснено тем, что при пластическом течении соли под действием сжатия происходит смыкание трещин и других пустот, содержащих газы, в которых возникает аномально высокое давление.

Наконец, известны случаи, когда внутри зон с нормальным пластовым давлением встречаются изолированные линзовидные пласты и пропластки с АВПД, образование которых возможно лишь в условиях сжатия горных пород.

Все эти данные свидетельствуют о том, что газы и флюиды, проникшие тем или иным путем в осадочные толщи (например, по разломам), в дальнейшем претерпевают достаточно сложные изменения внутрипластового давления: в одних случаях оно может сохраняться в первоначальном виде, в других — уменьшаться вследствие боковой или вертикальной миграции, в третьих — резко возрастать в результате сжатия при складкообразовании.

Этот последний процесс нам представляется чрезвычайно важным и широко распространенным.

Таким образом, мы приходим к выводу об исключительно важной роли бокового сжатия для формирования АВПД в разрезе осадочной толщи, содержащей флюиды.

Проявления тангенциального сжатия на платформах достаточно четко фиксируются развитием в их пределах местами интенсивной мелкой складчатости, а также непосредственным измерением напряженного состояния горных пород в искусственных выработках, что было показано П. Н. Кропоткиным [1971] и другими авторами.

### **Мелкие складки**

Интенсивные нарушения верхнепермского и мезозойско-кайнозойского осадочного чехла в различных районах Камско-Волжского бассейна известны со второй половины XIX в. Они были описаны под названием мелкой, или поверхностной, складчатости, что весьма точно определяет их морфологию и особенности распространения. Эти складки обычно асимметричные, с крутыми, иногда опрокинутыми крыльями; высота их 50—70 м, ширина 150—200 м, протяженность до нескольких километров. Характерными особенностями их строения являются резко выраженная дисгармония и приуроченность к определенным интервалам разреза, сложенным тонко переслаивающимися карбонатно-песчано-глинистыми образованиями. На закономерную связь мелких дислокаций с пачками тонкого переслаивания пород обращали внимание многие исследователи.

В частности, касаясь тектоники татарских отложений бассейнов рек Сухоны и Унжи, Е. М. Люткевич в своем отчете в 1939 г. писал: «Спокойное и пологое поднятие Сухонского вала на большой площади бассейна р. Сухоны осложняется двумя типами складчатости. Первая представляет небольшие пологие изогнутости с расстояниями между крыльями в 2—3 км и имеет тоже северо-восточное простирание. Другая складчатость может быть отнесена к типу плейчатости, связанной с переслаиванием различных по составу пород, обычно тонкослоистых. Ее простирание параллельно простиранию вала, и она сосредоточивается на его крыльях главным образом в участках развития сухонских слоев, т. е. пород, не постоянных по мощности, где переслаивание глин, мергелей и известняков наиболее часто... Протяженность складок в разрезе обычно не превышает нескольких десятков метров. Местами они группируются в складчатую зону до 200—300 м. Амплитуда достигает 10 м, максимум 20 м, несмотря на большую крутизну падения крыльев... Также очень часта асимметрия складок, нигде, однако, не переходящая в разрыв напластований» [Бронгулеев, 1951, с. 9].

Происхождение мелких складок объяснялось по-разному: гидратацией ангидритов [Головкинский, 1869] или выщелачивани-

ем гипсов [Кротов, 1908], оползновыми явлениями [Нечаев, 1913], соляной тектоникой, движением ледников и другими причинами. Однако большинство геологов пришли к убеждению, что эти дислокации имеют тектоническое происхождение [Павлов, 1909; Мазарович, 1912; Милановский, 1925; Фредерикс, 1929; Бронгулеев, 1951].

Механизм тектонических движений, сформировавших мелкие складки, рассматривался как с мобилистских, так и с фиксистских позиций. Например, по Г. Н. Фредериксу [1929], возникновение поверхностной складчатости «относится к проявлению тангенциального сжатия земной коры... в виде результата общего регионального стяжения всей коры». Недостаток полевых наблюдений не позволил Г. Н. Фредериксу обосновать свою точку зрения, и она впоследствии была забыта. 20 лет спустя В. В. Бронгулеев [1947а, 1947б, 1951] происхождение складок рассматривал в соответствии с известной идеей М. М. Тетяева [1941] как «результат закономерной трансформации локальных вертикальных движений в горизонтально направленную миграцию вещества наиболее пластичных пород» [Бронгулеев, 1951, с. 10]. Отметим, что Ю. А. Косыгин [1948], основываясь на анализе дислокаций, описанных В. В. Бронгулеевым, пришел к выводу о неприменимости для объяснений их генезиса принципа вертикального раздавливания.

Рассмотрим некоторые из этих дислокаций.

Чебоксарские складки развиты на правом берегу р. Волги в районе г. Чебоксары. Здесь на поверхности обнажаются красноцветные породы татарского яруса, под которыми залегают казанские известняки и доломиты, подстилающиеся, в свою очередь, гипсами и ангидритами кунгура. Отложения татарского яруса расчленяются на три толщи, из которых верхняя представлена тонкослоистыми глинами с прослоями песчаников, средняя состоит из плотных кварцевых песчаников, а нижняя сложена переслаивающимися глинами, мергелями и известняками (рис. 11).

«Полоса правобережья р. Волги выше г. Чебоксары на протяжении многих десятков километров характеризуется весьма спокойным, почти горизонтальным залеганием слоев. Однако, начиная с зоны города, приблизительно на 0,5 км выше пристани, можно видеть общий очень пологий подъем всех выделенных толщ. На фоне этого подъема располагается ряд параллельных довольно крупных крутобоких антиклинальных складок, имеющих общее, почти меридиональное простирание.

В многочисленных разрезах, обнажающихся в черте города, вскрывается не менее шести антиклиналей, разделенных между собой участками спокойного, почти горизонтального залегания слоев.

В устьевой части небольшого овражка, впадающего в Волгу, наблюдается прекрасный разрез первой (I), наиболее крупной антиклинальной складки... Ширина складки достигает 60 м; амплитуда

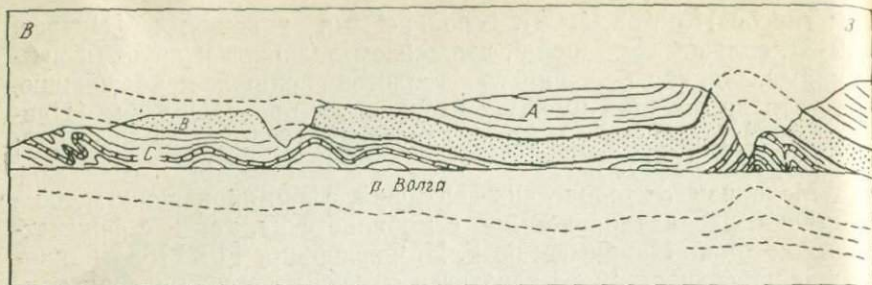


Рис. 11. Группа Чебоксарских складок, по В. В. Бронгулееву [1951]

А — толща красноцветных глин с песчаными прослоями; В — горизонт песчаника; С — нижняя глинисто-карбонатная пачка

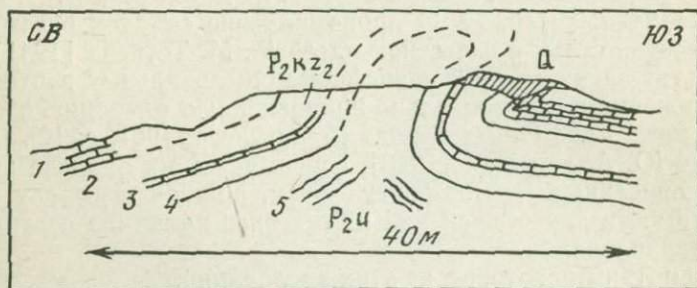


Рис. 12. Складка в пределах уфимского и казанского ярусов в разрезе левого берега р. Тоймы, по В. В. Бронгулееву [1951]

1 — известняки плитчатые; 2 — известняки, переслаивающиеся с мергелями; 3 — известняки тонкоплитчатые; 4 — мергели; 5 — глины

литуда составляет не менее 20—25 м. Чрезвычайно интересным и важным является отчетливо выраженное различие в степени интенсивности смятия отдельных толщ разреза. Нижняя глинисто-карбонатная пачка (С) нарушена наиболее сильно. Хорошо видны две резко асимметричные, напользающие друг на друга складки, осложненные небольшими надвигами. Их осевые поверхности наклонены на восток... Вышележащий горизонт песчаника (В) уже не повторяет резкого двойного перегиба и образует только одну объемлющую арку. Покрывающие песчаник глины изогнуты еще более слабо... Таким образом, перед нами здесь имеется факт несомненного затухания нарушений снизу вверх по разрезу. С другой стороны, общий характер формы складок свидетельствует об их неизбежном затухании и в противоположном направлении, то есть вниз» [Бронгулеев, 1951, с. 43, 44].

На приведенном рисунке видно, что мелкие деформации в пластичных и тонкослоистых породах нижней пачки татарского яруса представляют собой типичные складки волочения, возникшие в результате горизонтального скольжения по ним толстона-

слоенных крепких песчаников средней части разреза. Поэтому интенсивные дислокации проявлены лишь в верхней части пластичных глин, пограничной с песчаниками, и исчезают с глубиной. Иное структурное положение занимает верхняя глинистая пачка, свободно покоящаяся на песчаниках средней пачки и пассивно вместе с ней перемещавшаяся, вследствие чего в верхней глинистой пачке дисгармоничные дислокации совершенно отсутствуют.

Таким образом, генезис Чебоксарских складок подобен крупным структурам Волго-Уральской области. И первые, и вторые образовались в результате горизонтального скольжения песчано-карбонатных пород по пластичным глинам и аргиллитам в условиях бокового сжатия. В отличие от крупных структур формирование мелкой складчатости происходило в толщах частого переслаивания различных по физико-механическим свойствам пород и близко к дневной поверхности, чем в конечном счете и определяется морфология этих дислокаций.

В качестве другого примера мелкой складчатости можно привести Тойменскую антиклиналь, развитую в толще уфимского яруса и спириферового горизонта казанского яруса бассейна р. Тоймы, правого притока р. Камы, к югу от с. Алнаши. Уфимский ярус здесь представлен красноцветными глинами и глинистыми песчаниками, спириферовый горизонт сложен плитчатыми известняками.

На левом берегу р. Тоймы В. В. Бронгулеевым описан следующий разрез (сверху вниз):

	Мощность, м
P <sub>2</sub> kz. 1. Известняк плитчатый, желтовато-серый, плотный . . . . .	2
2. Переслаивание серых и желтовато-серых рыхлых известняков и глинистых мергелей . . . . .	4
3. Известняк тонкоплитчатый, очень плотный, серый, пелитоморфный . . . . .	0,4
4. Мергель рыхлый, желтовато-бурый . . . . .	0,3
P <sub>2</sub> ц. 5. Глина красновато-розовая, песчаная, рыхлая . . . . .	2

Эти породы образуют складку, опрокинутую на юго-запад (рис. 12). Высота ее около 16 м, ширина 35—40 м, длина более 0,5 км. Азимут простирания 160—170°. На обоих крыльях складки пласты погружаются на северо-запад под углами до 50—60°, быстро выполаживаясь вниз по склону.

Морфология Тойменской опрокинутой складки обнаруживает определенное сходство с соляными диапировыми структурами, что объясняется высокой пластичностью уфимских глин и способностью их нагнетаться в ядра антиклинальных складок, подобно галогенным образованиям. Такие особенности строения складок, как уже отмечалось, весьма характерны для бескорневых дислокаций, сформировавшихся в условиях бокового сжатия.

Следует отметить, что дислоцированность пластов, слагающих Тойменскую складку, вниз по разрезу постепенно возрастает. Так, залегающие в кровле смятой толщи плитчатые известняки казанского яруса образуют лишь плавный антиклинальный

изгиб, в то время как подстилающие их красноцветные глины уфимского яруса сильно гофрированы, плейчатые, трещиноватые, содержат зеркала скольжения и разрывы сплошности слоев. Такие явления свидетельствуют о существовании зоны тектонического срыва, проходящего в пачке уфимских глин. Следовательно, данную дислокацию можно рассматривать как складку волочения, возникшую под перемещавшейся пластиной известняков спириферового горизонта казанского яруса<sup>1</sup> под влиянием бокового давления с северо-востока.

Аналогичное строение имеют и другие мелкие складки Восточно-Европейской платформы (рис. 13, 14). Все они приурочены к пачкам тонкого переслаивания известняков, песчаников и глин и представляют собой складки волочения, образовавшиеся при латеральных перемещениях вышележащих более жестких пород.

Такой механизм формирования дисгармоничных дислокаций подтверждается лабораторными опытами, показывающими, что активные горизонтальные перемещения испытывают лишь пачки жестких и тонкослоистых пород, пластичные же отложения играют пассивную роль и даже тормозят движение вышележащих пород из-за трения, возникающего на их границе, а также внутри самой пластичной пачки. Последнее обстоятельство является причиной образования складок волочения в тонкослоистых породах, которые, вовлекаясь в горизонтальные движения, сминаются в складки в верхней части пачки, вдоль границы с активно перемещающимися толщами. Дальнейшее развитие этого процесса может привести к формированию в тонкослоистых породах опрокинутых и лежащих складок, интенсивному дроблению и брекчированию пород. Подобные дислокации широко распространены в складчатых областях (рис. 15).

Весьма интересны для понимания происхождения мелких платформенных складок Пучежско-Балахнинские дислокации Горьковского Поволжья, где можно наблюдать пространственную и генетическую связь надвиговых нарушений, развитых в докембрийском кристаллическом фундаменте, с послонными срывами в палеозойском осадочном чехле, сопровождающимися брекчиями. По поводу происхождения складок и брекчий этого района имеется множество гипотез: одни исследователи связывают их с карстовыми явлениями, другие — с молодыми гляциодислокациями или соляной тектоникой. Особенно широкое развитие получили представления об оползневом происхождении брекчий [Казаков, 1950; Люткевич, 1956, 1959; Шатский, 1948; Фрухт, 1958; Нечитайло и др., 1959; и др.].

На основе детального изучения Пучежско-Балахнинских дислокаций Г. И. Горецкий [1962] доказал их тектоническую природу. Однако он ошибочно полагал, что их происхождение свя-

<sup>1</sup> Мощность карбонатной части верхней перми вначале могла быть значительно большей, чем сейчас, после размыва.

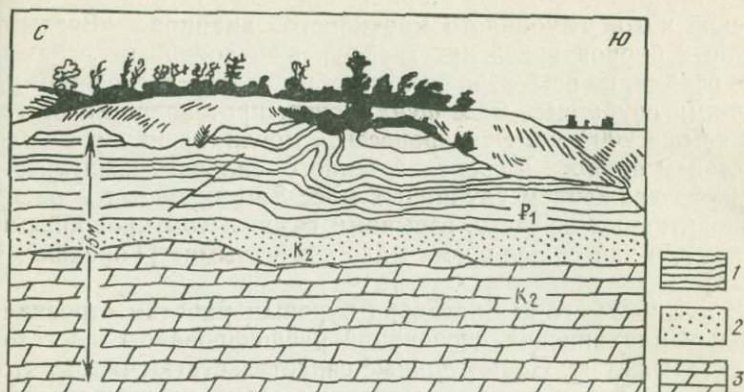


Рис. 13. Мелкие складки в сызранских опоках на правом берегу р. Талы, в 1 км выше д. Пролохи, по В. В. Бронгулеву [1951]

1 — сызранские слои: опока плотная, с хорошо выраженной слоистостью; 2 — датские слои: песок мелкозернистый, хорошо отсортированный, кварцевый; 3 — сенонские слои: мергель светло-серый, почти белый, плотный, с неясной слоистостью

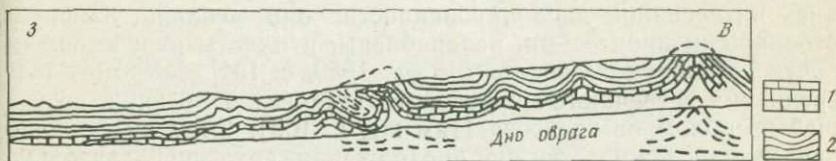


Рис. 14. Разрез группы Сундырских складок, по В. В. Бронгулеву [1951]

Отложения: 1 — мергелисто-известняковые, 2 — глинистые

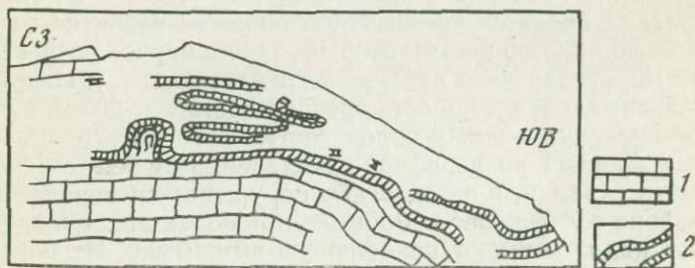


Рис. 15. Дисгармоничная складчатость в тонкослоистых известняках Западного Тянь-Шаня, по И. М. Евфименко (см. Ажгирей [1956])

Породы: 1 — грубослоистые, 2 — тонкослоистые

зано с внедрением снизу в кристаллический фундамент и палеозойский чехол глубинного мантийного диапира. «Воздымание крупных блоков архейских гнейсов и внедрение их в палеозойские осадки, по всей вероятности, обусловлено восходящими движениями глубинных масс фундамента, протекавшими на глубинах свыше 2000 м... Эти процессы... могли возникнуть под воздействием единого и сосредоточенного силового импульса, вызванного движением глубинных масс Земли, местным распадом радиоактивных веществ, взрывами газов и тому подобными явлениями, в настоящее время мало изученными» [Горецкий, 1962, с. 108].

В последние годы благодаря буровым работам строение Пучежско-Балахнинских дислокаций расшифровано с достаточной убедительностью. Новые данные свидетельствуют о том, что эти нарушения, как и все рассмотренные выше, возникли в результате горизонтального сжатия земной коры.

В районе сел Высокое, Тонково и Роймино бурением установлено существование крупной зоны надвигов северо-восточного простирания. Скважины, пробуренные в с. Тонково, вскрыли на глубине 300 м породы кристаллического фундамента, образующие так называемый Воротиловский выступ, надвинутый на палеозойские отложения. В процессе надвигания гнейсы подверглись интенсивной дислоцированности, они «сильно изменены вторичными процессами, раздроблены, и пласты их поставлены почти наголову» [Нечитайло и др., 1959, с. 101]. «Кроме того, среди них встречаются прослой тектонической брекчии, состоящей из обломков гнейсов» [там же, с. 109]. Сложная зона надвигов прослеживается на продолжении архейской тектонической пластины и в палеозойских отложениях. В с. Роймино глубокая скважина вскрыла тройное повторение разреза. По данным Н. С. Ильиной, здесь, под фаменско-франскими отложениями, были вновь вскрыты фаменские, а затем визейские породы.

Характерной особенностью дислокаций Пучежско-Балахнинского района является чрезвычайно широкое развитие тектонических брекчий, мощность которых закономерно возрастает в сторону Воротиловского надвига и сокращается с удалением от него. Максимальная мощность брекчий достигает 500 м, а общая ширина дислоцированных пород составляет 50—70 км. Зона развития брекчий по периферии постепенно сменяется сначала смятыми в складки, а затем слабо нарушенными породами.

В районе сел Тонково и Роймино в породах архея и среднего палеозоя надвиги имеют наибольшую амплитуду. Их поверхности падают на северо-запад под углом 45—30°, к зонам надвигов приурочены тектонические брекчии, состоящие из крупных глыб архейских и палеозойских пород. По мере удаления от этого района надвиговые нарушения перемещаются на более высокие стратиграфические уровни, где соединяются в одну или две поверхности, существенно выполаживаются, а затем превращаются в послонные срывы и зоны смятия, проходящие внутри горизон-

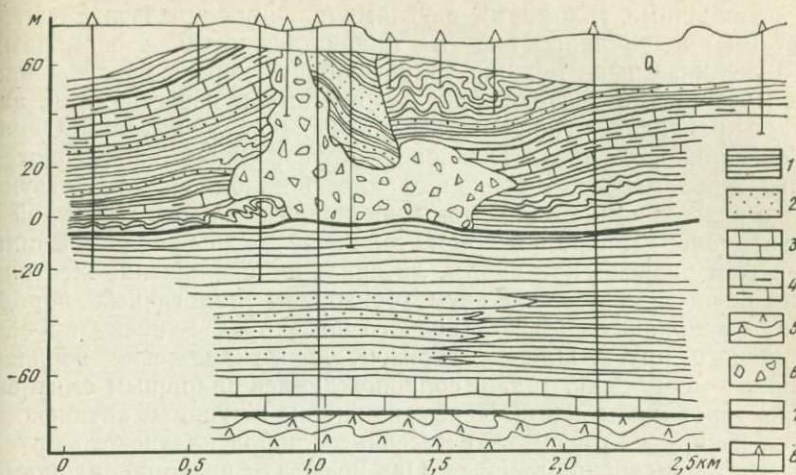


Рис. 16. Схематический геологический профиль Городецкого района, по Г. И. Горецкому [1962]

1 — глины и аргиллиты, местами сульфатизированные; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — гипсы и ангидриты; 6 — брекчии; 7 — поверхности скольжения; 8 — скважины

тов пластичных пород нижней и верхней перми. Особенно отчетливое выполаживание поверхности надвига происходит в пластичных слоях средне- и верхнетатарского подъярусов верхней перми. Надвиги здесь выражены зоной интенсивного брекчирования и смятия пород, расположенной параллельно слоистости. Сильно дислоцированная аллохтонная глинистая часть разреза подстилается горизонтально наслоенными или слабо дислоцированными известняками и песчаниками нижнетатарского подъяруса.

В Городецком районе Горьковского Поволжья по периферии Воротиловского надвига, по данным Г. И. Горецкого [1962], интенсивно смятые и брекчированные глины и мергели татарского яруса залегают без видимой зависимости от тектонического рельефа нижележащих казанских известняков, имеющих субгоризонтальную поверхность наслоения (рис. 16). Сложнодислоцированная аллохтонная масса здесь приурочена к определенному стратиграфическому интервалу, что объясняется ее образованием за счет горизонтального перемещения по поверхности послонного срыва, проходящего над кровлей известняков казанского яруса. Поэтому наиболее интенсивную складчатость и брекчирование испытала более пластичная глинисто-мергельная толща среднетатарского подъяруса. В относительно жестких породах раннетатарского возраста — алевролитах, песчаниках и загипсованных аргиллитах — деформации встречаются лишь в верхних 5—6 м непосредственно под зоной смятия, где выраже-

ны небольшими складками с углами падения крыльев 3—4°, а местами раздробленностью и трещиноватостью с зеркалами скольжения. Самая нижняя толща верхней перми, представленная массивными песчаниками, доломитами и известняками, залегает практически горизонтально, без следов дислокаций. Однако еще ниже, в гипсах артинского яруса, вновь наблюдаются сильная перемятость и брекчированность пород, свидетельствующие о развитии еще одной зоны послынного смятия, связанной с горизонтальным перемещением всей вышележащей толщи. В описываемом разрезе, как видим, латеральное скольжение жестких толщ осуществлялось по двум горизонтам пластичных пород: глинам основания среднетатарского подъяруса и гипсам кровли артинского яруса. Причем горизонтальные движения верхней глинисто-мергельной толщи сопровождалась сплошным смятием и брекчированием пород. Перемещение же по гипсам артинского яруса не привело к смятию массивных пород казанского яруса и нижнетатарского подъяруса. Они испытали дислоцированность южнее и севернее настоящей структуры в районе пос. Балахны, Пучежа и Усоля [Горецкий, 1962].

Таким образом, особенности Пучежско-Балахнинских дислокаций достаточно убедительно свидетельствуют о том, что образование этих структур связано с латеральными перемещениями толщ осадочного чехла по горизонтам пластичных пород. Поэтому наиболее активно дислокации проявляются в отложениях татарского яруса верхней перми, содержащих большое количество глинисто-мергельных пород. Именно эти пласты подверглись интенсивной складчатости и брекчированию, в то время как подстилающие их массивные карбонатные толщи часто залегают горизонтально либо наклонены очень полого.

Итак, строение Пучежско-Балахнинских дислокаций показывает, что развитие послынных срывов внутри осадочной толщи тесно связано с движениями по надвигам в кристаллическом фундаменте и в нижних горизонтах чехла под влиянием горизонтального сжатия земной коры платформенной области.

С шарьированием пород фундамента связывают происхождение мелкой складчатости Восточно-Европейской платформы также Р. Н. Валеев, Р. М. Гисматуллин и Е. С. Шуликов [1977].

### **СКВОЗНЫЕ СКЛАДКИ**

Под названием сквозных или глубинных складок, как уже отмечалось, выделяется группа структур, прослеживающихся в фундаменте и осадочном чехле. Эти структуры отличаются от складок, образованных послынным скольжением пород, значительно большими размерами, вследствие чего к ним приурочены самые крупные месторождения углеводородов. Изучение сквозных складок показывает, что их образование связано с надвиговыми дислокациями в кристаллическом фундаменте, подстилающем осадочный чехол [Камалетдинов и др., 1979]. В пределах

платформ известно значительное число таких надвигов, к которым приурочены антиклинальные складки, содержащие скопления нефти и газа. Рассмотрим некоторые из них.

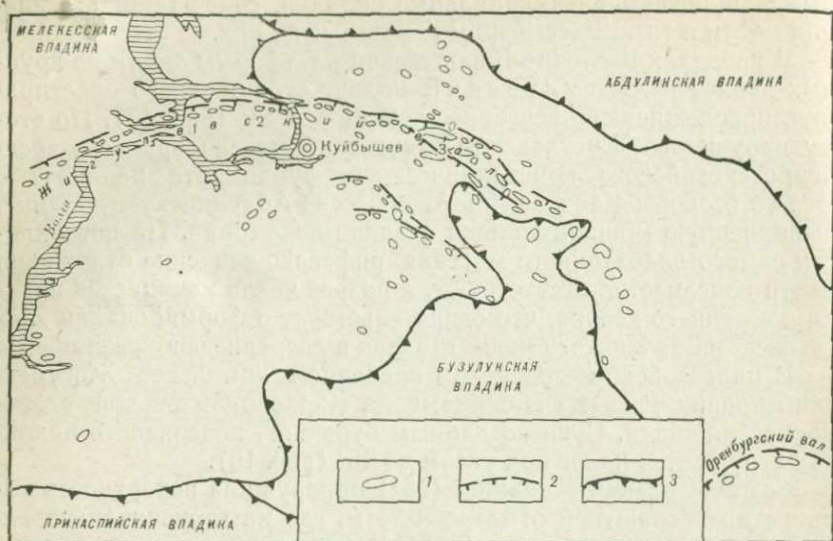
В пределах Восточно-Европейской платформы одним из крупных является Жигулевский надвиг субширотного простирания, прослеживающийся более чем на 500 км (рис. 17). По этому нарушению Жигулевско-Пугачевский массив архейско-древнепротерозойского кристаллического фундамента надвинут с юга со стороны Кавказа на Мелекесско-Абдулинскую впадину, выполненную мощной толщей осадков докембрия. На поверхности самого аллохтонного массива рифейско-вендские отложения почти повсеместно отсутствуют, а разрез чехла начинается породами среднего девона, что свидетельствует о формировании Жигулевско-Пугачевского поднятия еще в досреднедевонское время.

В палеозойско-мезозойском осадочном комплексе Жигулевский надвиг вскрыт скважинами на Карлово-Сытовской разведочной площади. Судя по данным бурения<sup>1</sup>, поверхность надвига погружается на юг под углом до 45° (рис. 18).

Самая северная скважина (451) обнаружила поверхность надвига на абсолютной отметке +24 м, где на горизонтально лежащие слои нижнего мела (альба) надвинуты пески сызранского яруса палеогена, падающие на север под углом 30—40°. Ниже, до глубины 605 м, скважина прошла отложения от раннего мела до верхнего карбона, залегающие в нормальной стратиграфической последовательности. Сква. 452, расположенная в 640 м южнее, тектонический контакт установила на отметке +27 м в глинах альба. Сква. 147, пробуренная в 260 м южнее, разрывное нарушение встретила на отметке —156 м. В аллохтоне здесь залегают нижний мел и верхняя юра, постель слагают отложения нижнего мела (готерив). Следующая к югу сква. 453 поверхность надвига вскрыла на отметке —227 м. Породы нижнеказанского подъяруса верхней перми в разрезе этой скважины налегают на глины и мергели оксфордского яруса верхней юры. В самой южной сква. 146 тектонический контакт встречен на отметке —492 м, где под известняками среднего карбона залегают верхнекаменноугольные отложения.

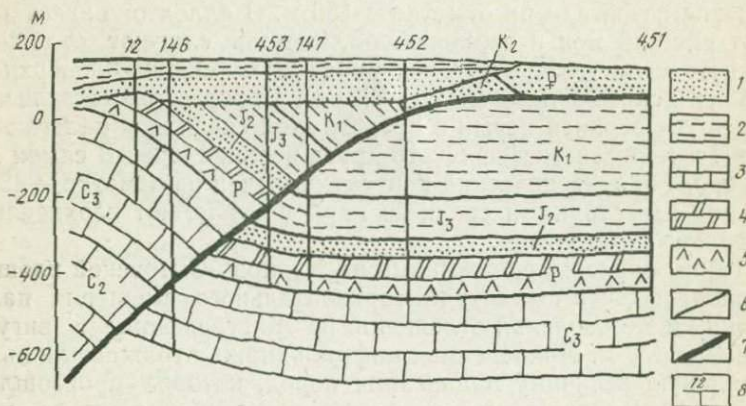
Таким образом, скважинами на Карлово-Сытовской площади установлено, что амплитуда горизонтального смещения палеозойских и мезозойских отложений по Жигулевскому надвигу составляет 370 м. Приведенная цифра, однако, отражает лишь минимальную величину надвигания пород, которое произошло в послепалеогеновое время, т. е. в позднюю стадию его развития, отвечающую альпийской фазе складчатости. Более крупные перемещения Жигулевско-Пугачевского массива имели место раньше, по всей вероятности, в конце докембрия, в байкальскую эпоху диастрофизма или же в самом начале палеозоя — в каледон-

<sup>1</sup> Результаты бурения скважин приводятся по данным В. А. Лобова, И. Х. Кавеева и др. [1974].



Р и с. 17. Схема расположения основных структур Жигулевско-Оренбургского свода, по С. П. Максимова и др. [1970]

1 — локальные антиклинали; 2 — линии надвигов; 3 — границы структурных зон. Антиклинали (цифры на схеме): 1 — Карлово-Сытовская, 2 — Жигулевская, 3 — Мухановская



Р и с. 18. Карлово-Сытовская антиклиналь, по В. А. Лобову и др. [1974]

1 — терригенные, преимущественно песчаные отложения; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — гипсо-ангидриты; 6 — стратиграфические границы; 7 — линия надвига; 8 — скважины

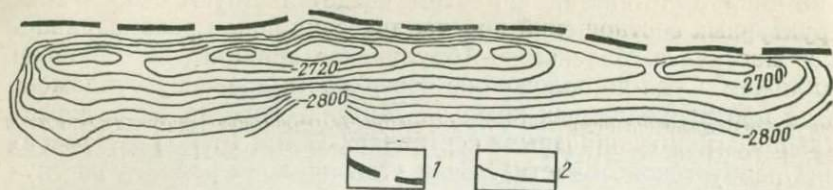
ский цикл тектогенеза. Об этом свидетельствуют особенности структурных соотношений кристаллических пород рассматриваемого массива и Мелекесско-Абдулинской впадины, являющейся его ложем. Судя по положению поверхности древнего фундамента на противоположных крыльях Жигулевского надвига, вертикальная амплитуда разрыва составляет 3250 м (район с. Ивановки Оренбургской области). Если угол наклона надвига на глубине принять равным  $45^\circ$ , то величина бокового смещения кристаллических пород по нему окажется превышающей 4500 м, что говорит о существенном возрастании амплитуды надвига с глубиной. Этот факт наряду с отсутствием верхнедокембрийских отложений на аллохтонном крыле Жигулевского надвига может быть объяснен древним досреднедевонским заложением и унаследованным развитием надвига, оживление которого, по-видимому, происходило неоднократно в течение последующих геологических эпох.

Фронтальная часть Жигулевского надвига по всей длине осложнена значительным количеством (более 25) положительных структур, группирующихся в антиклинальный вал большой протяженности. Антиклинальные складки Жигулевского надвига отличаются линейной вытянутостью и резко асимметричным строением. Крутые флексуорообразные северные крылья, прижатые к надвику, имеют углы наклона  $15-25^\circ$  и даже  $45-70^\circ$ , в то время как на южных крыльях падение слоев не превышает  $2-3^\circ$ . Длина локальных поднятий обычно 10—15 км, ширина 2—4 км, высота по поверхности фундамента до 150 м. Структурные планы по всем стратиграфическим подразделениям палеозоя и поверхности кристаллического фундамента обычно совпадают, различаясь лишь в деталях. Нефтеносными являются отложения девона, нижнего карбона и кунгурского яруса нижней перми.

Одной из наиболее крупных складок Жигулевского вала является Мухановская антиклиналь, расположенная в восточной части вала. Структура имеет удлинненную асимметричную форму с узким сводом, состоящим из пяти небольших куполов (рис. 19). Длина ее 20 км, ширина 3,5 км. Северное, обращенное к надвику крыло, крутое, углы падения слоев  $13-15^\circ$ , южное — пологое, с углами падения  $2-3^\circ$ .

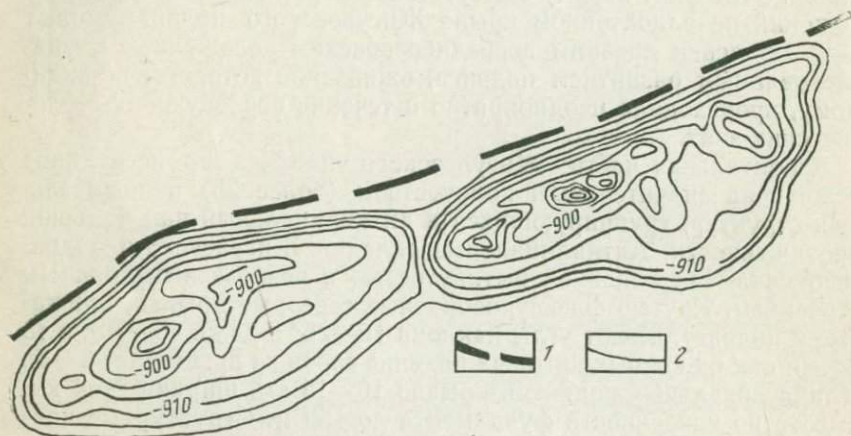
Сызранско-Заборовская антиклиналь (рис. 20), приуроченная к западной части Жигулевского надвига, также имеет асимметричное строение с крутым (более  $20^\circ$ ) северным и пологим ( $2-3^\circ$ ) южным крыльями. Длина поднятия 12 км, ширина 1,5 км. В центральной части структуры имеется седловидный прогиб, который некоторым авторам служит основанием для выделения двух самостоятельных складок: Сызранской и Заборовской.

Жигулевская антиклиналь, расположенная в центральной части одноименного вала, имеет брахиантиклинальную форму (рис. 21). Размеры ее составляют  $3 \times 1,5$  км. На северном крутом



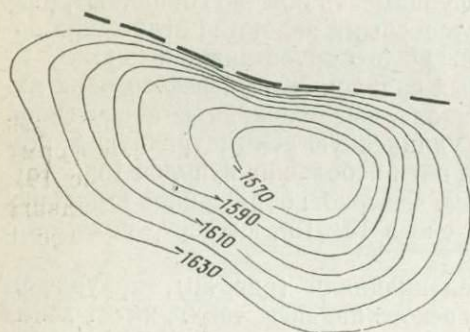
Р и с. 19. Мухановская антиклиналь

1 — линия надвига; 2 — изогипсы кровли пласта Д-II пашийского горизонта (в м)



Р и с. 20. Сызранско-Заборовская антиклиналь

1 — линия надвига;  
2 — изогипсы кровли пласта Б-2 виезского яруса (в м)



Р и с. 21. Жигулевская антиклиналь

Условные обозначения см. рис. 19

крыле складки углы падения слоев достигают  $20^\circ$  и более, на южном — не превышают  $2-3^\circ$ .

Из приведенного описания видно, что Жигулевский антиклинальный вал представляет собой структуру, образовавшуюся во фронтальной части крупного и унаследованно развивавшегося шарьяжа, ограничивающего с севера Жигулевско-Пугачевский аллохтонный массив пород докембрийского фундамента. Складки Жигулевского вала сформировались в альпийскую эпоху складчатости в результате повторных движений древнего Жигу-

левского шарьяжа, который продолжает активно развиваться и в наши дни, о чем свидетельствуют Жигулевские горы, воздымающиеся в его фронтальной части.

Другой крупной структурой, также образованной надвигом широтного простирания, является Оренбургский антиклинальный вал, простирающийся вдоль широтного течения р. Урал от г. Оренбурга на 120 км в западном направлении. Ширина его 20 км, высота до 700 м. В его составе выделяется ряд локальных поднятий: Краснополянское, Зубочистенское, Нижнепавловское, Дедуровское, Оренбургское, Лихтинское и другие, имеющие высоту 50—100 м. Судя по значительному этажу газосности, достигающему 500 м, эти локальные складки не имеют самостоятельного значения, и весь вал принято рассматривать в качестве единой структуры с общими условиями газонакопления [Максимов и др., 1970]. Оренбургский вал осложняет фронтальную часть одноименного регионального надвига, по которому Соль-Илекский массив кристаллических пород шарьирован с юга на Предуральский прогиб и моноклиальный склон Восточно-Европейской платформы. Своим происхождением антиклинальный вал обязан изгибу пород фундамента и осадочного чехла в лобовой части Соль-Илекского аллохтона в результате его надвигания.

Как и Жигулевская дислокация, Оренбургский надвиг характеризуется длительным и унаследованным развитием. По данным геофизики, максимальное перемещение кристаллического фундамента по этому надвигу составляет 1,5—2 км, амплитуда же разрыва в палеозойских отложениях не превышает 150—200 м (рис. 22). Существенное сокращение амплитуды надвига стратиграфически снизу вверх объясняется древним, возможно, байкальским его заложением и последующим «оживлением» в послепермское время. Разумеется, нельзя исключать и более древний возраст Оренбургского и Жигулевского надвигов, например ранне- или среднепротерозойский, отвечающий гудзонской эпохе складчатости, с которой связано образование крупных шарьяжей в области Татарского свода [Камалетдинов, Постников, 1979].

С послепермским надвиганием Оренбургского аллохтона связано образование в его фронтальной части крупной антиклинальной структуры, весьма четко проявленной в палеозойских отложениях. Примечательно, что породы верхней перми и кунгурского яруса, слагающие Оренбургский вал, смяты в складки более высоких порядков, дисгармоничные к структуре подсолевой толщи. Эти складки обязаны своим происхождением дополнительному горизонтальному смещению верхнепермской красной толщ по пластичным соленосным горизонтам кунгура. Следовательно, структура вала состоит из двух тектонических пластин: нижней — подсолевой, испытавшей горизонтальные перемещения по Оренбургскому надвигу, и верхней — надсолевой, переместившейся совместно с нижней и еще дополнительно по



пластичной толще солей кунгурского яруса. Галогенные образования кунгура, подстилающие верхнюю пластину, испытали складчатость волочения и гравитационное перераспределение масс под весом вышележащей толщи с формированием диапиров.

Следующим примером структур, образованных надвигами в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы, является Туймазинская антиклиналь, расположенная на юго-восточном склоне Татарского свода и содержащая скопление нефти в отложениях девона и карбона. Длина ее около 60 км, ширина до 20 км, простирается северо-восточное. Складка имеет асимметричное строение: на пологом северо-западном крыле пашийские слои залегают под углом менее  $1^\circ$ , на более крутом юго-восточном — под углами  $2-3^\circ$ . Высота поднятия по отложениям девона и карбона составляет 60—70 м, в артинском ярусе она сокращается до 50 м.

В наиболее высоких точках Туймазинской площади кристаллический фундамент залегают на абсолютной отметке —1540 м, круто погружаясь к юго-востоку до —2600 м. Крутой уступ фундамента сnivelирован мощными терригенными отложениями бавлинской серии рифея и венда, отсутствующими в сводовой части структуры. Скв. 2000 (Туймазы), пробуренной на своде рассматриваемой складки, установлено покровное строение кристаллического фундамента, состоящего здесь из трех тектонических пластин, надвинутых одна на другую с северо-востока [Камалетдинов, Постников, 1979]. Сверху первая и третья пластины представлены биотитовыми гнейсами, консолидированными в раннепротерозойское время (1900—2000 млн. лет) и подвергнутыми наложенной метасоматической микроклинизации в среднепротерозойское время (1800—1700 млн. лет). Средняя пластина сложена основными магматическими породами позднеархейского возраста, интенсивно раздробленными и вторично измененными, но не подвергнутыми микроклинизации. В основании пластин залегают массивные гнейсовидные породы гранодиоритового состава, претерпевшие наложенную биотитизацию 1900—2000 млн. лет назад (рис. 23).

Совмещение в едином разрезе пород, резко различных по своему отношению к метаморфической зональности, в частности к наложенной микроклинизации, позволяет оценивать масштаб горизонтального перемещения в десятки километров [Камалетдинов, Постников, 1979]. Возраст латеральных движений, обусловивших смещение тектонических пластин, можно датировать как конец среднего протерозоя (1700—1600 млн. лет) — время, в которое в ряде регионов Земли проявилась мощная гудзонская складчатость.

Отсутствие на своде Туймазинской структуры докембрийской осадочной толщи, широко развитой за ее пределами, свидетельствует о формировании здесь допалеозойского тектонического поднятия, вызванного активными движениями по древним на-

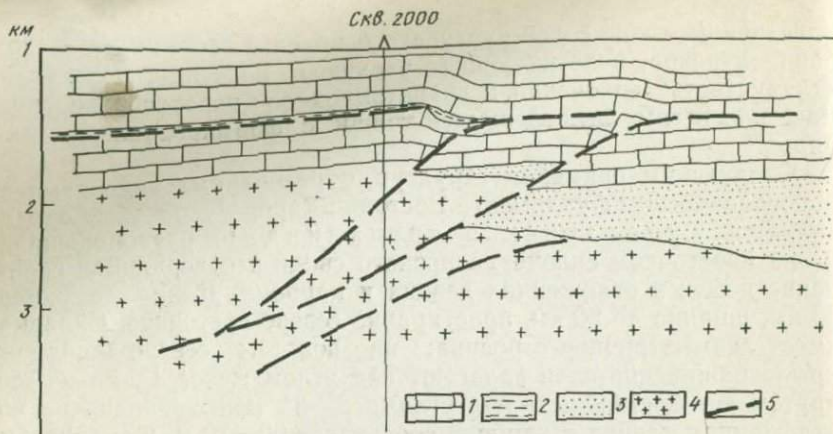


Рис. 23. Схематический разрез Туймазинской структуры

1 — карбонатные и 2 — глинистые породы палеозоя; 3 — терригенные отложения рифея; 4 — породы кристаллического фундамента (AR — PR<sub>1</sub>); 5 — линии надвигов

двигаю. Эти особенности строения Туймазинской складки, как видим, обнаруживают большое сходство с Жигулевской и Оренбургской структурами, что, в свою очередь, позволяет предполагать о сходстве истории их формирования.

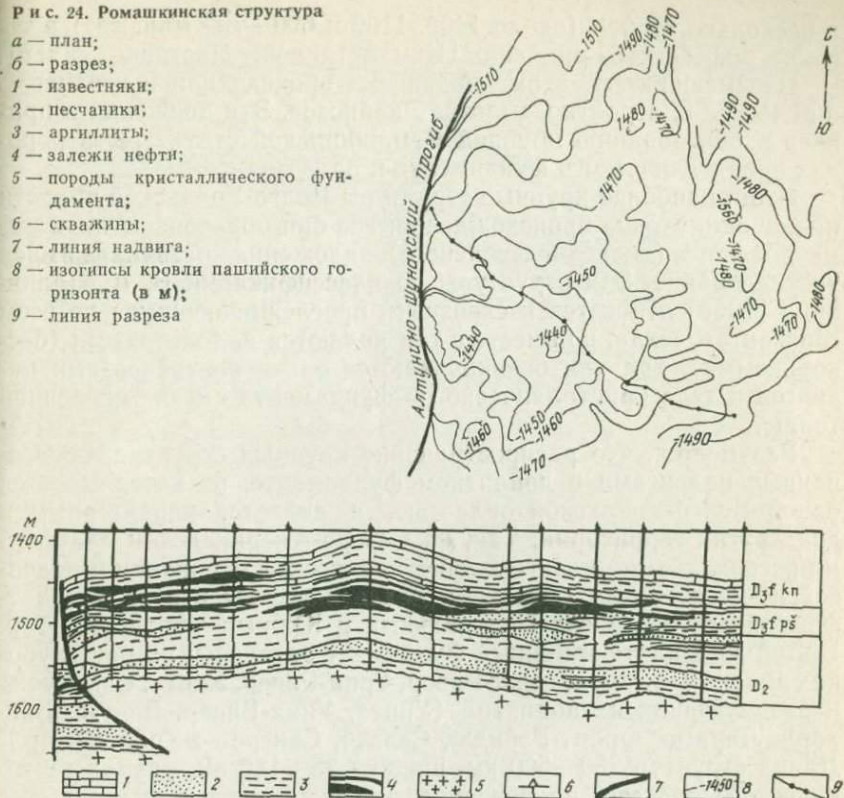
Как Жигулевский и Оренбургский надвиги, так и Туймазинские шарьяжи имеют унаследованное развитие. «Оживление» древних разрывов происходило, вероятно, в байкальскую, каледонскую, варисцийскую и альпийскую фазы тектогенеза. Эти движения привели к тому, что край аллохтонного массива кристаллического фундамента был изогнут совместно с палеозойскими отложениями в антиклиналь с более крутым юго-восточным, обращенным к надвигу крылом. Следует отметить, что высота палеозойской складки по кровле кыновских слоев на 20 м выше амплитуды подстилающих отложений, что особенно хорошо выявляется на северо-западном крыле (поднятие кровли фундамента по этому крылу составляет 40—50 м, а по кыновским слоям достигает 70 м). Такое строение складки свидетельствует об ее последующем росте в результате дополнительного тектонического скольжения палеозойской толщи по глинистым пачкам среднего девона и частично кыновского горизонта франского яруса верхнего девона.

Таким образом, боковое сжатие, сформировавшее Туймазинскую складку, так же как и в случае с Оренбургским валом, разрешилось, с одной стороны, общим перемещением аллохтонной пластины по поверхности древнего докембрийского надвига, с другой — послонным скольжением в самой палеозойской толще карбонатных отложений по горизонтам глинистых пород.

К группе дислокаций, образованных надвигами кристаллического фундамента, относится и Ромашкинская структура,

Рис. 24. Ромашкинская структура

- а — план;
- б — разрез;
- 1 — известняки;
- 2 — песчанки;
- 3 — аргиллиты;
- 4 — залежи нефти;
- 5 — породы кристаллического фундамента;
- 6 — скважины;
- 7 — линия надвига;
- 8 — изогипсы кровли пашийского горизонта (в м);
- 9 — линия разреза



к которой приурочено скопление нефти в отложениях среднего и верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Эта структура занимает центральную часть Альметьевской вершины Татарского свода, которая надвинута с востока на Алтунино-Шунакский прогиб. Длина Ромашкинской структуры 80 км, ширина 60 км, высота 40—50 м, углы падения крыльев не более  $1^\circ$  (рис. 24). На востоке она граничит с Бирской седловиной, на юге — с Бугульминским прогибом, а на севере — с Сарайлинской впадиной.

Бурением скв. 20 000 (Минибаево), в присводовой части Ромашкинской структуры, было установлено шарьяжное строение докембрийского кристаллического фундамента [Камалетдинов, Постников, 1979]. Скважина вскрыла кровлю фундамента на глубине 1800 м и углубилась в раннеархейские породы на 3300 м.

В разрезе архея этой скважины выделяется не менее четырех аллохтонных пластин, отделяющихся друг от друга зонами интенсивного тектонического дробления с отторженцами пород раннего и среднего протерозоя. Надвигание пластин и образование связанных с ними брекчий, судя по возрасту пород, «омоложенных» в зонах разломов, впервые имело место около 1700 млн. лет назад, что отвечает гудзонской складчатости, и повторялось

в несколько этапов (около 1400, 1100 и 600—700 млн. лет) в течение рифейского времени [Камалетдинов, Постников, 1979].

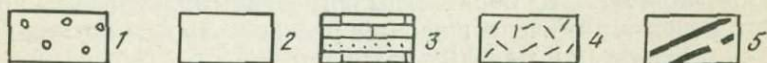
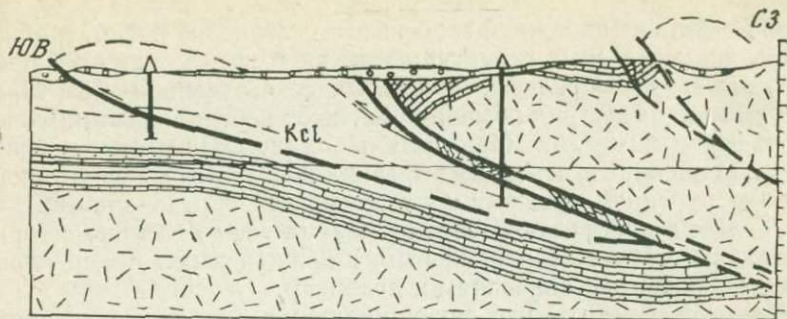
Перемещения по этим надвигам происходили и позднее — в палеозое и, вероятно, мезозое—кайнозое. Эти движения и привели к образованию крупной Ромашкинской структуры в породах кристаллического фундамента и палеозоя.

Итак, наиболее крупные структуры Волго-Уральской области имеют одинаковое происхождение: все они образованы надвигами древнего (досреднедевонского) заложения, развивавшимися унаследованно. Эти структуры по классификации В. Д. Наливкина [1965] относятся к сквозным, прослеживающимся по всем горизонтам чехла, но вместе с тем являются аллохтонными (бескорневыми), так как ограничиваются снизу поверхностями надвигов в теле кристаллического фундамента и в осадочной толще.

Разумеется, что распространение крупных структур, образованных надвигами в доплитном фундаменте, не исчерпывается одной Волго-Уральской областью, а является характерным и для других территорий. Так, на Северо-Американской платформе региональные надвиги в кристаллическом основании и палеозойско-мезозойском осадочном чехле известны в зоне эпиплатформенного орогенеза Центральных и Южных Скалистых гор. В этой зоне платформенный фундамент расчленен на ряд глубоких впадин (Бигхорн, Уинд-Ривер, Грин-Ривер, Уинта, Сан-Хуан) и разделяющих их поднятий (Уинта, Уинд-Ривер, Бертус, Бигхорн, Ларами, Фронт-Рэйндж, Саватч, Сангре-де-Кристо и др.). Длина структур 250—500 км, ширина 75—140 км, размах тектонического рельефа по поверхности фундамента достигает 8—9 км. Поднятия характеризуются пологими сводами, а впадины — плоским дном с горизонтально залегающими слоями. Надвиги и сопряженная с ними складчатость развиваются на границе впадин с поднятиями. Причем надвиги погружаются под поднятия, а крутые крылья складок обращены в сторону впадин (рис. 25, 26). На ряде поднятий установлено, что надвигание их крыльев происходит в обе стороны ограничивающих их впадин [Хаин, 1971].

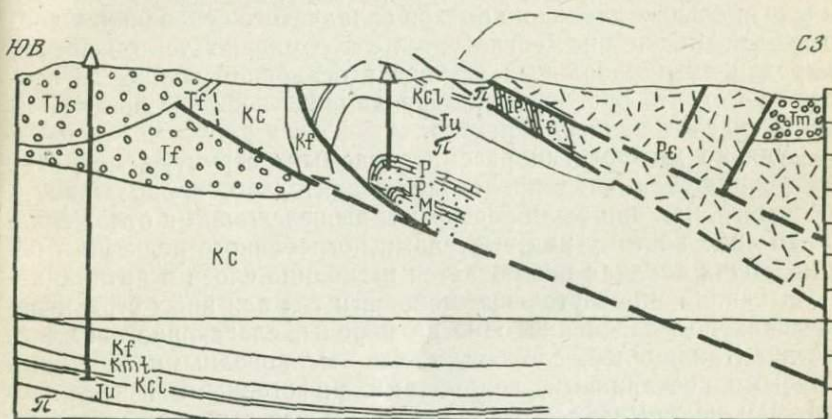
В расположении поднятий в плане замечается определенная закономерность — все они огибают в виде дуги с севера и востока плато Колорадо, представляющее собой обширный полого деформированный массив платформенного фундамента. От смежных прогибов массив Колорадо отделяется, по-видимому, крупными надвигами, погружающимися под массив, о чем свидетельствует наличие на его восточном и западном краях значительных по размерам брахиантиклинальных поднятий, происхождение которых можно объяснить короблением пород на висячих крыльях наклонных разрывов.

Судя по сокращенной мощности палеозойских отложений и выпадению из разреза пород ордовика и силура в пределах плато Колорадо и обрамляющих его поднятий (в Аризоне пенсиль-



Р и с. 25. Надвиг вблизи Дьюонис, штат Вайоминг, по Р. Р. Бергу [Berg, 1962], с дополнениями

1 — моласса палеогена — неогена; 2 — мезозойские отложения; 3 — карбонатно-терригенные породы палеозоя; 4 — кристаллические породы фундамента; 5 — надвиги



Р и с. 26. Надвиг Шип Крик, штат Вайоминг, по Р. Р. Бергу [Berg, 1962], с дополнениями. Условные обозначения см. рис. 25

ванские отложения залегают прямо на докембрии), движения по надвигам происходили еще в доордовикское время. Позже они проявились (особенно отчетливо в южной части зоны) в конце палеозоя, в пенсильванско-пермскую эпоху, и, наконец, завершились в отрезок времени с конца мела до конца эоцена.

Такой характер роста структур весьма близко напоминает развитие крупных поднятий Восточно-Европейской платформы. Отсутствие глубоких скважин, освещающих строение фундамента Скалистых гор, не позволяет пока определить время формирования надвигов этого района. По аналогии с Восточно-Европейской платформой можно предполагать, что заложение шарьяжей здесь происходило не позднее гудзонской фазы тектогенеза.

Общей и очень важной особенностью строения рассматриваемой группы сквозных структур является то, что к их ядрам приурочены выступы рельефа кристаллического фундамента. Происхождение последних обычно объясняют вертикальными блоковыми поднятиями докембрийских пород, что однако не согласуется с шарьяжным строением древних гранито-гнейсов, установленным бурением скважин. Оказалось, что образование выступов рельефа кристаллического основания всюду связано с горизонтальными (а не вертикальными) движениями земной коры, происходящими по шарьягам и надвигам.

Следует отметить, что антиклинальные складки осадочного чехла, ядра которых образованы погребенными поднятиями рельефа, пользуются очень широким распространением в пределах как древних, так и молодых платформ.

Возникновение антиклинальных складок чехла над выступами складчатого основания объясняют по-разному. Одни исследователи это явление связывают с пассивным облеканием вышележащими осадками погребенного рельефа, другие — с инверсией вертикальных движений блоков складчатого основания. Однако первое мнение не согласуется с несомненно тектонической природой антиклинальных изгибов в осадочной толще, а второе — с тем, что рост выступов фундамента носит не инверсионный, а унаследованный характер.

Судя по морфологии рассматриваемых структур, поднятия выступов фундамента происходили длительно, продолжаясь и после того, как они были перекрыты вышележащими отложениями. Именно поэтому над выступами погребенного рельефа в покрывающих осадках наблюдается изгибание слоев в антиклинали, выклинивание и утонение мощности тех или иных стратиграфических подразделений. Иногда породы, слагающие сводовые части антиклиналей, сложены более мелководными фациями (грубыми песчаниками, доломитами, рифогенными известняками), чем на крыльях структур. Причем все эти явления, т. е. изгибание и выклинивание пластов, а также фациальные переходы прослеживаются в осадках над выступами рельефа на большую мощность, нередко превышающую тысячу метров, свидетельствуя об унаследованном характере развития дислокаций.

Чем же объясняется активный рост выступов древнего рельефа после захоронения их под толщей осадков? Прежде чем ответить на этот вопрос, рассмотрим некоторые общие принципы формирования рельефа земной поверхности.

Известно, что образование как древней, так и современной орографии зависит от трех основных факторов: тектоники, физических свойств горных пород и климата. При этом активная созидательная роль в этом процессе принадлежит лишь тектоническому фактору, влияние же климата сводится к разрушению созданных тектоникой положительных форм рельефа, а роль литологического фактора — к пассивному сопротивлению пород процессам денудации. Сами же положительные тектонические

структуры (антиклинали, своды, флексуры, клиновидные блоки и т. п.) всюду формируются горизонтальными движениями пород по шарьяжам и надвигам [Камалетдинов, 1965, 1968, 1974; Камалетдинов и др., 1970, 1978, 1979; Главные..., 1977; и др.]. Следовательно, и все положительные формы рельефа (как древние, так и современные) должны контролироваться надвигами и шарьяжами.

Можно привести большое количество примеров, убедительно доказывающих сказанное. На Урале всем аллохтонным структурам соответствуют положительные формы рельефа, возвышающиеся над породами постели, слагающими понижения. Резкие выступы рельефа здесь прослеживаются практически вдоль всех надвигов и шарьяжей герцинского (вариссийского) возраста, свидетельствуя об активных проявлениях по ним современных тектонических движений. Водораздельный хребет Уралтау, образовавшийся в конце палеозоя в результате шарьирования докембрийских и нижнепалеозойских пород с востока на многогосинклинальную зону Урала, и сейчас испытывает поднятие, благодаря продолжающимся процессам надвигания. Крупные шарьяжные морфоструктуры Урала — Башкирский и Кваркушский антиклинории — были сформированы в байкальскую и герцинскую эпохи складчатости, но продолжают свое развитие и в наши дни, создавая высокий горный рельеф этой зоны. Региональные надвиги, трассирующиеся вдоль западной границы складчатого Урала, всюду выражены линейными хребтами, получившими название передовых. Резко возвышается среди равнинной местности Уфимского плато горный хребет Каратау, сложенный верхнерифейскими и палеозойскими отложениями, шарьированными с востока на породы нижней перми.

Крутой уступ рельефа высотой до 120—150 м прослеживается на западном склоне Урала вдоль фронтальной части Мурадымовского шарьяжа (рис. 27). Аллохтон здесь слагают известняки нижнего, среднего и верхнего девона, перемещенные на расстояние 40—50 км; в постели шарьяжа залегают песчано-глинистые флишoidные породы среднего карбона [Камалетдинов и др., 1970]. Бурением скважин установлено, что подошва шарьяжа, наклоненная вблизи дневной поверхности под углом  $45^\circ$ , с глубиной выполаживается до субгоризонтальной плоскости. Судя по тому, что на карбонатном массиве хорошо сохранились реликты плиоценовой поверхности выравнивания (возраст 8—10 млн. лет), можно подсчитать, что поднятие аллохтона, вызванное его латеральным движением по поверхности шарьяжа, в постплиоценовый период составляло в среднем 1,5 см в тысячу лет. Учитывая же пологость подошвы шарьяжа, следует полагать, что скорость горизонтального перемещения тектонической пластины могла быть значительно больше указанной цифры.

В тех районах Урала, где надвиговые поверхности являются более крутыми или перемещения по ним более интенсивными, установлен более активный рост вертикального поднятия алло-

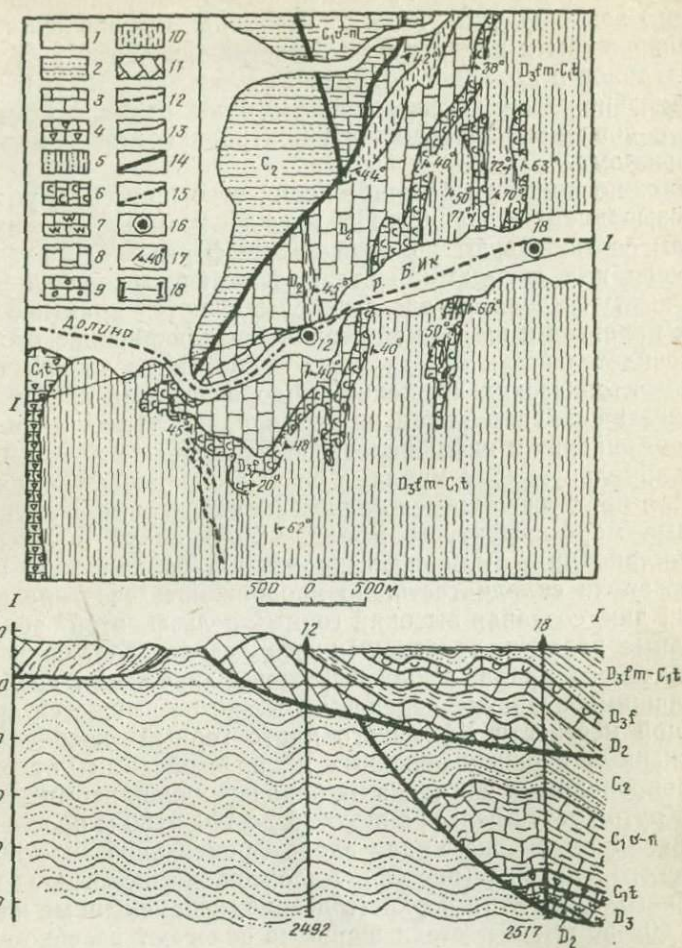


Рис. 27. Геологическая карта бассейна р. Большой Ик, выше д. Мурадымово, и разрез по линии I—I

1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники; 2 — средний карбон: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 3 — нижний карбон, визейский и намюрский ярусы: глинистые известняки с прослоями аргиллитов; 4 — нижний карбон, турнейский ярус; в аллохтоне — сидциты с прослоями известняков (ямашлинская свита), в параавтохтоне — известняки; 5 — верхний девон — нижний карбон, зилайская серия: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 6 — верхний девон, франкий ярус: рифогенные известняки; 7 — верхний девон: слоистые известняки; 8 — средний девон, живетский и эйфельский ярусы: рифогенные известняки; 9 — средний девон, живетский и эйфельский ярусы, известняки; 10 — эйфельский ярус, мурадымовская свита: аргиллиты с прослоями песчаников и линзами известняков; 11 — нижний девон, кобленцкий ярус: рифогенные известняки; 12 — прослои известняков внутри зилайской серии; 13 — геологические границы; 14 — линии надвигов; 15 — предполагаемая линия тектонического контакта под четвертичными отложениями; 16 — скважины; 17 — наклонное залегание пластов; 18 — линия разреза

хтонов. По линии повторного нивелирования Куйбышев — Уфа — Челябинск оказалось, что среднегодовая скорость современных поднятий достигает 4,4—6,5 мм в год. При этом положительным тектоническим структурам в большинстве своем свойственны большие скорости современных движений, чем отрицательным [Сетунская, 1961; Рождественский, Журенко, 1969]. Вдоль Ашинского сдвига, ограничивающего с юго-запада надвиговой комплекс Каратау, установлен резкий скачок скоростей, изменяющийся с 3,9 мм в год на опущенном крыле до 4,4 мм в год на его всячем крыле.

Не менее четко, чем на Урале, устанавливается генетическая связь орогенеза с надвигами и шарьяжами в Аппалачах. Антиклинории Голубого хребта и Зеленых гор, как и хребта Уралтау, осложняют фронтальную зону крупного шарьяжа и всюду выражены в рельефе высокими горными хребтами. Резкий уступ рельефа отвечает Аллегенскому структурному фронту, представляющему собой надвиг большой протяженностью. Региональные надвиги провинции Долин и Гряд также образуют линейно вытянутые массивы гор и возвышенности.

В последние годы в ряде районов Аппалач проводятся наблюдения за современными движениями по надвигам аллегенского (варисцийского) возраста. Для этой цели используются стволы скважин, пробуренных для подрывных работ при прокладывании дорожных выемок. Выяснено, что активное надвигание происходит во многих местах Аппалачского плато и в провинции Долин и Гряд, вызывая поднятия рельефа, которые фактически поддерживают существование горных цепей [Schäfer, 1979].

По надвигу, прослеживающемуся на границе провинции Долин и Гряд и плато Камберленд (между городами Харриман и Роквуд штата Теннесси), установлено горизонтальное смещение на запад пенсильванских сланцев и песчаников за последние 12 лет на расстояние 25 см, вызвавшее их вертикальное поднятие на 16 см (рис. 28, а). Движение пород по надвигу не является равномерным. Среднее годовое смещение с 1966 по 1974 г составило 3,8 см, а с 1974 по 1978 г заметных движений не произошло. В 15 км восточнее предыдущего надвига в другом разрыве, прослеживающемся параллельно первому, зафиксировано горизонтальное смещение пород по поверхности напластования на 20 см и вертикальное на 7,5 см (см. рис. 28, б).

Слои девонских кварцитов провинции Долин и Гряд северо-западнее г. Миллер-Стон штата Пенсильвания за последние 10 лет испытали горизонтальное перемещение по надвигу на 15 см и вертикальный подъем на 0,1 см. В 6 км северо-западнее г. Порт-Матильда штата Пенсильвания в миссисипских и пенсильванских красноцветных песчаниках и алевролитах установлены многочисленные надвиги, по которым происходят современные перемещения пород, особенно большие на контактах песчаников и глин, где понижено трение [Schäfer, 1979]. Здесь у одного из надвигов было отмечено горизонтальное смещение по-

род на 14 см и вертикальный подъем на 5 см, у другого — горизонтальное смещение составило 5 см, а вертикальное — 1,8 см. Эти данные позволили подсчитать, что за последние 10 лет провинция Долин и Гряд (в пределах Пенсильвании) испытывает вертикальное поднятие со скоростью минимум 2 см в год [Schäfer, 1979].

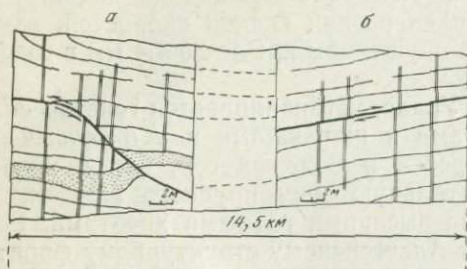


Рис. 28. Молодые надвиги и складки в синклинали, сложенной пенсильванскими песчаниками и сланцами, между пунктами Роквуд и Харриман, штат Теннесси

Вертикальными линиями обозначены стволы пробуренных скважин, смещенные в результате надвигания (а) и вдоль плоскости напластования (б)

Примечательно, что близкий порядок скоростей подъема земной поверхности наблюдается и на Урале, где, так же как и в Аппалачах, происхождение вертикальных поднятий связано и подчинено горизонтальным перемещениям пород по надвигам и шарьяжам.

Не менее четко, чем на Урале и в Аппалачах, выражена шарьяжная структура герцинид Алая и Южного Тянь-Шаня, установленная работами Г. С. Поршнякова [1973]. Прекрасная обнаженность позволяет здесь наблюдать многие детали взаимоотношений тектонических структур с формами рельефа. Исследуя горы Алая, особенно наглядно представляешь, что, подобно строящемуся зданию, растущему кирпич за кирпичом (блок за блоком), происходит и воздымание горных хребтов за счет надстраивания их сверху аллохтонными пластинами (рис. 29). Другими словами, тектонические пластины являются теми кирпичами (или блоками), из которых состоит все горное сооружение. Чем больше тектонических пластин и чем они толще, тем выше горные кряжи.

Чрезвычайно ярко проявляется зависимость рельефа от покровной и надвиговой тектоники в пределах складчатых сооружений альпийского возраста, где горные хребты и возвышенности также приурочены к зонам мощного тектонического скупивания пород. В Гималаях высочайшие горные хребты закономерно связаны с наиболее крупными шарьяжами. Так, Высокие Гималаи (с горой Эверест) образованы зоной шарьяжа Кхумбу, состоящей из серии аллохтонных пластин, перекрывающих с севера шарьяжную зону Катманду, слагающую Низкие Гималаи (рис. 30). Примечательно, что граница между Высокими и Низкими Гималаями полностью совпадает с границей распространения аллохтона Кхумбу [Bordet, Cavet, Pillet, 1960]. Интенсивность тектонического скупивания Низких Гималаев уступает

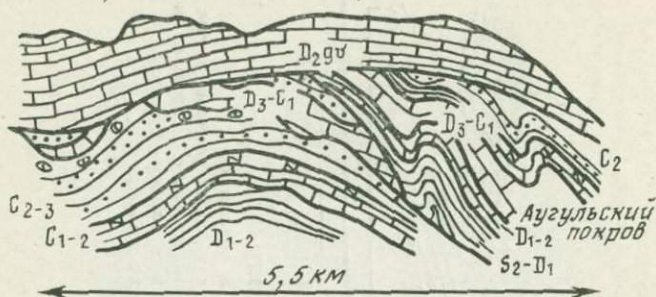


Рис. 29. Схематизированный разрез структуры междуречья Аугул — Кочкарчи, по Г. С. Поршнякову [1973]

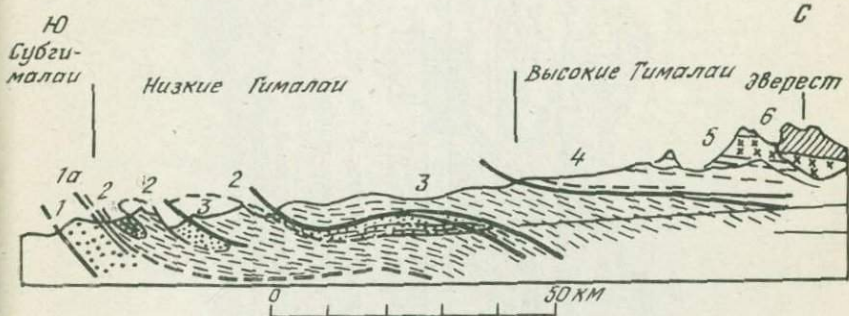


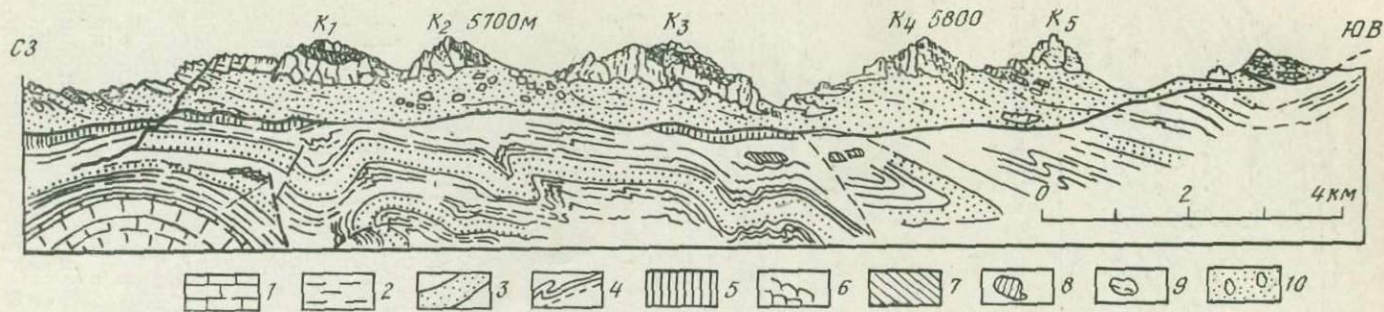
Рис. 30. Геологический разрез от Эвереста до Сиваликского пояса, по П. Борде (см. Гансер [1967])

1 — сивалик; 1а — Саигури (по П. Борде); 2 — шарьяжи Навакот (по П. Борде); 3 — шарьяжи Катманду (магматиты Нижних Гималаев, по П. Борде); 4 — шарьяжи Кхумбу; 5 — граниты Макалу; 6 — Тибетская зона, Эверест

зоне шарьяжей Кхумбу, но и здесь известны крупные региональные аллохтоны: шарьяжи Катманду, Навакот, Далинг и другие, к которым приурочены высокие горные цепи.

В Тибетских Гималаях отдельные горные вершины нередко образованы крупными экзотическими глыбами известняков с возрастом от перми до мела, залегающими среди аллохтонных пород основного и ультраосновного состава [Гансер, 1967]. Таково строение, в частности, района пика Киогар высотой 5800 м (рис. 31).

Другим ярким примером крупного горного сооружения, где шарьяжи и надвиги имеют четкое геоморфологическое выражение в виде высоких горных хребтов и возвышенностей, может служить Кавказ. Здесь, как и всюду, положительные формы рельефа представляют собой в структурном отношении зоны мощного тектонического сучивания пород, состоящие из аллохтонных масс, нагроможденных друг на друга (рис. 32). Формирование горного рельефа здесь также происходило не за счет



Р и с. 31. Геологический разрез района пика Киогар, Тибетские Гималаи, по А. Гейму, А. Гансеру (см. Гансер [1967])

1 — известняки Киото (верхний триас);

2 — сланцы Спити;

3 — песчаники Гиумал (верхний мел);

4 — 9 — гималайская фация:

4 — красные и зеленые алевролитовые сланцы, перекрываемые темно-серыми фукоидными сланцами (флиш).

5 — кремнистые песчаники с радиоляриями (верхний мел),

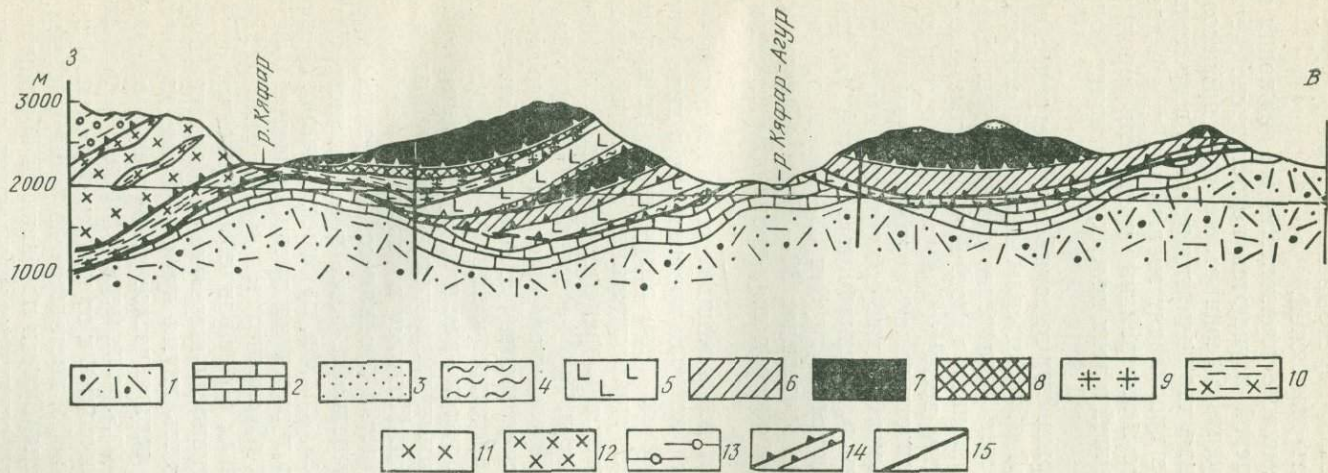
6 — белые известняки Киогар (триас?),

7 — оолитовые известняки и известковые сланцы с *Calpionella* (верхняя юра),

8 — радиоляриты,

9 — зеленые песчаники;

10 — тибетская фация: основные и ультраосновные породы с различными экзотическими глыбами от пермского до мелового возраста



Р и с. 32. Геологический разрез междуречья Малый Кяфар и Ацгара на Кавказе, по Е. В. Ханну [1979]

- 1 — средне-верхнедевонские туфокогломераты и туфы (семиродниковая свита);  
 2 — известняки, филлиты и зеленые сланцы фамена—турне;  
 3 — терригенно-кремнистые отложения силура(?);

- 4 — зеленые сланцы и филлиты тебердинской свиты;  
 5 — базальтовые порфириды, спилиты, диабазы карабской свиты;  
 6 — габброиды;  
 7 — серпентинизированные гипербазиты;  
 8 — амфиболиты;  
 9 — сиенит-диориты;

- 10 — двуслюдяные гранат-кварц-плагиоклазовые сланцы;  
 11 — габро-диориты;  
 12 — тоналиты;  
 13 — двуслюдяные гранат-ставролитовые гранат-силлиманитовые сланцы;  
 14 — надвиги;  
 15 — сбросы

поднятия пород снизу, а в результате горизонтальных перемещений тектонических пластин, перекрывавших одна другую и создававших мощные пакеты шарьяжей.

К сожалению, современные горизонтальные движения в пределах складчатых областей изучаются недостаточно детально, поэтому возможности судить о геодинамике этого процесса весьма ограничены. Учитывая, что поднятия рельефа в пределах молодых орогенных поясов происходят энергичнее, чем в древних можно предполагать, что и латеральные движения пород, вызывающие рост горных кряжей в этих поясах, происходят более интенсивно.

Как известно, поддерживают высокий гипсометрический уровень рельефа складчатой области силы изостазии, стремящиеся сохранить геодинамическое равновесие земной коры, нарушенное тектоническим скупиванием пород. Аллохтонные массы, погружаясь под собственным весом, образуют корни гор, глубина которых зависит от мощности пакета шарьированных образований. Поэтому более высокие горные сооружения имеют и более глубокие корни. Например, у складчатых поясов альпийского возраста корни развиваются до глубин 60—80 км, тогда как у герцинских эта цифра не превышает 30—35 км. Следовательно, горные сооружения при процессах шарьирования растут не только вверх, но и вниз.

В корнях гор сосредоточена мощная потенциальная энергия изостатического поднятия, которая проявляется в виде всплывания складчатых областей по мере разрушения их процессами эрозии. Являясь функцией горизонтальных движений, силы изостазии лишь поддерживают определенный гипсометрический уровень земной поверхности, но не создают самостоятельные поднятия рельефа. По мере сокращения глубины корней гор снижается и изостатическая энергия складчатой области.

Следовательно, мы приходим к выводу о том, что положительные формы рельефа, так же как и тектонические структуры, образованы горизонтальными движениями аллохтонных пластин по надвигам и шарьяжам. Поэтому в развитии рельефа, как и тектонических структур, четко проявляется тенденция унаследованного роста: поднятия рельефа, даже после полного размыва и захоронения под толщей осадков, при последующих орогенических движениях начинают расти на прежнем месте. Такой характер развития рельефа обеспечивается поступными движениями по шарьяжам и надвигам более раннего заложения.

В зависимости от активности шарьяжа захоронение древнего рельефа может происходить двумя путями. Если аллохтонный покров прекращает свое тектоническое развитие и размывается, его поверхность может быть равномерно выровнена или же покров будет полностью уничтожен и от него сохранятся лишь изолированные останцы рельефа, состоящие из более крепких разновидностей пород. Эти останцы, будучи пассивными образованиями, при последующих трансгрессиях, перекрываются горизонтально

наслоенными осадками. При продолжающемся процессе надвигания происходит формирование различных по высоте поднятий рельефа. Если скорость роста поднятия не превышает скорости его денудации, выступы рельефа в эрозионном срезе не проявятся, но будут формироваться после перекрытия их осадками, т. е. когда процессы эрозии полностью прекратятся. При этом выступы погребенного складчатого фундамента, надвигаясь по наклонной плоскости, будут приподнимать над собой толщу горизонтально залегающих осадочных пород, формируя в них антиклинальные структуры. Складки, возникшие таким путем, характеризуются соответствием формы поверхности рельефа структуре вышележащих отложений. При более интенсивных движениях по надвику положительные формы рельефа могут возникать еще до захоронения их под осадками. В этом случае в осадочном чехле образуются антиклинали, характеризующиеся возрастанием их высоты вниз по разрезу и затуханием в более молодых отложениях. Следовательно, выступы складчатого фундамента в ядрах положительных структур представляют собой длительно формирующиеся антиклинальные изгибы пород во фронтальных частях доплитных надвиговых пластин.

Рассмотрим некоторые примеры.

Атовская и Братская антиклинальные складки субмеридионального простирания расположены в Ангаро-Ленской нефтегазоносной области Сибирской платформы. Продуктивными на нефть являются породы мотской и ушаковской свит нижнего кембрия [Бакин и др., 1978]. Первая из названных структур имеет длину 23 км, ширину 4—6 км и высоту до 100 м. К ядру ее приурочен эрозионный выступ кристаллического фундамента. То обстоятельство, что пласты осадочных пород кембрия образуют не просто структуру облекания древнего эрозионного рельефа, а изогнуты в четко выраженную антиклиналь, свидетельствует о том, что ее формирование было вызвано послекембрийскими тектоническими движениями, в которых участвовали породы фундамента и чехла. Движения эти, по-видимому, происходили по надвику докембрийского заложения, погружающемуся к западу, о чем свидетельствует более крутое восточное крыло Атовской складки. Братская структура имеет длину 21 км, ширину 7 км и высоту 40—50 м. Она осложняет висячее крыло надвига, погружающегося к западу, вследствие чего восточное крыло ее круче. Аналогичное строение имеет Верхневелючанская, а также ряд других структур этого региона.

На севере Алжирской Сахары, в 480 км южнее г. Алжир, известно гигантское газовое месторождение Хасси-Рмель, приуроченное к обширному поднятию докембрийских и палеозойско-мезозойских пород, простирающемуся в меридиональном направлении на расстоянии более 80 км, а в широтном — 45 км. В сводовой части и на восточном крыле этой структуры мезозойские отложения лежат с глубоким размывом и угловым несогласием на породах нижнего и среднего палеозоя, свидетельствуя о

формировании здесь крупного поднятия в герцинскую эпоху складчатости (рис. 33). Небольшой перерыв в осадконакоплении на границе ордовика и силура на своде рассматриваемого поднятия, а также в блоке Талемзан, расположенном южнее [Маглойр, 1973], фиксирует проявление слабых тектонических движений каледонского возраста. Рост структуры завершился в альпийскую эпоху диастрофизма, выразившись пологим изгибанием мезозойских пластов. Судя по более крутому крылу погребенной палеозойской структуры, перемещение горных пород происходило в западном направлении, вероятно, по надвигам в кристаллическом фундаменте, образовавшим допалеозойский положительный рельеф.

Аналогично построена и другая крупная структура этого региона Хасси-Месауд, с которой связано одно из богатейших скоплений нефти (рис. 34). Продуктивными здесь являются песчаники кембрийского возраста, изогнутые в виде обширного купола с частично размытым сводом [Балдуччи, Поммнер, 1973]. Судя по тому, что нижние горизонты кембрия залегают согласно с поверхностью фундамента, можно предполагать, что перед началом палеозойского осадконакопления выступа рельефа кристаллических пород на этом месте не существовало. Поднятие фундамента образовалось в герцинскую эпоху складчатости, о чем свидетельствует глубокий размыв и угловое несогласие, с которым триасовые отложения ложатся на палеозойские породы. На своде структуры Хасси-Месауд предмезозойской эрозией были уничтожены девонские (?), силурийские, ордовикские и частично кембрийские отложения, сохранившиеся лишь на крыльях. Слабые тектонические движения, фиксирующиеся поверхностями несогласий в разрезе кембро-ордовикских отложений, относятся к каледонской орогении, и особенно ее сардикской фазе [Балдуччи, Поммнер, 1973]. Поднятие докембрийско-палеозойских пород в структуре Хасси-Месауд можно объяснить надвиганием их в восточном направлении по нарушениям, одно из которых устанавливается бурением на западном крыле складки в нижней части кембрийской песчаной толщи. Близкое строение с рассмотренными выше структурами Алжирской Сахары обнаруживают поднятия Ракб и Сарир, расположенные в Ливии.

В Северной Америке, на юге штата Оклахома, известно крупное месторождение нефти и газа Хилдтон, приуроченное к двум антиклинальным поднятиям, располагающимся друг над другом, но образовавшимся в различные фазы орогенических движений [Латхэм, 1973]. Граница структурного несоответствия между этими дислокациями проходит по допенсильванской эрозионной поверхности (рис. 35). Глубинная структура Хилдтон, содержащая нефть в отложениях ордовика, состоит из четырех смятых в крутые складки надвиговых пластин, погружающихся на юго-восток. Время формирования надвигов и складок относится к раннепенсильванскому (позднекаменноугольному) времени, когда здесь проявилась атокская орогения. Пологая верхняя

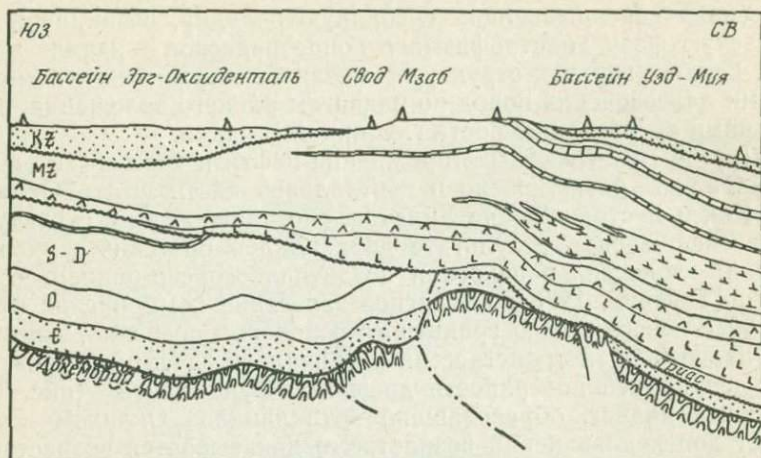


Рис. 33. Разрез бассейнов Эрг-Оксиденталь и Узд-Мия, по Ф. Маглойру [1973]

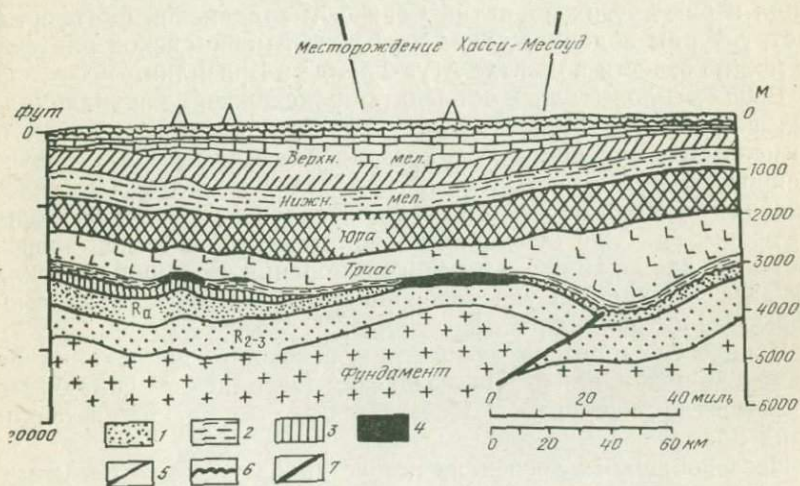


Рис. 34. Широтный разрез бассейна Узд-Мия, по А. Балдуччи, Ж. Помнер [1973]

— третичные породы; 2 — нижние серии отложений триасового возраста; 3 — силурийские породы; 4 — нефть; 5 — стратиграфические границы; 6 — границы с размывом; 7 — надвиг; Ra и R<sub>1-2</sub> — пачки песчаников кембрия

структура пенсильванских (нефтеносных) отложений, трансгрессивно перекрывающих глубинную складку, возникла в арбаклскую фазу диастрофизма в конце палеозоя — начале мезозоя. Генезис верхней структуры связан с постумными перемещениями палеозойских пород по надвигам раннего заложения, вызвавшими активизацию роста глубинной складки.

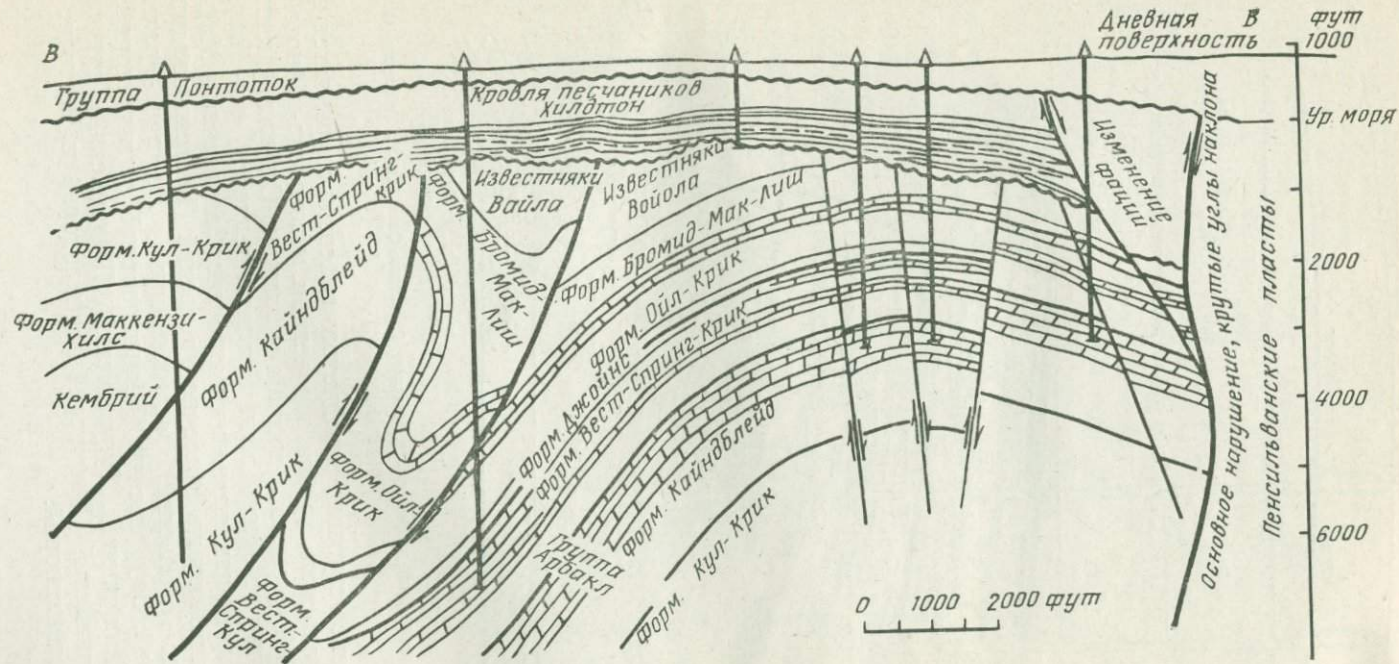
Другое гигантское месторождение нефти и газа — Оклахома-Сити — расположено в центральной части штата Оклахома. Как и месторождение Хилдтон, оно приурочено к структуре, образовавшейся в результате двух циклов орогенических движений: допенсильванского и позднепалеозойско-раннемезозойского [Гейтвуд, 1973]. Согласно залеганию кембрийских отложений с поверхностью гранитного основания позволяет считать, что палеозойская трансгрессия развивалась здесь на выровненной денудацией поверхности древнего фундамента (рис. 36). Крупный надвиг, образовавший антиклиналь Оклахома-Сити, имеет допенсильванский возраст, что доказывается возрастанием его амплитуды с глубиной. Тот факт, что продолжение этого нарушения устанавливается и в толще мезозоя, свидетельствует о его подновлении последующими тектоническими движениями. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что первоначальное заложение настоящего надвига произошло еще в докембрии.

Аналогичным строением характеризуется антиклиналь Пенхендл и ряд других поднятий Северо-Американской платформы. К структурам подобного типа на Южно-Американской платформе можно отнести поднятие Агуа-Гранде в Бразилии.

Выше мы попытались объяснить происхождение антиклинальных поднятий с выступами погребенного рельефа в ядрах на примере структур некоторых древних платформ. Еще больше распространены такие складки в пределах молодых (эпипалеозойских) платформ. Складчатость осадочного чехла молодых платформ, как уже отмечалось, характеризуется тесной зависимостью от дислокаций складчатого основания. Большинство складок здесь отличается унаследованным развитием и возрастанием высоты антиклиналей сверху вниз.

В качестве примера рассмотрим некоторые дислокации Западно-Сибирской плиты. Палеозойский (герцинский) складчатый фундамент этой структуры обнажается вдоль ее западной окраины на Урале.

Исследованиями последних лет установлено, что Урал имеет шарьяжное строение, состоящее из серии надвинутых одна на другую с востока и интенсивно дислоцированных тектонических пластин [Камалетдинов, 1965, 1968, 1971, 1974; Камалетдинов, Казанцев, 1968; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971; Казанцева, 1970, 1971; Гафаров, 1970; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971; и др.]. Все складки Урала представляют исключительно аллохтонные бескорневые структуры, ограниченные снизу поверхностями шарьяжей и надвигов.

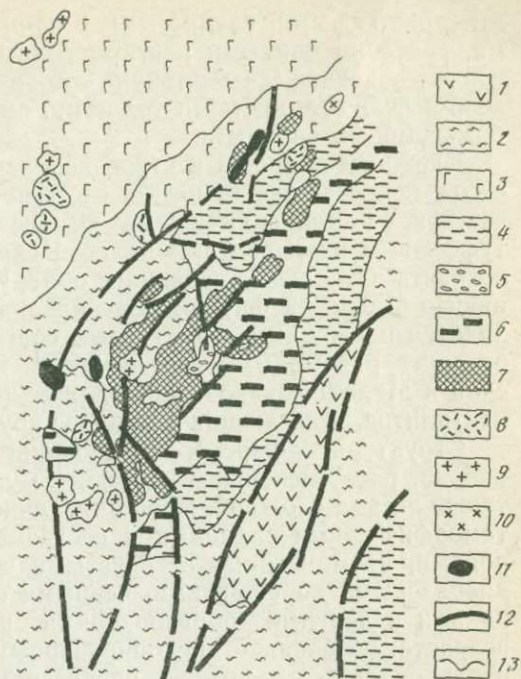


Р и с. 35. Меридиональный разрез месторождения Хилтон, по Дж. Латхэм [1973]



рис. 37. Схема строения доюрского основания Западно-Сибирской плиты в Шаимском районе, по В. С. Бочкареву [1973], с дополнениями

- 1 — туринская серия (триас);
- 2 — песчано-глинистые угленосные сланцы, известняки (нижний карбон);
- 3 — эффузивы основного состава, диабазы (средний, местами и нижний палеозой);
- 4 — зеленовато-серые слюдястые, кремнистые сланцы (нижний палеозой);
- 5 — конгломерато-гравийные сланцы (нижний палеозой);
- 6 — графито-кварцевые сланцы (верхний докембрий);
- 7 — кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы (верхний докембрий);
- 8 — кварцевые порфиры (средний — верхний палеозой);
- 9 — гранитоиды;
- 10 — диориты и габбро-диориты,
- 11 — серпентиниты;
- 12 — предполагаемые разломы;
- 13 — предполагаемые стратиграфические границы



Антиклинории представляют собой зоны более раннего шарьирования пород, развивавшиеся длительно и унаследованно благодаря неоднократным повторным движениям по древним нарушениям. В синклинориях шарьирование по времени существенно опаздывает от антиклинориев, чем, по существу, и определяются морфологические различия тех и других структур.

Во внутренних районах Западно-Сибирской низменности сохраняется в основном такое же, как и на Урале, строение складчатого фундамента, хотя здесь герцинские структуры глубоко погружены и перекрыты мезозойско-кайнозойскими толщами. На площадях, хорошо изученных бурением, устанавливается очень сложная шарьяжная структура доюрского складчатого основания. Так, Шаимский погребенный антиклинорий состоит из надвинутых друг на друга интенсивно дислоцированных и метаморфизованных толщ пород верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя (рис. 37). Вдоль северо-западного крыла антиклинория вскрываются массивы серпентинитов, фиксирующие зону крупного шарьяжа.

Аналогичное строение имеет и палеозойская структура Красноленинского района, где по данным В. С. Бочкарева [1973] выделяется три структурных яруса (снизу вверх): верхнедокембрийский, сложенный интенсивно дислоцированными слюдяными и кварцито-серицито-глинистыми сланцами; нижнепалеозойский, представленный менее метаморфизованны-

ми серицитовыми, глинистыми и кремнисто-углистыми сланцами, рассланцованными конгломератами и песчаниками, и среднепалеозойский (девон-ранний карбон), образованный известково-песчано-глинистыми толщами, смятыми в складки, но слабо метаморфизованными.

Сложным покровным строением характеризуется и Сургутское погребенное поднятие, сложенное эффузивами основного состава, миндалекаменными базальтоидами, красноцветными туффитами и андезитами палеозойского и частично триасового возраста. Отдельные скважины обнаружили темно-серые известняки с визейской фауной [Бочкарев, 1973]. Все эти породы находятся в сложных структурных соотношениях, отделяясь друг от друга разрывными нарушениями. На Пимской, Усть-Балыкской и Малобалыкской площадях вскрыта полоса развития серпентинитов, залегающих в подошве крупного шарьяжа.

Структура доюрского основания Нижневартовского района, расположенного восточнее Сургутского, представляется также весьма сложной. Ядро антиклинория здесь образовано метаморфическими сланцами и пестроцветными туфогенными породами, кремнисто-известковистыми и флишоидными толщами, диабазовыми порфиритами, черными ороговикованными известняками и другими образованиями ранне-среднепалеозойского возраста, интенсивно дислоцированными и залегающими в виде изолированных «лоскутов», представляющих обрывки аллохтонных структур. На Самотлорской разведочной площади этого района скважинами вскрыта зона серпентинитового меланжа, связанного с крупным шарьяжным перемещением. Аналогичным образом построены и другие погребенные антиклинории Западно-Сибирской плиты.

Все шарьяжные антиклинории доюрского фундамента в мезозойских отложениях проявлены обширными поднятиями, свидетельствующими о последующем оживлении движений по герцинским и более ранним шарьяжам в альпийскую эпоху складчатости. Этими движениями образованы и локальные складки мезозойской толщи, примером которых может служить Каменное поднятие, расположенное в Ханты-Мансийской впадине, в 520 км северо-северо-восточнее Тюмени (рис. 38). Ядро этой складки приурочено к выступу доплитного фундамента, образованному надвигом сланцево-вулканогенных пород палеозоя на граниты. Возраст надвига несомненно домезозойский, однако движения по нему проявились и позднее, вызвав дополнительное поднятие выступа фундамента совместно с вышележащими мезозойскими отложениями. Песчаники и гравелиты чулымской свиты, мощностью 22 м и аргиллиты тебисской свиты нижнего мела, мощностью до 14 м, слагающие крылья антиклинали, полностью отсутствуют на своде структуры, где разрез осадочного покрова начинается вышележащими битуминозными аргиллитами тебисской свиты. Эти данные свидетельствуют о длительном конседиментационном развитии надвига, контролирующего Каменное

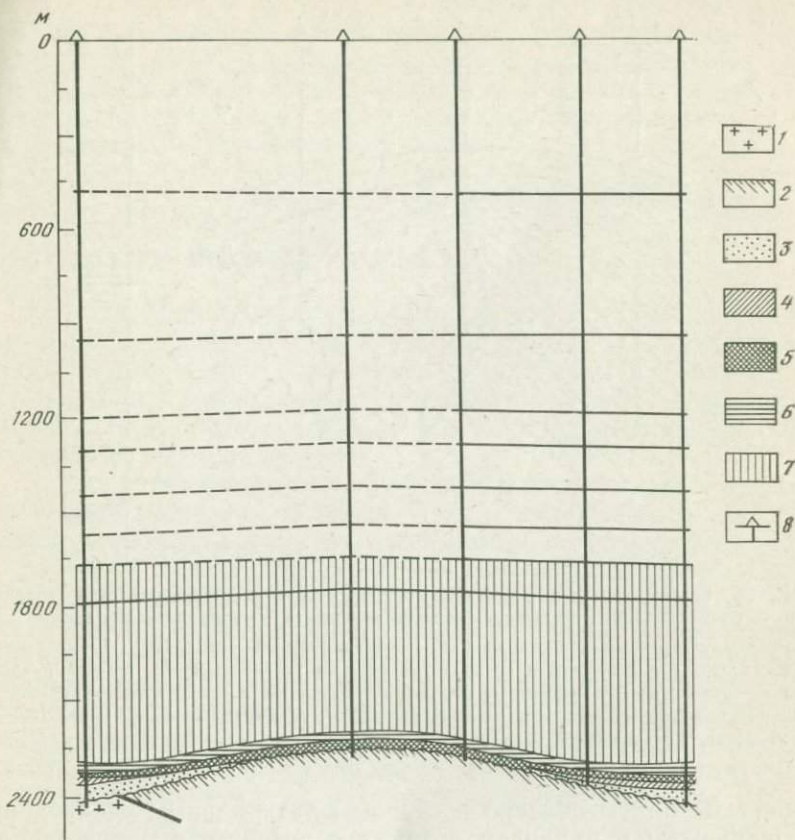


Рис. 38. Каменное поднятие, по В. П. Маркевичу, Э. В. Волкову [1965], с дополнениями  
 1 — кристаллический фундамент; 2 — сланцево-эффузивные породы фундамента; 3 — чулымская свита; 4—7 — тебисская свита: 4 — пачка «е», 5 — пачка «д», 6 — пачка «г», 7 — саргатская и тарская пачки; 8 — скважины

поднятие. Аналогичное строение имеет и антиклинальная складка, осложняющая восточное крыло Половинкинской впадины восточного Зауралья (рис. 39). В ядре складки здесь залегают сложно дислоцированные метаморфические сланцы нижнего карбона, надвинутые на аргиллиты и алевролиты верхнего триаса (?). Хотя максимальное перемещение пород по этому надвигу произошло в варисскую эпоху складчатости, движения в ослабленной форме проявились и позднее, вызвав образование пологой антиклинальной складки в мезозойских отложениях и выклинивание на вершине выступа песчано-алевролитовой толщи средней и частично верхней юры, развитой на его склонах. Подобным строением характеризуются и другие складки рассматриваемого региона. Эти данные позволяют заключить, что формирование нефтегазоносных структур в мезозойских отложениях Западно-

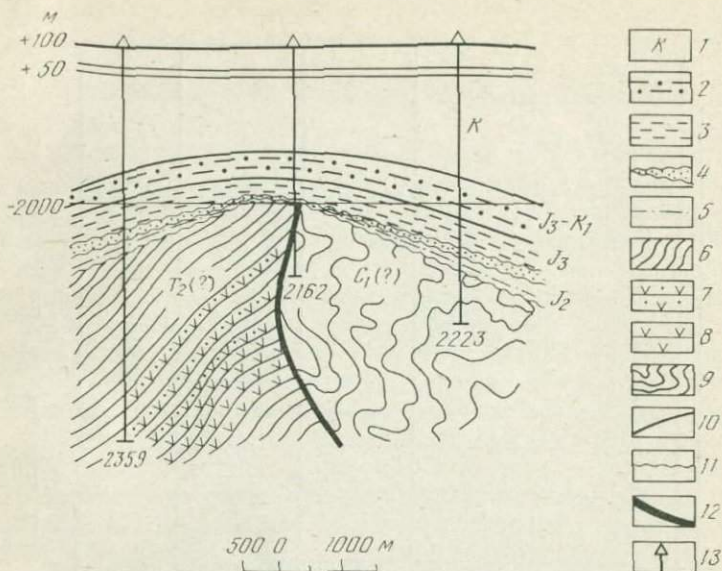


рис. 39. Разрез через антиклиналь восточного крыла Половинкинской впадины, по В. С. Бочкареву [1973], положение поверхности надвига — в интерпретации авторов

1 — меловые и кайнозойские отложения; 2 — битуминозные аргиллиты; 3 — аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — песчаники и алевролиты, местами угленосные; 6 — триасовые аргиллиты и алевролиты; 7 — туфогенные породы; 8 — базальты; 9 — метаморфические сланцы (средний палеозой); 10 — стратиграфические границы; 11 — границы с размывом; 12 — линия надвига; 13 — скважины

Сибирской плиты обязано повторным латеральным движениям по шарьяжам и надвигам доюрского возраста в процессе альпийского диастрофизма.

Эти данные также свидетельствуют о сложном покровном строении доплитного фундамента Западно-Сибирской платформы, о длительном и унаследованном развитии шарьяжей и надвигов, а также подчиненности им складчатых дислокаций.

Итак, мы видим, что антиклинальные складки как древних так и молодых платформ являются исключительно бескорневыми структурами, подчиненными аллохтонным пластинам. Они ограничиваются снизу либо послойными срывами в горизонтах пластичных пород, либо поверхностями надвигов (шарьяжей), образовавшимися в условиях тангенциального сжатия земной коры. Поэтому существующие представления о том, что генезис платформенной складчатости связан с вертикальными движениями блоков кристаллического фундамента, следует считать ошибочными. Не соответствует действительности и господствующее в настоящее время мнение о том, что континентальные платформы (кратоны) представляют собой жесткие структуры, не способные деформироваться под действием сил бокового сжатия. Напротив, в пределах платформ прояв-

ляются достаточно интенсивные латеральные перемещения пород, зафиксированные развитием шарьяжей, надвигов и складчатости. В общем виде структура земной коры и осадочного чехла платформ может быть представлена как серия горизонтальных и полого наклонных аллохтонных пластин, смятых в складки различных морфологических типов.

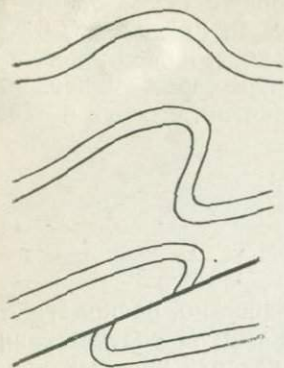
## СТРУКТУРЫ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Краевые (предгорные) прогибы, как известно, располагаются на границе платформ с орогенными зонами. В соответствии с таким тектоническим положением складчатость краевых прогибов носит переходный характер от платформенной к геосинклинальной. В. В. Белоусов [1954] такую складчатость выделяет в переходный тип складчатости.

Вопрос о взаимоотношении надвигов и пликтивных дислокаций при объяснении генезиса такой складчатости оказался наиболее сложным и до сих пор остается остро дискуссионным. В настоящее время наиболее распространено представление о том, что складки существуют независимо от надвигов, что в слоях горных пород сначала возникают пластические деформации и лишь потом образуются разрывы, осложняющие складки. Надвиги, таким образом, считаются вторичными нарушениями, подчиненными складкам. Еще А. Гейм [Heim, 1919—1922] происхождение надвига связывал с ослаблением опрокинутого крыла асимметричной антиклинали. Стадию развития складчато-разрывной структуры он рисует в последовательности, изображенной на рис. 40. Аналогичным образом объясняет возникновение надвига Л. Ситтер [1960] с той лишь разницей, что разрыв, по его мнению, образуется в более раннюю стадию складчатости. Таких же представлений о характере соотношения складчатых и разрывных структур придерживаются и многие другие геологи. В. В. Эз, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецов [1965, с. 83] пишут: «...совершенно очевидно, что надвиги представляют следствие дальнейшего развития складок». В. В. Бронгулеев [1967, с. 14] полагает, что: «В подавляющем большинстве случаев разрывы лишь осложняют складки, а отнюдь не обуславливают их возникновение». Касаясь разрывных нарушений Предуральяского прогиба, Г. С. Сенченко и Г. М. Чистилин [1975, с. 60] отмечают, что «доскладчатое образование их (по крайней мере пока), по видимому, должно быть исключено».

Вопрос о том, что является первичным — надвиг или складка, имеет не только важное теоретическое, но и первостепенное прикладное значение в нефтегазовой геологии. Действительно, если надвиги контролируют размещение антиклинальных структур, то методика поисков месторождений нефти и газа должна предусматривать прежде всего изучение сетки надвигов, а затем вы-

Р и с. 40. Возникновение надвига из складок, по А. Гейму [Heim, 1922]



Р и с. 41. Стадии деформации слоистой толщи под действием нагрузки, приложенной вдоль напластования при наращивании разреза толщи новыми слоями, по П. М. Бондаренко [1976]

А — исходное положение группы слоев, осажденных в водной среде;

Б — начало сжатия первой группы слоев (а) и отложение слоев второй группы (б);

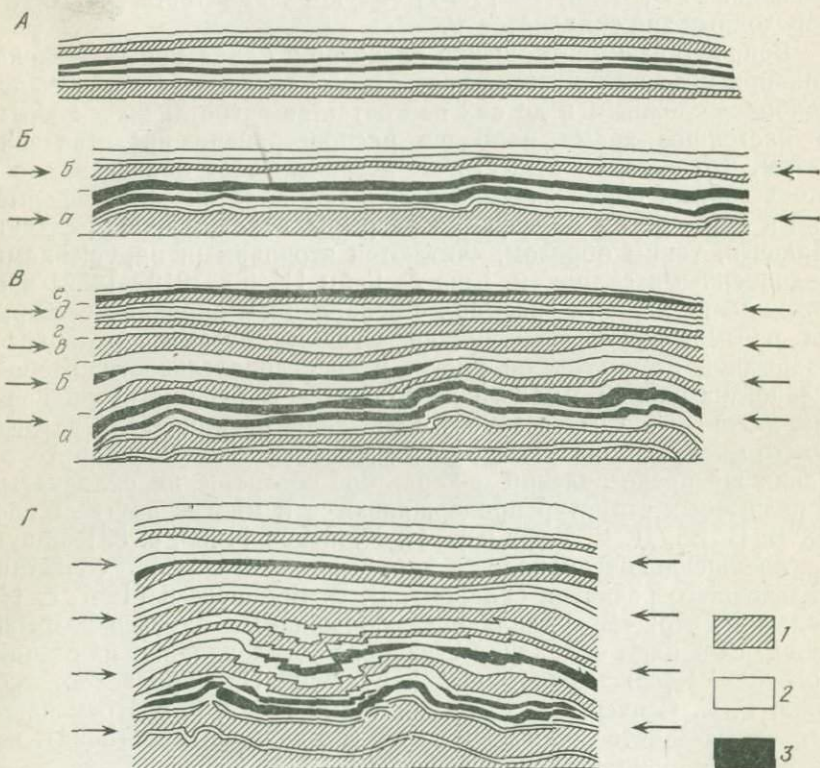
В — последующие стадии сжатия и отложение слоев в, г, д, е;

Г — образование разрыва и смятие слоев в складки.

1 — глина;

2 — каолин, алебастр;

3 — прослой слоистого порошка



явление подчиненных им складчатых дислокаций. Сам факт существования складки при этом является показателем обязательного развития в этой области надвига, и наоборот, выявление надвига обязывает нас искать на его краю складчатые деформации. Если же считать, что складки существуют вне всякой связи

с разрывами и лишь осложняются ими, то методика поисков месторождений нефти и газа становится весьма неопределенной и должна сводиться к сплошному площадному картированию всей территории, так как антиклинали, согласно таким представлениям, могут встретиться в любом месте, иметь любые формы, размеры и простирания. В этом случае в размещении складчатых дислокаций исчезает элемент закономерности, свойственный первому представлению. Следовательно, успешные поиски нефтегазоносных структур находятся в прямой и непосредственной зависимости от правильного понимания вопроса о происхождении складчатости.

В ряде работ мы приводили доказательства ведущей роли надвигов и шарьяжей при формировании геосинклинальной (полной), переходной (промежуточной) и платформенной складчатости [Камалетдинов, 1972, 1974; Главные..., 1977; Камалетдинов и др., 1979; Казанцев, 1979, и др.]. В последние годы получены новые геологические и экспериментальные данные, убеждающие в справедливости такого представления.

Из экспериментальных исследований можно отметить результаты воспроизведения надвигов и складок, приводившиеся П. М. Бондаренко [1976]. В качестве модели им использовалась слоистая толща из осажженных в воде глины (рис. 41), каолина и слюдяного порошка, подвергнутая действию бокового сжатия. В процессе эксперимента разрез наращивался новыми слоями (стадии деформации отчетливо видны на рисунке). Различные физические свойства слоев предопределили их различное поведение при приложении нагрузки. При этом слои разной жесткости, оторвавшись друг от друга, испытали автономные движения вдоль поверхностей срывов. Более пластичные (некомпетентные) слои изменили свою длину и мощность за счет внутрислойного перетекания материала; в более жестких (компетентных) слоях такого перетекания не произошло, вследствие чего длина и мощность их почти не изменились. Однако общая длина всей слоистой модели в результате сжатия стала короче, а компетентные слои, приспособляясь к новым условиям, смялись в складки. При отсутствии достаточно пластичных слоев, способных к перетеканию, в ядрах антиклиналей могут образоваться пустоты, подобные тем, которые наблюдались в экспериментах И. М. Кузнецовой [1962] при моделировании складок продольного изгиба. В случае более жесткого сцепления слоев начальный разрыв, вероятно, мог возникнуть в любом из участков компетентных слоев с увеличенной концентрацией локальных микродефектов.

Таким образом, начальная стадия эксперимента подтвердила известное положение о возможности компенсации сжатия смятием в складки лишь при условии проскальзывания пластов относительно друг друга [Гогель, 1969]. Итак, разрыв (в данном случае межслоевой) определил возможность и место зарождения складки. Как справедливо отмечает П. М. Бондаренко [1976,

с. 68], «в последующем усложнении складчатой структуры в нижних слоях ведущая роль принадлежит не изгибу слоев, а их перемещению вдоль сколовых поверхностей». Следовательно, результаты моделирования подтверждают сформулированный нами выше вывод о подчиненности пликативных дислокаций дизъюнктивным.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что при моделировании использовались рыхлые (нелигифицированные) осадки, характерные для ранней стадии формирования слоистой толщи. При последующем уплотнении породы становятся более жесткими, и поэтому реализация сил сжатия в них будет осуществляться несколько иначе. Механико-математические расчеты Ж. С. Ержанова и др. [1975, с. 220] показали, что «в толще пород, механические свойства которой подобны упругой слоистой среде, не содержащей некомпетентных слоев... возникновение складчатости затруднительно; здесь, скорее всего, следует ожидать появление... разрывных нарушений». Такой вывод явствует из того, что «минимум критической разности напряжений на контакте слоя и среды как в случае жесткого их сцепления, так и в случаях сцепления со скольжением и неполного сцепления, должен иметь порядок величин модуля упругости  $10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Порядок же предела текучести верхних частей земной коры, по оценкам Г. Джеффриса и А. Шайдеггера, составляет  $10^3$  кг/см<sup>2</sup>» [там же]. Расчетные схемы цитируемых авторов определялись для складчатых структур верхних горизонтов земной коры, возникающих под воздействием тектонических напряжений, вызванных боковым сжатием.

Рассмотрим строение некоторых геологических объектов.

Предуральский прогиб. Эта структура представляет собой зону краевого погружения Восточно-Европейской платформы, образовавшуюся вдоль складчатого Урала в орогенный этап его развития. В широтном сечении прогиб обладает четкой структурной асимметрией, имея, по существу, лишь западное крыло, представляющее полого погружающуюся к востоку моноклиналь, восточная часть которой скрыта под аллохтонными массивами складчатого Урала.

Еще в 50-е годы о тектонике Бельской впадины, как и всего Предуральского прогиба, было известно сравнительно немного, что явилось причиной весьма противоречивых представлений по этому предмету. А. А. Богданов отмечал: «Всеми признается, что артинское ложе депрессии нарушено тектоническими деформациями, но местоположение, характер и генезис в ней структурных форм описываются и объясняются различно. Часть исследователей (Б. М. Келлер, А. Г. Лапшинов, П. Е. Оффман, А. А. Трофимук и др.) считает, что каменноугольные и артинские отложения в депрессии смяты в нормальные линейные складки, представляющие собой естественное западное продолжение складчатых структур западной окраины Уральской складчатой зоны... Другая группа исследователей (В. Е. Руженцев, Д. Ф. Шапов,

Н. С. Шатский, Н. Ю. Успенская и др.) утверждает, что пликативные складки в теле артинского ложа депрессии отсутствуют и что оно нарушено глыбовыми дислокациями платформенного типа» [Богданов, 1947, с. 43—44].

Сам А. А. Богданов считал, что «артинское основание Предуральской депрессии в пределах Башкирского Предуралья представляет собой сложное структурное сооружение, в пределах которого выделяется ряд прогибов и локальных поднятий» [там же, с. 44]. Касаясь происхождения синклинальных прогибов и поднятий, он писал: «„Прогибы“ представляют собой ненарушенные участки ложа депрессии, погружившиеся на значительную глубину в результате общего опускания депрессионной зоны. „Поднятия“ же представляют собой частные структурные формы, осложняющие строение депрессии и расчленяющие ее на ряд локальных „прогибов“. Их формирование связано с положительными тектоническими движениями, приводившими к отставанию отдельных участков от общего погружения депрессионной зоны» [там же, с. 44].

С началом бурения скважин в антиклинальных складках Предуральского прогиба утвердилось мнение о развитии здесь исключительно складчатых дислокаций. Вскрываемые единичными скважинами надвиги рассматривались как случайные явления, не играющие существенной роли в строении региона. По мере продолжения бурения количество обнаруживаемых скважинами разрывов постепенно росло, и к началу 70-х годов они были установлены на подавляющем большинстве разбуриваемых площадей. Тем не менее в соответствии с существующими представлениями о подчиненности надвигов пликативным дислокациям последние на структурных картах рисовались лишь в виде коротких и не соединяющихся между собой отрезков (рис. 42).

В настоящее время установлено широкое развитие региональных надвигов, прослеживающихся параллельно структурам Урала на многие десят-

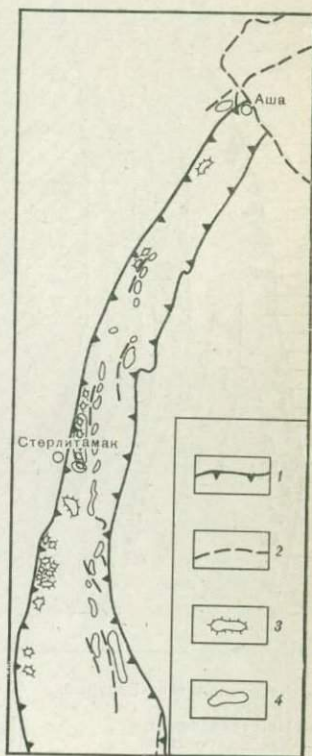
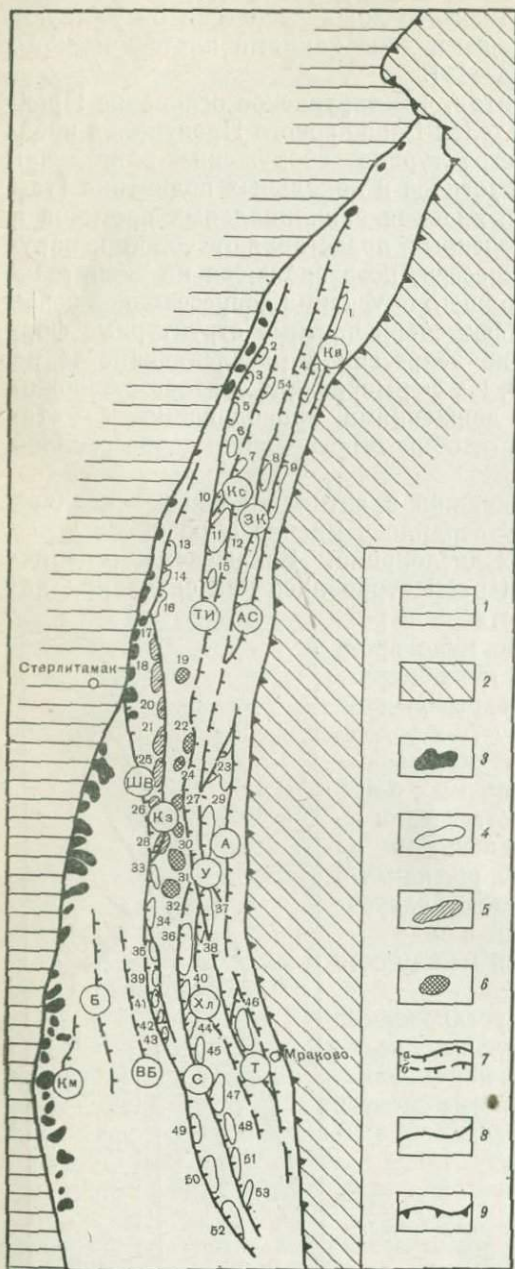


Рис. 42. Схема строения Предуральского прогиба, по данным А. Я. Виссарионовой и др. [1966]

- 1 — границы прогиба;
- 2 — линии тектонических нарушений;
- 3 — рифовые массивы;
- 4 — антиклинальные складки

Рис. 43. Схематическая тектоническая карта бельской части Предуральяского прогиба



- 1 — Восточно-Европейская платформа;
- 2 — Башкирский антиклинорий;
- 3 — нижнепермские рифовые массивы;
- 4 — антиклинальные складки карлинского типа;
- 5 — антиклинальные складки кинзебулатовского типа;
- 6 — антиклинальные складки тейрукского типа;
- 7 — надвиги:
  - а — установленные,
  - б — предполагаемые;
- 8 — граница предгорного прогиба с платформой;
- 9 — фронтальный надвиг складчатого Урала.

Надвиги (буквы на карте):  
ШВ — Шиханско-Волостновский,

- Кз — Кинзебулатовский,  
Ти — Табынско-Иштугановский,  
Кс — Кисыдинский,  
ЗК — Зилимско-Красноусольский,  
С — Саратовский,  
Хл — Хлебодаровский,  
АС — Архлатышско-Саитбабинский,  
Кв — Ковардинский,  
Км — Кумертауский,  
Б — Белоглинский,  
ВБ — Восточно-Белоглинский,  
У — Уразбаевский,  
А — Арларовский,  
Т — Таушский,

Структуры (цифры на карте):

- 1 — Архангельская,
- 2 — Малышевская,
- 3 — Николаевская,
- 4 — Архлатышская,
- 5 — Утяшевская,
- 6 — Бурлинская,
- 7 — Западно-Зилимская,
- 8 — Зилимская,
- 9 — Саитбабинская,
- 10 — Павловская,
- 11 — Табынская,
- 12 — Красноусольская;
- 13 — Антоновская,
- 14 — Пастушинская,
- 15 — Южно-Табынская,
- 16 — Карлическая,
- 17 — Буруновская,
- 18 — Цветаевская,
- 19 — Екатериновская,
- 20 — Канакаевская,
- 21 — Салиховская,
- 22 — Аникеевская,
- 23 — Арларовская,
- 24 — Селеукская,
- 25 — Кинзебулатовская,
- 26 — Татьянаовская,
- 27 — Северо-Тейрукская,
- 28 — Ромадановская,
- 29 — Уразбаевская,
- 30 — Северо-Елгинская,
- 31 — Елгинская,
- 32 — Смаковская,
- 33 — Воскресенская,
- 34 — Северо-Араслановская,
- 35 — Араслановская,
- 49 — Тавакановская,
- 50 — Каскиновская,
- 51 — Исимовская,
- 52 — Назаркинская,
- 53 — Южно-Исимовская,
- 54 — Кисыдинская

- 36 — Александровско-Басурмановская,
- 37 — Иштугановская,
- 38 — Хлебодаровская,
- 39 — Южно-Араслановская,
- 40 — Восточно-Волостновская,
- 41 — Муллагуловская,

- 42 — Волостновская,
- 43 — Южно-Волостновская;
- 44 — Северо-Подгорновская,
- 45 — Подгорновская,
- 46 — Таушская,
- 47 — Саратовская,
- 48 — Южно-Саратовская,

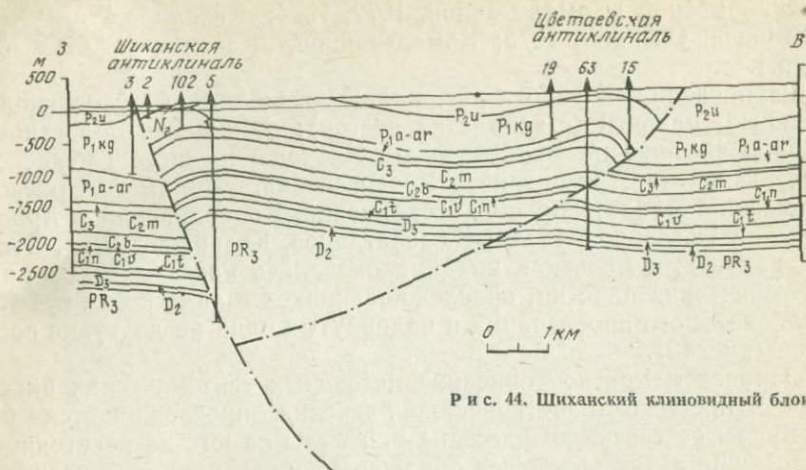
км километров [Камалетдинов, 1972, 1974; Казанцев, 1974а, б; Казанцев, Осепянц, 1975; Камалетдинов, Казанцев, 1976а, б; и др.]

В пределах Бельской впадины выделяются следующие главные надвиги (с запада на восток): Шиханско-Волостновский, Саратовский, Беркутовский, Хлебодаровский, Табынско-Иштугановский, Таушский, Уразбаевский, Зилимско-Красноусольский, Архлатышско-Сантбабинский, Ковардинский и Арларовский [Казанцев, 1974б; Камалетдинов, Казанцев, 1975]. Этими надвигами Бельская впадина оказалась нарезанной на ряд тектонических пластин, прослеживающихся в виде полос субмеридионального простирания и надвинутых одна на другую с востока (рис. 43).

Приведем краткое описание некоторых тектонических пластин. Шиханско-Волостновская пластина прослеживается от д. Бурлы на севере до бассейна р. Ташлы на юге на расстоянии более 200 км. В ее пределах обнажены породы нижней и верхней перми, местами несогласно перекрытые мезозойскими и кайнозойскими осадками. Верхнепермские отложения образуют серию глубоких асимметричных мульд, разобщенных мощными диапировыми выступами соленосных пород кунгура. Сакмаро-артинские, каменноугольные и девонские отложения погружаются на юг и юго-восток под углами  $3-5^\circ$ . Южнее широты с. Воскресенского в связи с резким увеличением мощности нижней перми структурные планы кровли артинского яруса и маркирующих слоев карбона различаются между собой.

Фронтальная часть Шиханско-Волостновской пластины осложнена линейными антиклинальными складками с более крутыми западными крыльями. Длина их до 8 км, ширина 1,3—3 км, высота 100—250 м (Антоновская, Пастушинская, Карлинская, Шиханская, Воскресенская, Северо-Араслановская, Араслановская, Волостновская, Тавакановская и др.). Бурением установлено, что поверхность Шиханско-Волостновского надвига, вскрытая на глубинах 1100—1800 м, погружается на восток вначале под углом  $30^\circ$ , но с глубиной выполаживается. Амплитуда горизонтального перемещения пластины 300—400 м.

К югу от Карлинской антиклинали Шиханско-Волостновский надвиг прослеживается вдоль западного края Стерлитамакских гор-одиночек. Здесь его фронтальная часть осложнена крупной Шиханской антиклиналью, в своде которой обнажаются нижнепермские рифовые массивы. Длина Шиханской структуры 25 км, ширина 3—5 км, высота около 260 м. Породы западного крыла наклонены под углами  $28-30^\circ$ , восточного —  $8-10^\circ$ . Судя по скважинам, пробуренным на массивах Шахтау, Новый Шихан и Тратау, поверхность надвига погружается на восток под углами  $65-70^\circ$ , горизонтальное смещение составляет 350 м. Далее к югу Шиханско-Волостновский надвиг прослеживается вдоль западных крыльев Воскресенской, Араслановской, Муллагуловской и Волостновской антиклинальных складок; южнее широтно-



Р и с. 44. Шиханский клиновидный блок

го течения р. Белой он фиксируется сейсморазведкой на западных крыльях Тавакановского, Каскиновского и Назаркинского поднятий.

Западная часть Шиханско-Волостновской тектонической пластины нарушена крупным Кинзебулатовским разрывом, наклоненным на запад под углами 24—25° и прорезающим пластину до ее подошвы с образованием выжатого вверх клиновидного блока (рис. 44). Породы палеозоя вдоль краев этого блока, имеющего в плане линзовидную форму, смяты в линейные асимметричные складки, наклоненные в стороны от его оси. На западном крыле блока располагается крупная Шиханская антиклиналь с нижнепермскими рифами в своде, к восточному крылу приурочены Буруновская, Цветавская, Салиховская, Кинзебулатовская и другие структуры с размерами в плане 1—1,7×3,5—10 км и высотой до 250 м. Они имеют пологие (10—20°) западные и крутые (30—90°) восточные крылья. В центральной части Шиханского блока породы залегают практически горизонтально. На некотором удалении от Кинзебулатовского надвига в теле Шиханско-Волостновской пластины развиты пологие куполовидные поднятия с наклоном слоев на крыльях 3—5°. Высота их колеблется от 50 до 200 м.

С востока на Шиханско-Волостновскую пластину надвинута Саратовская, прослеживающаяся на 250 км от бассейна среднего течения р. Ик до границы с Казахстаном в районе р. Каялы-Буртя. На поверхности она сложена красноцветной молассой верхней перми, заполняющей глубокие мульды между крупными линейными поднятиями, образованными соленосными породами кунгура. Ассельско-артинские и верхнекаменноугольные образования вдоль фронта Саратовского надвига смяты в узкие линейные складки: Александровско-Басурмановскую, Саратовскую, Исимовскую, Зириклинскую и др. Складки имеют длину 3—15 км, ширину 1,5—4 км, крутые западные и пологие восточные

крылья. Высота антиклиналей 100—450 м. Подошва Саратовского надвига вблизи поверхности наклонена на восток под углами 35—40°, а на глубине 1800—2000 м выполаживается до 10°. Горизонтальное смещение пород по надвигу не менее 1800 м.

Следующая к востоку Хлебодаровская тектоническая пластина прослеживается в плане в виде полосы северо-западного простираения длиной 100 км и шириной 4—12 км. Подошва надвига погружается на восток под углом 22°, постепенно выполаживаясь с глубиной. Смещение составляет более 500 м. Табынско-Иштугановская пластина простирается на 250 км от хребта Каратау до широты с. Верхотор. Палеозойские отложения вдоль фронта Табынско-Иштугановского надвига смяты в антиклинальные складки (Культюбинскую, Усть-Лемезинскую, Абзановскую, Новочищминскую, Табынскую, Иштугановскую и др.), группирующиеся в единый меридионально вытянутый вал. Размеры складок в плане от 1×3,5 до 2,8×10 км, высота до 500 м. Амплитуда горизонтального перемещения пород по надвигу составляет 300—400 м. Зилимско-Красноуольская тектоническая пластина прослеживается в виде полосы шириной 3—6 км от с. Архангельского до Арларовской структуры на расстоянии 150 км. Горизонтальное смещение по надвигу составляет 500—600 м. Вдоль западного крыла пластины выявлены Зилимская и Красноуольская линейные складки (см. рис. 40). Архлатышско-Сайтбабинская тектоническая пластина прослеживается на расстоянии 160 км. Подошва надвига погружается на глубине 1200 м под углом 36°, на глубине 2000 м — 28°, на глубине 2200 м — 10°. Горизонтальная амплитуда перемещения пород составляет 1600 м. Вдоль фронта пластины располагаются Архангельская, Архлатышская, Сайтбабинская и Кургашлинская антиклинали с более крутыми западными крыльями.

Следующие к востоку тектонические пластины — Таушская, Уразбаевская, Ковардинская и Арларовская — по строению принципиально не отличаются от рассмотренных выше. Устанавливается лишь более интенсивная их дислоцированность, выражающаяся в развитии крутых, узких складок и дополнительных разрывов. При приближении к Уралу пластины сближаются так, что в современном эрозионном срезе оказываются обнаженными лишь их фронтальные зоны, а тыловые части перекрыты с востока соседними аллохтонами. Амплитуды горизонтальных перемещений возрастают до 4—5 км.

Юрюзано-Сыльвенская впадина выделяется в средней части Предуральяского прогиба между Косьвинско-Чусовской седловиной на севере и Каратауским надвиговым комплексом на юге. Протяженность ее около 400 км, ширина 50—80 км. Важнейшей особенностью структуры данной впадины, так же как и Бельской, является развитие региональных надвигов, контролирующих характер и стиль пликативных дислокаций. В южной ее части, по данным бурения и детальных геолого-геофизических исследований, выделяются Мечетлинский, Месягутовский, Юка-

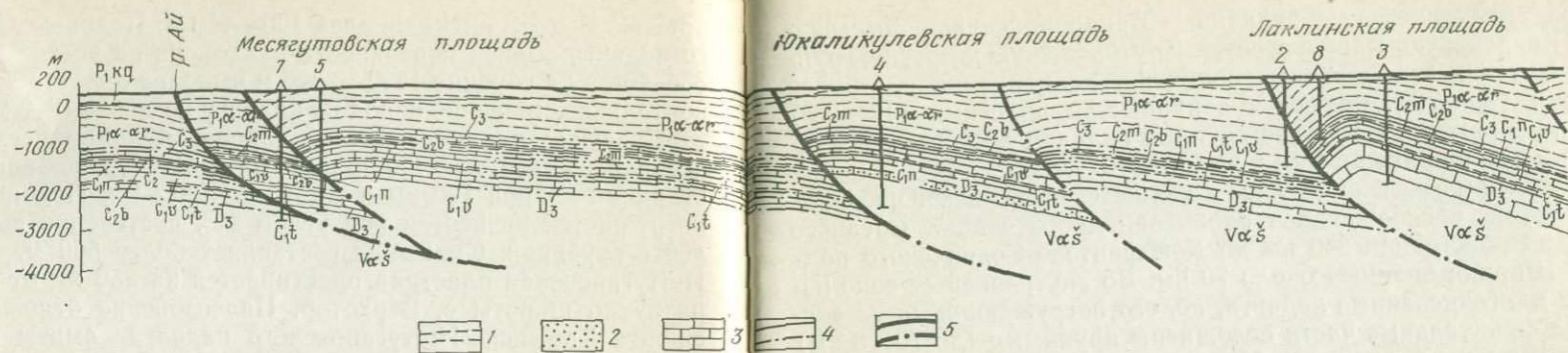


Рис. 45. Геологический разрез Юрюзано-Сылвенской впадины

1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — стратиграфические границы установленные и предполагаемые; 5 — надвиги установленные и предполагаемые

ликулевский, Артинский, Казанский, Апутовский, Сосновский, Карантауский и другие надвиги, погружающиеся на восток и прослеживающиеся параллельно складчатому Уралу на 50—150 км. Узкие фронтальные зоны этих надвигов осложнены линейными антиклинальными складками с более крутыми западными крыльями: Месягутовской, Белокатайской, Березовской, Лаклинской, Казанской, Апутовской, Бухаровской, Турсакальской и другими, группирующимися в протяженные валы. В качестве примеров рассмотрим строение некоторых дислокаций.

В западной части Юрюзано-Сылвенской впадины геологической съемкой и бурением выявлен Месягутовский надвиг, прослеживающийся в юго-западном направлении от р. Киги до р. Юрюзани. Слой пород на его висячем крыле смяты в мелкие складки и интенсивно раздроблены (деревни Ахуново, Мешегарово, Саргомыш, Месягутово). В долине р. Большой Ик наклон поверхности надвига на глубине 2000—2500 м составляет 13° (рис. 45). Амплитуда горизонтального смещения пород составляет 500—600 м. Фронтальная часть его смята в крупную линейную складку — Месягутовскую антиклиналь длиной 32 км и шириной 3—6 км. Слой на западном крыле структуры падают под углами до 70°, на восточном — не более 5°.

Следующий к востоку Юкаликулевский надвиг обнаружен геологической съемкой у южной окраины д. Ельгильдино (левый берег р. Ай). Артинские породы его висячего крыла образуют антиклинальную складку (Юкаликулевскую) с более крутым западным крылом, где пласты падают под углами от 25 до 40°, тогда как на восточном углы падения пород не превышают 10—15° (см. рис. 45). Восточнее выделяется Артинский надвиг, фронтальная часть которого осложнена серией антиклинальных складок с более крутыми западными крыльями (Белокатайской, Березовской, Комаровской, Бухаровской и др.). Длина их 8—25 км,

ширина 2—5 км. Апутовский надвиг погружается на восток под углом до 50° у дневной поверхности, выполаживаясь с глубиной до 25—20°. Амплитуда горизонтального перемещения пород по надвигу составляет 500 м. Вдоль фронта надвига выделяются Апутовская, Обинцевская и Маскаринская антиклинальные складки. Первая из них имеет длину 23 км, ширину 4 км и высоту 150 м. Западное крыло ее наклонено под углом 30°, восточное — 20°. Обинцевская антиклиналь, располагающаяся севернее, прослеживается на 4,5 км при ширине 1,5 км и высоте 100 м. Маскаринская складка имеет длину 11 км, ширину 2 км и высоту около 150 м.

В 10 км восточнее Апутовского нарушения установлен Сосновский надвиг, по которому каменноугольные породы полого перегибают нижнепермские, вследствие чего полоса выходов отложения сакмарского яруса в плане то расширяется, то сужается. Вблизи тектонического контакта пласты карбона стоят «на головах», выполаживаясь восточнее до горизонтального залегания. Местами наблюдается пологий перегиб слоев к востоку с образованием асимметричных антиклиналей: Сосновской и Новоутяшевской. Еще восточнее выделяется Карантауский надвиг, полого наклоненный на восток. Он вскрыт скв. 21 Турсакальской площади на глубине 1670 м, где под отложениями башкирского яруса обнаружены породы московского яруса. Во фронтальной части этого надвига геологической съемкой выявлена крупная Турсакальская антиклиналь длиной более 20 км, шириной 5—6 км и высотой не менее 200 м. Породы западного крыла падают под углами 20—22°, восточного — 10—12°.

В северной половине Юрюзано-Сылвенской впадины геологической съемкой, бурением и геофизическими исследованиями выявлены Лысьвенский, Всеволодо-Вильвенский, Луньевско-Чусовской, Журавлинский, Западно-Кыновский, Кумышко-Кыновский, Каменский и другие надвиги, прослеживающиеся на десятки километров в северо-западном направлении параллельно складчатому Уралу. Поверхности этих надвигов падают на восток под углами 10—45°, горизонтальное перемещение пород по ним составляет 3—5 км. Висячие крылья надвигов смяты в ли-

нейные антиклинальные складки: Макарихинскую, Лысьвенскую, Кедровскую, Караваевскую, Крутоложскую и другие, группирующиеся в валообразные поднятия. У антиклиналей более крутыми (30—70°) являются западные, а пологими (10—25°) восточные крылья. Наиболее крупные складки достигают в длину 20 км при ширине до 4 км и высоте 200—500 м.

Соликамская впадина выделяется севернее Юрюзано-Сылвенской, прослеживаясь вдоль западного склона Среднего Урала на расстоянии 240 км до Кенофонтово-Колвинского поднятия. Ширина впадины около 70 км. Во внутренней ее зоне известны многочисленные надвиги, полого погружающиеся на восток. Их фронтальные части осложнены крупными (до 70×6 км) линейными антиклиналями: Исаневской, Ораловской, Пултовской, Всеволодо-Вильвенской, Северо-Мальцевской, Главной Кизеловской и др. [Проблемы..., 1973; Винниковский и др., 1974]. Наиболее детально изучена бурением Всеволодо-Вильвенская структура, вытянутая в меридиональном направлении на 50 км при ширине 2,5 км и высоте 150—250 м. На западном ее крыле слои падают под углами 50—85°, на восточном — до 30°. Надвиг, ограничивающий структуру с запада, наклонен под углами 5—18° на восток, горизонтальное смещение пород по нему составляет 1,5 км.

Печорско-Воркутинская впадина прослеживается вдоль Приполярного и Полярного Урала в северо-восточном направлении, а затем резко поворачивает на северо-запад параллельно Пай-Хою. Длина впадины около 900 км, ширина на юге 50—70 км, в средней части до 100 км, а на севере 80 км. Она состоит из (с юга на север) Верхнепечорской, Большесынинской, Косью-Роговской и Коротаихинской ячей. Имеющиеся данные о структуре Печорско-Воркутинской впадины позволяют обнаружить ту же главную закономерность, свойственную более южным районам, — развитие региональных надвигов, осложненных вдоль фронтальных зон антиклинальными складками.

Верхнепечорская ячея занимает узкую южную часть впадины, прослеживаясь вдоль западного склона Северного Урала от Полюдова Камня до Печорской гряды на расстоянии 440 км при ширине 50—70 км. Здесь достаточно надежно устанавливаются надвиги пока лишь в восточной половине ячеи, где глубоким бурением выявлены Курьинский, Патраковский, Кырташорский, Черепановский, Мишпарминский, Вуктыльский и другие разрывы, прослеживающиеся параллельно Уралу на 150—200 км [Проблемы..., 1973]. Надвиги наклонены на восток, амплитуда их горизонтального перемещения возрастает с приближением к Уралу от 0,5 км до 2—3 км. Курьинский надвиг протягивается от Полюдова Камня на юге до Северо-Курьинской антиклинали на севере на расстояние свыше 150 км. Фронтальная его часть осложнена (с юга) Березовской, Анельской, Курьинской и Северо-Курьинской антиклинальными складками. Наиболее изученная Курьинская антиклиналь имеет длину 13 км, ши-

рину 2—3 км и высоту 200 м. Породы западного крыла складки падают под углом до 20°, восточного — не более 10°.

С Патраковским надвигом, расположенным восточнее Курьинского, связаны Кременская, Немыдская, Патраковская, Пачгинская и другие линейные антиклинали. Наиболее изученная из них Патраковская складка имеет длину 15 км, ширину около 2,5 км, высоту не менее 500 м. Породы западного крыла местами опрокинуты на запад, восточного — падают на восток под углами не более 10—15°. Поверхность Патраковского надвига вскрыта скважинами на глубине 700 м, где практически имеет горизонтальное залегание. Ближе к дневной поверхности угол наклона надвига становится круче, достигая 45°.

В северной части Верхнепечорской ячеи обнаружен крупный Вуктыльский надвиг, прослеживающийся в субмеридиональном направлении на расстоянии 140 км. Его фронтальная часть осложнена Вуктыльской антиклиналью длиной 80 км, шириной 3—5 км и высотой 1300 м. Свод структуры распадается на три самостоятельных поднятия (Верхне-, Средне- и Нижневуктыльское), разделенные небольшими седловинами. Западные крылья поднятий крутые, иногда подвернутые, восточные — пологие (20—25°). Периклинали имеют сравнительно небольшие (до 20°) углы погружения. Поверхность надвига наклонена на восток под углами от 5 до 35°. Смещение пород по нему составляет 2000 м [Туманов, 1961; Иванов, Богацкий, 1972; Варенцов и др., 1976].

В западной части Верхнепечорской ячеи известен линейно вытянутый Мичаюский вал антиклинальных складок, прослеживающийся в северо-западном направлении от Мичаюской структуры на севере до Пашнинской на юге на расстоянии 100 км при ширине 6—8 км. Предполагается, что он продолжается на юго-восток до бассейна р. Илыч [Кузнецова, 1972; Варенцов и др., 1976]. В его пределах выделяются с севера на юг Мичаюская, Северо-Савиноборская, Восточно-Савиноборская и Пашнинская антиклинали, имеющие размеры в плане 8—15×2—5 км и высоту 100—200 м. Восточные крылья складок круче западных. Эти дислокации являются сходными с Кинзебулатовской складкой Бельской впадины, что позволяет связывать Мичаюский вал с надвигом, погружающимся в западном направлении.

Большесынинская ячея имеет длину 120 км и ширину до 70 км. Здесь предположительно можно выделить Сынинский и Пыжьельский надвиги, наклоненные на восток и осложненные во фронтальных зонах линейными антиклинальными складками: Сынинской, Нитьчемыюской, Пыжьельской, Южно-Пыжьельской и др. Размеры структур в плане от 2×7 до 5×20 км, высота 100—250 м [Тарбаев, 1970].

Вдоль западного склона Полярного Урала от широты горы Народной до г. Воркуты располагается Косью-Роговская ячея длиной 340 км и шириной до 100 км. Данные геофизических исследований позволяют судить об основных особенностях структуры каменноугольных отложений. В пределах ячеи выделяют

ся Интинская, Пальник-Шорская и Прилемвинская тектонические пластины, ограниченные погружающимися на юго-восток надвигами. Последние прослеживаются вдоль Урала на 200—350 км. Надежных данных об амплитуде перемещений пород по надвигам не имеется, можно лишь предполагать, что величина эта не менее 1—3 км. Во фронтальных зонах пластин развиты линейно вытянутые антиклинальные складки: Никон-Хандыельская, Восточно-Кочмесская, Косьинская, Кожимская, Пальник-Шорская, Обеизская, Лемвинская, Средне- и Южно-Лемвинская и др. Никон-Хандыельская структура имеет протяженность около 50 км, ширину до 10 км и высоту 300 м. Юго-восточное крыло ее наклонено под углом  $3^\circ$ , а северо-западное вблизи Интинского разрыва погружается под углами  $10\text{--}15^\circ$ . Пальник-Шорская антиклиналь, осложняющая фронтальную зону одноименного надвига, располагающегося ближе к Уралу, имеет более крутые крылья. Прилемвинский антиклинальный вал, состоящий из ряда опрокинутых на северо-запад складок, прослеживается в северо-восточном направлении почти на 80 км. Юго-западная и северо-восточная периклинали его приподняты так, что в сводах локальных структур обнажаются каменноугольные и даже ордовикские отложения. Центральная же часть опущена на 4—5 км. Высота отдельных складок достигает 1000—1500 м. Тыловые части многих надвиговых пластин осложнены куполовидными поднятиями: Неченским, Бергантымыльским, Ярвожским и др.

Коротайхинская ячея выделяется между грядой Чернова и Пай-Хоем, прослеживаясь в северо-западном направлении в сторону побережья на 100 км при ширине 80 км. В ее пределах, по геофизическим данным, располагается наиболее опущенная часть ложа Предуральского краевого прогиба, где кровля артинских отложений погружается до 3—4 км. Структура ячеи изучена слабо. Здесь выявлен ряд линейных поднятий (Коротайхинское, Центрально-Коротайхинское, Верхневоркутское и др.), осложняющих фронтальные зоны надвигов: Сядейюского, Лобачейюского, Коротайского и др. Верхневоркутская антиклиналь прослежена в северо-западном направлении на 60 км при ширине 5—9 км и высоте до 2 км. Северо-восточное крыло ее наклонено под углом  $50^\circ$ , юго-западное у надвига опрокинуто [Запорожцев, 1973; Перспективы..., 1975].

Из приведенного описания строения Предуральского прогиба мы видим, что главными структурами, определяющими стиль его тектоники, являются региональные надвиги, прослеживающиеся параллельно складчатому Уралу на многие десятки и сотни километров. Этими дизъюнктивами ложе прогиба как бы нарезано на многочисленные тектонические пластины, надвинутые одна на другую с востока. Величина горизонтального перемещения пород по надвигам возрастает в восточном направлении от 0,3 до 3—4 км. Указанные цифры характеризуют перемещения пород относительно смежных пластин, абсолютная же амплитуда движения восточных пластин составляет не менее 10—15 км. На-

двиги характеризуются выполаживающимися с глубиной, иногда волнистыми поверхностями сместителей, что обуславливает различные углы их наклонов в разных пересечениях. Разрывные нарушения затронули породы широкого стратиграфического диапазона — от верхнего докембрия до триаса включительно, что свидетельствует о послетриасовом возрасте их формирования.

Вместе с тем имеющиеся данные позволяют считать, что время заложения дизъюнктивов было более ранним. Это, в частности, явствует из того, что на сводах некоторых антиклиналей (Табынской, Воскресенской, Зилимской и др.) верхнекаменноугольные отложения представлены мелководными рифовыми фациями, свидетельствующими о росте складок (вызванном движением по надвигу) в соответствующее время. Рифовая постройка позднедевонского возраста известна в ядре Кузнецовской аллохтонной антиклинали западного склона Урала [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов и др., 1975].

Эти факты, а также широкое развитие верхнедевонского и каменноугольного флиша, генетически связанного с шарьяжеобразованием в Зилаирском синклиории и Уфимском амфитеатре, позволяют говорить об удревнении времени формирования надвигов в восточном направлении, в сторону складчатого Урала. Этот вывод подтверждается и наблюдениями на Башкирском антиклинории, где установлены надвиги доордовикского возраста, омоложенные герцинскими движениями [Камалетдинов, 1974]. Следовательно, формирование надвигов происходило длительно и унаследованно: образовавшиеся ранее разрывы проявляли себя и при последующих процессах орогении. Фронтальные зоны надвиговых пластин Предуральяского прогиба смяты в складки линейной формы с более крутыми внешними (прижатыми к надвигам) крыльями, а тыловые — в пологие куполовидные поднятия платформенного облика.

Такой представляется в общих чертах тектоника докунгурских пород Предуральяского прогиба. Структура вышележащей соленосной формации кунгурского яруса и красноцветной моласы верхней перми значительно сложнее и резко дисгармонична по отношению к подстилающим породам, обладая рядом специфических особенностей. Среди горизонтально лежащей серии пластов соленосных отложений здесь встречаются крутые гребневидные поднятия с вертикальными и даже веерообразными запрокинутыми крыльями. В пределах этих поднятий мощность каменной соли достигает 1,5—2 км, в то время как в соседних депрессиях она не превышает нескольких десятков метров. Поднятия разнятся морфологией, высотой, а также различной глубиной эрозионного среза. Наибольшее развитие такие структуры получили в южной части Предуральяского прогиба, где они группируются в линейно вытянутые протяженные валы субмеридионального простирания. С запада на восток здесь выделяются Мелеузский, Смаковский, Воскресенский, Александровский и

Иртыбьякский кунгурские валы (рис. 46). Они закономерно располагаются перед фронтом региональных надвигов, обычно сопровождая их на всем протяжении.

Воскресенский кунгурский вал прослежен в меридиональном направлении на 90 км при ширине 2,5—4 км и высоте до 2 км. Крылья его наклонены под углами 40—50°. Вдоль восточного крыла в подсолевом ложе развиты линейные антиклинальные складки, осложняющие фронтальную зону Шиханско-Волостиновского регионального надвига (Воскресенская, Араслановская и др.). Александровский вал прослеживается в 5—8 км восточнее, параллельно Воскресенскому. Длина его более 80 км, ширина 2—5 км, а высота около 2 км. Склоны поднятия имеют наклон под углами от 35 до 60°. Вдоль восточного крыла этого вала и параллельно ему также трассируется серия антиклинальных складок в подсолевых отложениях, приуроченных к Саратовскому надвигу (Александровско-Басурмановская, Подгорновская, Саратовская, Исимовская, Зириклинская и др.). Следовательно, кунгурские поднятия и антиклинальные складки подсолевого ложа приурочены к разным крыльям единых региональных надвигов и поэтому кунгурские валы могут устанавливать в плане положение нефтегазоносных антиклиналей, так как

располагаются непосредственно западнее фронтальных зон надвигов.

Соотношение разрывных и складчатых дислокаций в Предуральском прогибе убедительно свидетельствует о существовании между ними тесной генетической связи, в которой надвиги выступают как первичные, а складки — производные, подчиненные им структуры. Это подтверждается закономерной приуроченностью всех линейных антиклиналей к фронтальным зонам региональных надвигов, зависимостью морфологии складок от направления падения поверхности дизъюнктивов

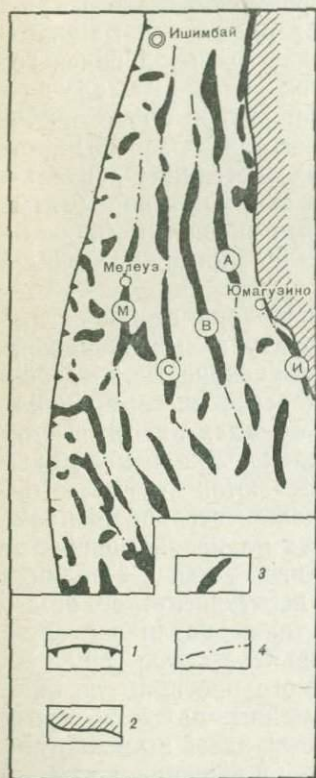


Рис. 46. Схема распространения галогенных структур кунгура Бельской впадины

- 1 — западная граница впадины;
- 2 — область отсутствия отложений кунгура;
- 3 — соляные поднятия;
- 4 — ось кунгурских валов.

Кунгурские валы (буквы в кружках):

- М — Мелеузский,
- С — Смаковский,
- В — Воскресенский,
- А — Александровский,
- И — Иртыбьякский

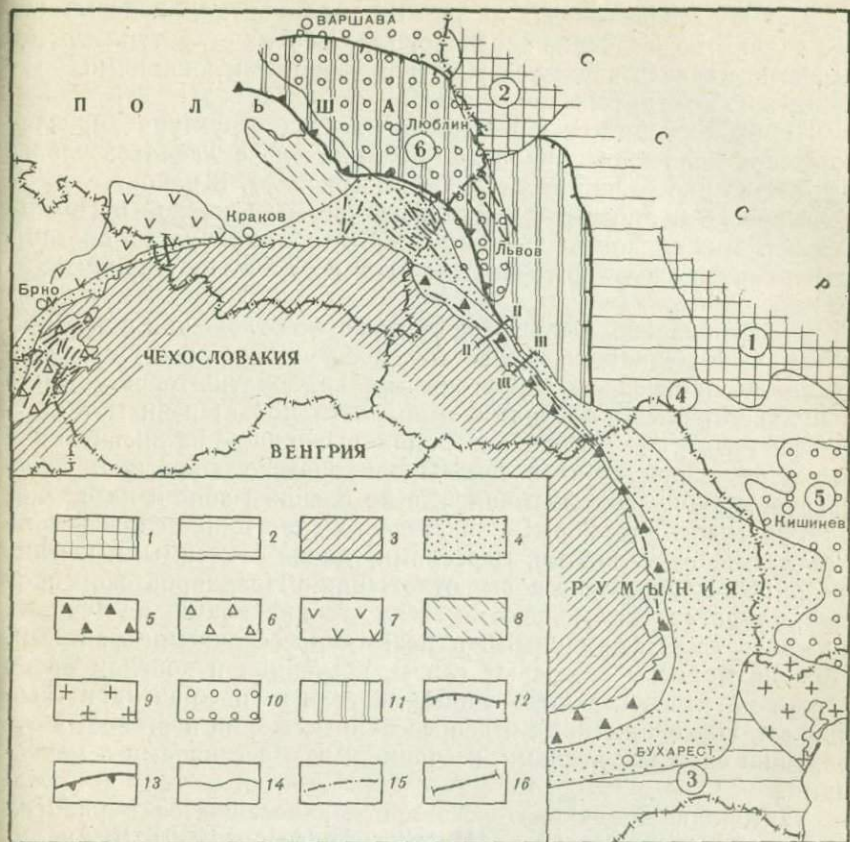


Рис. 47. Схематическая карта структуры Предкарпатского прогиба и прилегающих районов, по В. В. Глушко [1968], упрощено

1 — выступы фундамента; 2 — склоны платформ; 3 — складчатая зона Карпат; 4 — внешняя зона Предкарпатского прогиба; 5 — внутренняя зона Предкарпатского прогиба; 6 — Венская впадина; 7 — Судеты; 8 — Свентокшинские горы; 9 — Добруджа; 10 — меловые впадины; 11 — Люблино-Львовский палеозойский прогиб; 12 — внешняя граница Люблино-Львовского прогиба; 13 — внешняя граница герцинской складчатой области; 14 — границы структур; 15 — тектонические нарушения; 16 — линия разреза.

Структуры (цифры в кружках): 1 — Украинский кристаллический щит; 2 — Белорусский массив; 3 — склон Мизийской плиты; 4 — склон Украинского щита; 5 — Нижнеднепровская впадина; 6 — Варшавско-Львовская впадина

(обуславливающей крутые внешние и пологие внутренние крылья антиклиналей), возрастанием степени дислоцированности пород в каждой тектонической пластине от ее тыловой части к фронту и увеличением интенсивности деформаций пород по мере возрастания горизонтальной амплитуды надвигов.

Естественно, что чешуйчато-надвиговое и покровное строение Предуралья не представляет уникального явления. Анализ тектоники других краевых прогибов, имеющих разный

возраст и расположенных на разных континентах, показывает, что надвиговое строение характерно и для этих структур. Иными словами, надвиги являются универсальными дислокациями, развитыми во всех краевых прогибах.

**Предкарпатский прогиб.** Эта структура прослеживается полосой шириной 25—80 км вдоль складчатой зоны Карпат на расстоянии около 2000 км (рис. 47). В районе г. Кракова прогиб полностью перекрыт надвигом Силезской и Подсилезской зон складчатых Карпат. Юго-западная часть прогиба скрыта под аллохтоном флишевой зоны Карпат на ширину 15—25 км.

Докембрийские, палеозойские и юрские отложения в прогибе вскрываются скважинами на значительных глубинах. Они представлены в основном терригенными, карбонатно-терригенными и вулканогенными породами, в значительной степени метаморфизованными. Меловые образования, выходящие на дневную поверхность во внутренней зоне Предкарпатского прогиба, представлены флишевой формацией, а во внешней зоне и на склоне платформы — платформенной. Палеогеновая толща сложена аргиллитами, песчаниками, мергелями, также относимыми к флишевой формации. Неогеновые отложения в Предкарпатском прогибе представлены молассами, а за его пределами, на склоне кратона, — платформенными и реже депрессионными фациями. Нижние молассы включают глины, песчаники и конгломераты, верхние — известковистые глины, мергели и гипсо-ангидритовые породы. Платформенные и депрессионные фации неогеновых отложений сложены песками, песчаниками, известняками и мергелями.

Тектоника Предкарпатского прогиба освещается в работах А. Матейка и Д. Андрусова [Matejka, Andrusov, 1930], Д. Андрусова [Andrusov, 1937], А. А. Богданова [1949], М. В. Муратова [1949], В. И. Славина [1956], Ю. М. Пушаровского [1959], Н. Р. Ладыженского [1955], О. С. Вялова [1958], В. В. Соллогуба [1955], В. И. Варенцова с соавторами [Проблемы..., 1973] и др. По представлениям Н. Р. Ладыженского, в прогибе выделяются Внешнее Предкарпатье (внешняя зона) и Складчатое Предкарпатье (внутренняя зона). Границей между ними служит поверхность Садковичско-Садзавского надвига, по которому внутренняя зона надвинута на внешнюю на 15 км (рис. 48).

По данным бурения, в Восточном Предкарпатье выделяются Крукеняцкая, Боновская, Угерская, Станиславская, Бориславская, Трускавецкая и Модрыцкая подзоны, представляющие надвинутые одна на другую тектонические пластины, прослеживающиеся в виде полос с северо-запада на юго-восток, параллельно Карпатам. Самая северо-восточная Модрыцкая подзона делится на Дублянско-Калушскую и Самборско-Рожнятовскую части, надвинутые друг на друга и на внешнюю зону. Юго-западная Бориславская подзона обнажается в виде отдельных участков на юге (Покутский), в центре (Майданский) и на севе-

ре (Бориславский), проступающих из-под надвига Скибовой зоны, под которой она прослежена скважинами на 6 км.

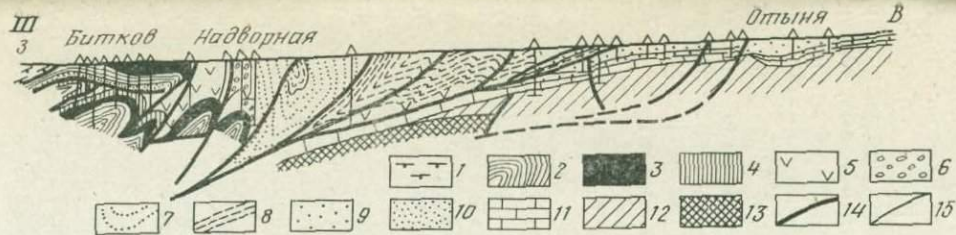
В каждой тектонической подзоне Предкарпатского прогиба, также как и в Предуралье, известны многочисленные антиклинальные складки линейной формы, приуроченные к фронтальным частям надвигов (Бориславская, Нагуевичская, Модрычская, складка Каменистого и др.). Простираание их ориентировано с северо-запада на юго-восток, т. е. параллельно складчатым Карпатам. Для них характерен наклон или опрокинутость осей на северо-восток; иногда вдоль надвига северо-восточные крылья складок полностью выжаты, что наиболее характерно для структур, располагающихся ближе к Карпатам.

Складка Каменистого осложняет фронтальную часть Бориславской тектонической пластины (подзоны). На ней была пробурена скважина, которая под меловыми отложениями постели надвига вскрыла породы воротыщенской серии Трускавецкой пластины. Бориславская антиклиналь, выделяющаяся вдоль фронта надвига на Бориславском участке, имеет пологое до  $25^\circ$  юго-западное и опрокинутое северо-восточное крылья. Нагуевичская складка Трускавецкой пластины опрокинута к северо-востоку и надвинута на Модрычскую складку Модрычской пластины. С юго-запада на Нагуевичскую структуру надвинута Бориславская, а последняя по пологому надвику перекрыта отложениями Береговой скибы.

В некотором удалении от фронтальных частей надвигов выделяются пологие куполовидные антиклинали, сходные с аналогичными складками Предуральского прогиба. На крыльях этих структур породы падают под углами не более  $3-5^\circ$  [Богданов, 1949]. Примерами таких дислокаций являются Дашавская, Угерская и др. Из приведенного краткого описания видно, что структура Предкарпатского прогиба состоит из серии тектонических пластин, надвинутых друг на друга и перемещенных в сторону платформы. При этом, так же как и на Урале, все складчатые дислокации генетически подчинены надвигам, представляющим основные структурные формы, определяющие стиль тектоники этой области.

Преальпийский прогиб. Структура прослеживается вдоль Альпийской горной дуги широтного простираания на 600 км. Его слагают молассовые комплексы олигоцена (начиная с латтарфского яруса)—миоцена (верхний тортон), представленные песчаниками, аргиллитами, сланцами, мергелями, реже — конгломератами, гипсами и ангидритами. В прогибе выделяются внутренняя («зона складчатой молассы») и внешняя зоны. Внутренняя зона шириной 8—16 км, примыкающая к Альпам, имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение, обнаруживающее связь с тектоническими покровами Альпийского орогена, которые на значительное расстояние перекрывают образования прогиба (рис. 49). Покровные пластины в прогибе надвинуты одна на другую с юга на север и северо-запад; в плане они прослежива-





Р и с. 48. Схематические геологические разрезы через Предкарпатский прогиб

По линии I—I, по Т. Будай и др. [Тектоническое..., 1963]:

- 1 — нижний карбон;
- 2 — верхний карбон;
- 3 — порфиры;
- 4 — гельветский ярус;
- 5 — нижний тортон;
- 6 — верхний мел—палеоцен;
- 7 — нижний — верхний эоцен;
- 8 — титон — берриас;
- 9 — берриас — валанжин;
- 10 — валанжин — апт;
- 11 — тешенитовые эруптивные породы;
- 12 — надвиги;
- а — установленные;
- б — предполагаемые.

По линии II—II в районе Долины, по Г. Н. Доленко [1960]:

- 1 — палеозой;
  - 2 — юра;
  - 3 — надвиги.
- Подзоны:
- А — Бориславская;
  - Б — Трускавецкая;
  - В и Г — Модрыцкая;
  - Sgm<sub>1</sub> — нижний сармат;
  - Toг<sub>2</sub> — верхний тортон;
  - Toг<sub>1</sub> — нижний тортон;
  - Stb<sub>1,2</sub> — стebníцкая серия;
  - Vrt — воротыщенская серия;
  - Pln — поляницкая серия;
  - Mpl — менилитовая серия;
  - Eoc — эоцен;
  - Jam — ямненская серия;
  - Str — стрыйская серия;
  - Cg<sub>2</sub> — верхний мел, платформенный.

По линии III—III в районе Биткова — Надворной, по О. С. Вялову и др. [1966], с небольшими изменениями:

- 1 — стрыйская серия (мел);
- 2 — палеоцен-эоцен;
- 3 — менилитовая серия;
- 4 — поляницкая свита;
- 5 — воротыщенская серия;
- 5 — воротыщенская серия;
- 7 — добротовская свита;
- 8 — стebníцкая серия;
- 9 — тортон;
- 10 — верхний мел;
- 11 — верхняя юра;
- 12 — палеозой;
- 13 — докембрий;
- 14 — разрывные нарушения;
- 15 — стратиграфические границы.

ются в виде узких полос, параллельных Альпам. Вдоль фронтальных зон пластин располагаются линейные антиклинальные складки, иногда со срезанными по плоскости надвига северными и северо-западными крыльями. За фронтом надвигов отложения обычно имеют моноклинальное южное падение, не осложненное складчатостью.

Близкое строение обнаруживают герцинские краевые прогибы Западной Европы, прослеживающиеся между складчатыми сооружениями Рено-Герцинской зоны на юге и Восточно-Европейской платформой на западе, от Уэльса до Рура (бассейны Уэльса, Динанта, Намюра, Рура и др.) и далее на восток по территории Польши и СССР (Люблино-Львовский прогиб). Структура прогибов характеризуется сложной дислоцированностью: нарушенностью надвигами и пликативными деформациями. Линейные антиклинали приурочены к фронтальным частям надвигов, поверхности сместителей которых наклонены на юг под углами  $20-45^\circ$ , складки же опрокинуты на север. Перемещения по надвигам весьма различны. П. Фурмарье [Fourmarier, 1932—1933] отмечает для Кондрозской антиклинали амплитуду смещения в 40 км.

Люблино-Львовский прогиб. Он представляет собой зону линейного опускания западного края Восточно-Европейской платформы (Вольно-Подольской плиты) перед герцинскими горными сооружениями, перекрытыми в большинстве случаев молодыми мезозойско-кайнозойскими осадками и лишь в Свентокшиских горах обнажающимися на поверхности. Прогиб прослеживается вдоль внешнего края Предкарпатья от бассейна нижнего течения р. Серет на юге до Варшавы на севере. Кристаллический фундамент платформы в его пределах погружен на глубину 7—8 км [Фильштинский, 1973]. Осадочный чехол сложен в основном палеозойскими, вендскими и рифейскими(?) отложениями, представленными карбонатными, карбонатно-терригенными и сульфатными породами.

В палеозойских отложениях выявлено значительное количество антиклинальных складок (Львовская, Нестеровская, Куличковская, Каменко-Бугская, Милятинская, Балучинская, Бутыньская, Демблин, Неджвица и др.), группирующихся в виде валов северо-западного простирания и приуроченных к региональным надвигам (рис. 50), из которых наиболее значительны (с юго-запада на северо-восток): Львовский, Нестеровский, Бутыньский, Велико-Мостовский (Бела-Милятинский) и Сокальский.

Бурением обнаружено, что поверхности надвигов наклонены на юго-запад и выволаживаются с глубиной: в лобовой части они падают под углами  $30-45^\circ$ , а с удалением от нее —  $10-20^\circ$ . Горизонтальное перемещение пород по надвигам — 1—1,5 км. Северо-восточные, обращенные к надвигам крылья антиклинальных складок всегда круче юго-западных [Сеньковский, Ризун, 1970]. Интенсивность дислоцированности возрастает в юго-за-

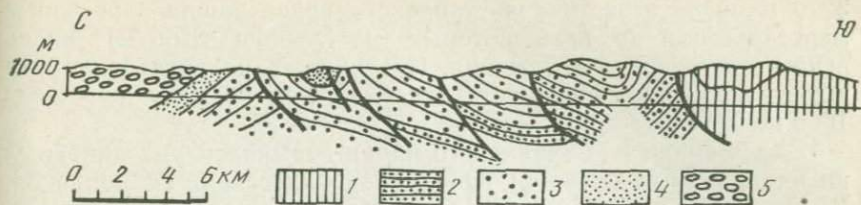


Рис. 49. Схематический разрез через складчатую (внутреннюю) зону Предальпийского прогиба, по О. Гансу, П. Шмидт-Тому [Ganss, Schmidt-Thome, 1955], упрощено

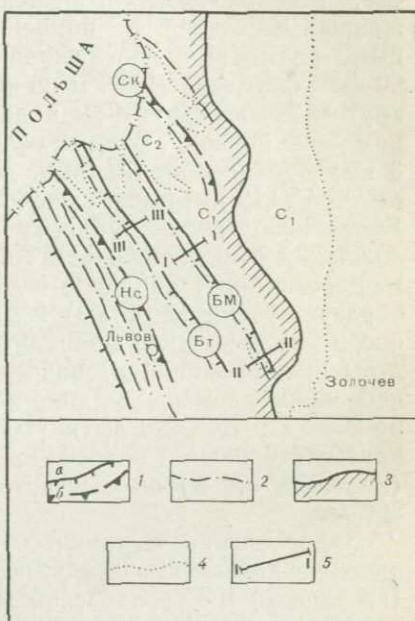
- 1 — флишевый покров;
- 2 — нижняя морская моласса;
- 3 — нижняя пресноводная моласса;
- 4 — верхняя морская моласса;
- 5 — верхняя пресноводная моласса

Рис. 50. Схема расположения основных структур части Люблино-Львовского прогиба, находящейся в пределах СССР

- 1 — надвиги:
- а — установленные,
- б — предполагаемые;
- 2 — линии антиклинальных валов;
- 3 — внешняя граница прогиба;
- 4 — стратиграфические границы;
- 5 — линии геологических разрезов.

Надвиги (буквы в кружках):

- Ск — Сокальский,
- БМ — Белз-Милятинский,
- Бт — Бутыньский,
- Не — Нестеровский



падном направлении по мере приближения к герцинскому орогену: крутизна крыльев складок увеличивается от нескольких градусов (Сокальская зона) до  $35-45^\circ$  (Львовская зона), высота антиклиналей возрастает от 20—30 м до 600 м.

Равнинный Крым. Эта область, как и рассмотренные выше структуры, имеет надвиговое строение [Казанцев, 1979]. Одна из наиболее крупных тектонических пластин на севере Крыма — Голицинская, прослеживается в субиротном направлении более чем на 200 км от Юбилейной и Одесской складок на западе до Березовской на востоке, где полностью перекрыта с юга аллохтоном Задорненской пластины. В области шельфа Черного моря пластина имеет максимальную ширину около 35 км, восточнее, ближе к побережью и на самой суше, она сужается до 3—7 км. Надвиг, ограничивающий Голицинскую пластину, выявлен в верхнемеловых и палеогеновых отложениях и прослежен по простирающему комплексом геофизических исследований, а также подтвержден бурением на Голицинской антиклинали, где две скважины вскрыли его подошву. Скв. 4 на глубине

3270 м после известняков туронского яруса вошла в песчаные мергели сеномана, ниже которых (на глубине 3566 м) вновь вскрыла туронские отложения. Поверхность надвига наклонена к югу, величина горизонтального смещения по нему не менее 1000 м.

Вдоль фронта Голицинского надвига выявлен ряд линейных антиклинальных складок: Юбилейная, Одесская, Голицинская, Шмидта, Западно-Черноморская, Межводненская, Владимирская, Бакальская, Каштановская и несколько других, расположенных восточнее. Голицинская антиклиналь отличается крупными размерами, прослеживаясь в широтном направлении на 60 км (изогипса — 2700 м по кровле мела). Породы на северном крутом крыле структуры падают под углами 30—45°, на южном — не более 5°. Свод ее осложнен двумя узкими (шириной до 3 км) брахантиклиналями. Длина западной из них 8 км, восточной — 12 км, высота около 100 м. На южном пологом крыле Голицинской антиклинали, кроме того, имеются структурные осложнения в виде небольших брахискладок такого же широтного простирания. Западное окончание Голицинской антиклинали образует узкий (2—3 км) и длинный (до 17 км) структурный нос, погружающийся к западу под углом около 5°. Другие структуры Голицинской тектонической пластины имеют сравнительно небольшие размеры — длина их колеблется от 7 до 10 км, ширина 2—3 км. Все они вытянуты в широтном направлении, имеют крутые северные и пологие южные крылья, а также небольшую (не более 100 м) высоту, которая лишь у Одесской превышает 200 м.

Задорненская тектоническая пластина надвинута на Голицинскую и, в свою очередь, перекрыта Карлаво-Красноярской (на западе) и Стрелковской (на востоке) пластинами. В плане она прослеживается полосой шириной от 5 до 20 км в субширотном направлении почти на 450 км. Ограничивающий ее надвиг погружается к югу под углом 50—60°, выполаживаясь на глубине 4—5 км до 10—15°. Величина перемещения по нему пород не менее 1,5 км. Мезозойские и палеогеновые отложения фронтальной части пластины смяты в линейные антиклинальные складки с более крутыми северными крыльями. В наиболее изученной бурением западной части пластины, на Тарханкутском полуострове, среди складок известны Джарылгачская, Западно-Задорненская, Задорненская, Южно-Березовская, Березовская и др. Размеры их 1,5—2×5—9 км, высота 100—200 м. Все складки группируются в единый вал, полого погружающийся к западу. Задорненская тектоническая пластина осложнена надвигом встречного северного падения, наклоненного под углом 60°. Вдоль фронтальной зоны этого надвига в неоген-палеогеновых отложениях выявлены антиклинальные складки с более крутыми северными крыльями: Нижнекарлаво-Красноярская, Успешненская, Кировская, Красноярская и др. По горизонтам мела они вытянуты в широтном направлении на 5—7 км при ширине 2—2,5 км и вы-

соте от 50 до 150 м. Аналогичное строение имеют и другие тектонические пластины области Равнинного Крыма.

Ангаро-Ленский прогиб. Хорошо изученной частью этой структуры является Непская зона, расположенная в бассейнах рек Куты, Непы, Нижней Тунгуски и Илима [Шатский, 1932; Зегебарт, 1935; Шарапов, 1936; Васильев, 1938; Одинцов, 1954, 1958; Кузнецова, 1965; Замараев, 1967; Фролов, 1968; Рязанов, 1973; и др.]. В строении Непской зоны участвуют палеозойские и мезозойские отложения (кембрийские, ордовикские, силурийские, каменноугольные и юрские), представленные карбонатно-терригенными породами, переслаиваемыми с пачками каменной соли. Эти отложения залегают на выровненной эрозией поверхности докембрийского кристаллического фундамента.

Непская зона имеет четко выраженное чешуйчато-надвиговое строение. Здесь выделяется серия крупных тектонических пластин, надвинутых на запад — северо-запад в сторону Сибирской платформы. Фронтальные части пластин осложнены линейными асимметричными складками большой протяженности. Длина их обычно составляет несколько десятков километров при ширине 3—6, реже — 10—12 км. Углы падения слоев на северо-западных, прижатых к надвигам крыльях достигают 80—90°, а на юго-восточных не превышают 20—35° [Рязанов, 1973]. Некоторые антиклинали прослеживаются на расстоянии первых сотен километров при ширине до 10—15 км. Так, Усть-Кутская антиклиналь имеет длину более 220 км, ширину 5—12 км, высоту до 600 м. Она прослеживается от приустьевой части р. Куты через верховья р. Большой Тиры в бассейн р. Непы. В ядре складки выведены на поверхность породы верхоленской свиты среднего—верхнего кембрия, а крылья сложены отложениями ордовика. Северо-западное крыло в верховьях р. Панихи имеет субвертикальное падение, в то время как на юго-восточном крыле наклон слоев не превышает 20—25°. Надвиг, к которому приурочена Усть-Кутская складка, полого падает на восток, в верховьях р. Куты породы верхоленской свиты по нему надвинуты на отложения среднего—верхнего ордовика.

Аналогичное строение имеет и Каймоновская антиклиналь, прослеживающаяся на северо-северо-восток от устья р. Купы до верховьев р. Куты на расстоянии 140 км при ширине 5—6 км. Высота складки достигает 500—1000 м. Складка осложняет фронтальную часть надвига, поверхность которого погружается на восток — юго-восток под углами 30—40°. Амплитуда надвига составляет 1,5 км [Рязанов, 1973].

Следует отметить, что в Непской зоне встречаются также надвиги, погружающиеся к западу, в этих случаях антиклинали, осложняющие разрывы, имеют более крутые восточные крылья. В зонах, где тектонические напряжения проявлены более интенсивно, амплитуда надвигов существенно возрастает, а складки становятся сильно сжатыми. При этом поверхности пологих надвигов также деформируются, приобретая вертикальное падение,

которое иногда принимается за поверхности взбросов, что является ошибочным, так как этот термин подразумевает наличие вертикальных движений, которые здесь не устанавливаются. Крутое падение сместителей пологих надвигов вблизи дневной поверхности — явление, широко распространенное в складчатых областях, подвергшихся интенсивному сжатию. Однако всюду, где оно проверялось бурением, выяснялось, что надвиговые поверхности на определенной глубине становятся пологими или субгоризонтальными. Вертикальное же падение поверхностей разрывов в верхней части осадочного чехла вызвано последующими процессами сжатия, которые сплющивают ранее образованные складки вместе с ограничивающими их поверхностями надвигов.

Интересным примером развития крутых разрывов без складок является структура среднего течения р. Непы, где среди поля полого залегающих песчано-глинистых пород среднего—верхнего кембрия и ордовика встречаются вертикально стоящие пласты карбонатных пород, как бы протыкающих снизу терригенную толщу. Образование таких дислокаций может быть объяснено тем, что складки, ранее осложнявшие фронтальные части пластин карбонатных пород, полностью размыты и в современном эрозионном срезе обнажаются лишь корневые части этих дислокаций.

Антиклинальные структуры, удаленные от фронтальных частей надвигов, характеризуются очень пологими крыльями, не превышающими  $2-5^\circ$ , укороченностью и расплывчатыми очертаниями в плане. Длина их составляет несколько, реже — десятки километров, ширина 3—7 км, высота от 20—40 до 100—250 м [Рязанов, 1973]. Эти складки являются аналогами Тейрукской антиклинали Предуральяского прогиба.

В Непской зоне широко распространены мелкие дисгармоничные складки волочения, подобные тем, которые были рассмотрены нами при описании мелких дислокаций Восточно-Европейской платформы. Они развиты в мергельно-аргиллитовых породах среднего—верхнего кембрия и ордовика. Среди них встречаются как крутые, так и пологие складки шириной до нескольких десятков метров. Углы падения слоев на крыльях нередко достигают  $60-80^\circ$  [Рязанов, 1973]. Мелкие дислокации Непской зоны образовались, так же как в бассейне Волги, за счет горизонтальных движений жестких пород по подстилающим их пачкам пластичных аргиллитов и мергелей, в которых возникли складки волочения. Наиболее ярко запечатлены такие формы в аргиллитах нижних частей чертовской и катской свит, залегающих между жесткими пластами песчаников, а также в отложениях макаровской свиты. Складки волочения широко распространены и в соленосных пачках, переслаивающих разрез осадочной толщи Непской зоны. Образование их также связано с автономными перемещениями покрывающих более жестких пород, для которых соль служила пластичной смазкой.

Таким образом, строение Непской зоны обнаруживает большое сходство с тектоникой других краевых прогибов. Генезис линейных складок здесь связан с региональными надвигами, прослеживающимися параллельно Байкальской складчатой области на многие десятки и сотни километров. Как и в других прогибах, аллохтонные пластины являются главными структурными элементами, определяющими стиль тектоники Непской зоны. Некоторые различия в морфологии складок легко объясняются особенностями состава пород зоны, состоящих из карбонатно-терригенных отложений, переслаивающихся с соленосными горизонтами.

## СТРУКТУРЫ АВЛАКОГЕНОВ

Анализ имеющихся материалов по геологии авлакогенов позволяет заключить, что их структура обнаруживает большое сходство с тектоникой краевых прогибов. В качестве примера, иллюстрирующего сказанное, кратко рассмотрим строение Донецкого авлакогена, входящего в систему авлакогенов Большого Донбасса, располагающуюся между Украинским щитом и Воронежским массивом. Его структура претерпела наиболее полное развитие с образованием сложного складчато-надвигового сооружения — Донецкого кряжа [Валеев, 1978].

На поверхности Донецкий авлакоген сложен каменноугольными отложениями, образующими четыре основные тектонические линии, контролирующиеся региональными надвигами северо-западного простирания: Главным, Северным, Серебрянским и Лисичанским. Характерно общее северное направление тангенциальных движений Украинского щита на Донецкий кряж и последнего на Воронежский массив. Северный и южный склоны Донецкого кряжа, как установлено в наиболее изученных зонах, имеют четко выраженное чешуйчато-надвиговое строение. Южная система надвигов в пределах Волновахской тектонической зоны состоит из шести покровов, сложенных породами кристаллического фундамента и палеозоя, перемещенных в северо-восточном и северном направлениях на 1,5—2 км. Углы падения поверхностей надвигов не превышают 10—15°. Движения по ним происходили длительно и унаследованно, начиная с пфальцской фазы орогенеза до позднемелового времени включительно [Валеев, 1978].

Северная покровная зона состоит из большого количества надвигов, наиболее крупными из которых являются: Северо-Двинский, Марьевский, Глубокинский, Каменский, Алмазный и Ильичевский. К фронтальным частям надвиговых пластин приурочены зоны антиклинальных складок, образующих валы, протяженностью до 250 км. Длина локальных структур колеблется от 3 до 15 км, ширина от 1,5 до 5 км, высота не превышает 100—

150 м. Северные крылья складок крутые, с углами падения до  $50^\circ$ , южные пологие, не превышающие  $15-20^\circ$  [Мурич, 1973]. Примером такой структуры может служить Томашевская антиклиналь, осложняющая фронтальную зону Северо-Двинского надвига с амплитудой горизонтального перемещения 1500 м. Длина этой складки 12 км, ширина 1,5—2 км, высота 150 м. Свод ее нарушен серией мелких разрывов и густой сетью разнонаправленных трещин. Дополнительные дислокации существенно усложняют структуру Томашевской антиклинали, создавая поперечные пережимы и небольшие обособленные купола [Мурич, 1973].

Такое же чешуйчато-надвиговое строение имеют и многие другие авлакогены: Среднерусский, Припятский, Доно-Медведицкий, Вятский, Камско-Бельский, а также Куяво-Поморский в Польше, Кельтеберийский в Испании и др.

Таким образом, мы видим, что авлакогены, как и краевые прогибы, имеют чешуйчато-надвиговое строение. В их структуре главная роль принадлежит крупным надвигам, которым подчинены складчатые дислокации. Линейные антиклинали приурочены к узким фронтальным частям надвигов и исчезают при удалении от них, свидетельствуя о том, что распространение складок контролируется исключительно разрывными нарушениями. Формирование структуры краевых прогибов и авлакогенов происходило в условиях тангенциального сжатия, что достаточно четко доказывается сокращением их поперечных размеров в процессе складчатости.

## СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Сейчас всеми признается, что складчатые области формируются в условиях мощного горизонтального сжатия, которое приводит к резкому сокращению их первоначальных поперечных размеров. Вместе с тем до сих пор некоторые авторы полагают, что «сжатие, приложенное к слоистой толще извне и направленное вдоль напластования, не в состоянии образовать ни систем, ни даже групп, состоящих из многих складок» [Захаров, 1979, с. 65]. Такое мнение основывается на известном положении о невозможности передачи пластических деформаций на значительное расстояние силой бокового давления. Возникает парадокс: с одной стороны сокращение поперечника складчатой области свидетельствует о проявлении сил сжатия, с другой — эти силы не могут передавать пликвативные дислокации на всю ширину орогенной зоны.

Решение этого парадокса заключается не в отрицании значения горизонтального сжатия, а в признании главной, ведущей роли при складкообразовании процессов шарьирования и надвигания [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1977, 1979, и др.].

Генетическая связь линейных зон смятия с крупными надвигами установлена детальными геологическими съемками и бурением скважин во многих складчатых областях. Мы видели, что в Предуральском прогибе, где тектонические движения существенно ослаблены, в палеозойских отложениях развита складчатость переходного типа: антиклинали расположены лишь вдоль фронта надвиговых пластин, разделяясь между собой широкими участками горизонтального залегания слоев. Восточнее количество надвигов возрастает, они все более сближаются, перекрывая друг друга, что приводит к образованию сложных шарьяжных антиклинорий. Наиболее энергично складкообразование происходило, как отмечалось, во фронтальных частях пластин, откуда оно распространялось центростремительно в сторону тыловых зон. Это объясняется тем, что фронтальные части пластин, во-первых, имеют наименьшую толщину, во-вторых, испытывают наибольшее трение при перемещении аллохтонов. По мере утолщения тектонической пластины складчатость в ней затухает. Следовательно, интенсивность дислокаций зависит кроме физико-механических свойств пород также и от толщины тектонической пластины [Камалетдинов, 1974].

Этой зависимостью, в частности, объясняется широко известный факт, что внутри складчатых областей, за фронтом сложной смятых зон, встречаются обширные площади с относительно пологим или субгоризонтальным залеганием пластов. Если фронтальные складки в «толстых» пластинах уничтожаются процессами денудации, структура их приобретает вид моноклиналиного блока, не затронутого складчатостью. В качестве примеров таких дислокаций можно привести надвиги Каратау и Воробьиных гор, а также некоторые тектонические пластины Башкирского антиклинория Южного Урала. Такие структуры известны в хорошо изученных южных частях Скалистых гор Канады. Они изображены и на геологических профилях через Гималаи, в частности в разрезе через северный склон кристаллического массива Алмоал и кристаллические покровы Алмора и Байджнатх в Низких Гималаях Кумаола. Следовательно, тектонические пластины не всегда осложняются складчатостью, а могут существовать в «чистом» недислоцированном виде. Этот факт, имеющий важное значение для понимания структуры складчатых областей, еще раз подчеркивает разнообразие форм проявления и ведущую роль в их формировании разрывных нарушений. Он доказывает, что разрывы представляют собой не частные случаи на фоне более общей пликативной дислокации, а, напротив, являются более универсальными структурами, которым складчатость подчинена. Действительно, если складчатость не может существовать вне тектонических пластин, то последние являются более «независимыми» структурами и не обязательно осложняются складчатостью.

В складчатых областях (как и на платформах) шарьяжи и надвиги развиваются длительно и унаследованно, в течение мно-

гих геологических эпох. Мы уже приводили примеры и ныне продолжающегося развития герцинских надвигов Урала и Аппалач. Отметим лишь, что на Башкирском антиклинории Урала установлено проявление байкальских (доордовикских), герцинских и современных движений по одним и тем же надвигам.

Итак, мы видим, что без привлечения главной, ведущей роли шарьяжей и надвигов невозможно объяснить происхождение складчатости ни на платформах, ни в краевых прогибах, ни в авлакогенах и орогенных поясах.

Между тем роль разрывных нарушений при складкообразовании многие исследователи еще не дооценивают. Широко распространено мнение о том, что отнюдь не все складчатые области имеют шарьяжное и надвиговое строение, что существуют складчатые области как бы в чистом виде без разрывных нарушений.

Поэтому термин «складчатая система» (область, пояс, зона) не всеми авторами понимается однозначно. Так, С. А. Захаров [1979, с. 15] пишет: «Под складчатой системой мы будем понимать именно систему складок и подчиненных им разрывных нарушений».

Такое определение складчатой системы нельзя считать правильным, так как подобных систем реально не существует. Понятие складчатая система сложилось исторически, и слово «складчатая» отражает в нем не главную особенность строения и не внутреннюю сущность или анатомию структуры, а лишь выделяет одну из ярко выраженных, заметных форм дислокаций, присутствующих здесь наряду с другими более важными нарушениями. Слово «складчатая» в данном случае следует рассматривать лишь как эпитет, такой же как, например, в выражениях: солнце красное или Москва золотоглавая. Говоря «Москва золотоглавая», мы же не исключаем возможности существования в нашей столице и других (помимо церквей и монастырей) архитектурных сооружений, не менее важных для ее облика, а также духовной и хозяйственной жизни.

Пользуясь термином «складчатая система», мы не должны забывать, что пликативные дислокации сами подчинены более крупным нарушениям: шарьяжам и надвигам, являющимся основными структурными элементами складчатой области. Под складчатой системой следует понимать именно шарьяжную структуру, состоящую из серии дислоцированных аллохтонных пластин. Это определение является справедливым как для древнейших докембрийских щитов, так и для молодых (эпипалеозойских) платформ, для самых древних и современных орогенных зон, т. е. всех без исключения структур и пород, испытавших складчатые деформации.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДОВ

Имеющиеся данные позволяют представить последовательность формирования надвигов и сопутствующих им складок в следующем виде. В слоистой толще пород под действием горизонтального сжатия возникает послыйный срыв, приуроченный к горизонтам пластичных пород или плоскостям напластования. При этом создается структурная форма, ограниченная снизу поверхностью разрыва (или зоной пластического скольжения), имеющая вид пластины. В теле такой пластины могут возникнуть пологие куполовидные поднятия с ядрами нагнетания пластичных образований. Именно так сформировались бескорневые (навешенные) складки платформенного чехла. Линейное расположение куполовидных складок в виде валов большой протяженности свидетельствует о существовании на пути движения тектонической пластины каких-то первичных структурных или литологических неоднородностей, служащих естественными упорами, например древних разрывных нарушений или зон смены фациального состава пород. Дальнейшее тангенциальное сжатие ведет к развитию надвига, пересекающего толстослойные и массивные породы под углом к их напластованию. Вслед за появлением нарушения в его фронтальной утоненной части зарождается бескорневая антиклиналь, окончательно формирующаяся в линейную положительную структуру с более крутым или подвернутым внешним крылом в процессе перемещения тектонической пластины по поверхности надвига.

На ряде структур можно проследить, как прижатая к надвигу антиклинальная складка с глубиной выполаживается, а ее крутое крыло исчезает. С удалением от фронта тектонической пластины породы коробятся, сопровождаемая формированием пологих куполовидных поднятий платформенного типа. Местами аллохтонные пластины нарушаются сколами встречного падения. При этом образуются клиновидные тектонические блоки, осложненные по краям линейными складками с более крутыми внешними крыльями. Такие блоки обычно формируются в пластинах, перемещение которых затруднено из-за наличия упоров, препятствующих ее продвижению, например более крутого изгиба поверхности надвига в его фронтальной части. При горизонтальном сжатии клиновидные блоки выжимаются вверх, крылья их сминаются в антиклинальные складки, а центральные части приобретают форму синклинального прогиба с плоским дном.

В реальных структурах часто имеет место комбинация движений по надвигам и горизонтам пластичных пород, отражающих условия тангенциального сжатия. Именно так были сформированы Оренбургская и Туймазинская структуры Восточно-Европейской платформы, а также ряд других дислокаций.

Особенно интенсивные деформации образуются в высокопластичных и менее плотных породах, например в солях, структура

которых обычно усиливается последующими гравитационными явлениями, приводящими к образованию диапиров. Механизм образования последних в общем виде может быть сведен к нагнетанию галогенных пород в сильно трещиноватые и интенсивно дробленные (тектонически ослабленные) зоны надвиговых дислокаций и сводовые части антиклиналей под действием гравитационного выжимания их из соседних участков, что подтверждается геологическими наблюдениями [Косыгин, 1969] и лабораторными экспериментами.

Следовательно, складчатость является типичной деформацией горизонтального сжатия, возникающей в процессе перемещения аллохтонных пластин. Признание движения тектонических пластин снимает одно из главных возражений против образования складчатости боковым сжатием: невозможность его передачи на большие расстояния (многие десятки километров). Действительно, дальняя «транспортировка» пликвативных дислокаций от места приложения давления возможна лишь через достаточно жесткие плиты, способные передавать усилие сжатия. Таки ми плитами и являются тектонические пластины.

После смятия пород в складки рассеивание тектонических напряжений приводит к формированию сложной сети пересекающихся нарушений с относительно небольшой амплитудой перемещения. Такой характер постскладчатых разрывов, образующих структуры типа битых тарелок, хорошо известен в складчатых областях<sup>1</sup> и подтверждается моделированием складок [Бондаренко, 1976]. Поэтому «При экспериментальном воспроизведении складок в позднюю стадию эксперимента часто развиваются взбросы, но обычные пологопадающие надвиги, характерные для асимметричных антиклиналей, никогда не воспроизводились достаточно убедительно» [Ситтер, 1960, с. 69]. Следовательно, необходимо всегда отличать надвиги, предшествовавшие складчатости, от постскладчатых мелких разрывов. Первые характеризуются большой протяженностью и обычно прослеживаются параллельно смежной складчатой зоне или краю блока платформенного фундамента. Вторые представляют в плане пересекающиеся под разными углами небольшие отрезки, простирающиеся которых не подчинены какому-либо генеральному направлению, а амплитуда перемещения пород незначительна.

В тектонических пластинах складчатость распространяется центростремительно от фронтальных частей в сторону тыловых зон. Это, очевидно, объясняется тем, что фронтальная часть пластины, во-первых, имеет наименьшую толщину и поэтому легче деформируется; во-вторых, надвиг ближе к поверхности становится более крутым, что вызывает возникновение дополнительно-

---

<sup>1</sup> Ярким примером сказанному могут служить структуры Предуральяского прогиба, нефтеносные складки Апшеронского полуострова, детально изученная структура горы Потози в Скалистых горах, изображенная в работе В. В. Белоусова [1954, с. 447], а также ряд других участков.

го упора, усиливающего силы трения. Влияние такого упора на формирование пликативных дислокаций в аллохтонной пластине особенно убедительно доказывается в тех случаях, когда складки оказываются приуроченными к изгибу поверхности надвига на определенной глубине, где происходит смена горизонтального залегания поверхности надвига наклонным. С погружением надвига пластина становится толще, вследствие чего образование складок затрудняется. Поэтому в тыловых частях пластин формируются лишь очень пологие куполовидные антиклинали платформенного типа.

Мы уже отмечали, что представление о возникновении складок в результате вертикально направленных сил является ошибочным. Это подтверждается и механико-математическими расчетами, согласно которым образование куполовидных структур под влиянием сил, направленных снизу вверх, не может происходить, поскольку этот механизм не согласуется с известным положением механики о минимуме энергии деформации в пределах области складкообразования. Согласно расчетам, на глубине 4 км только на преодоление веса вышележащей толщи потребуются усилия около  $1000 \text{ кг/см}^2$  (при уд. весе пород  $2,5 \text{ г/см}^3$ ). Для образования же складчатых структур путем бокового сжатия требуются весьма малые тектонические усилия, не превышающие для условий одно- и двустороннего сжатия всего нескольких килограммов на квадратный сантиметр (при образовании линейных складок) и для всестороннего бокового сжатия — первых десятков килограммов (при развитии куполовидных структур) [Ержанов и др., 1975]. Следовательно, расчетная величина требуемого вертикального давления на два порядка больше бокового тектонического усилия, приводящего к зарождению складчатости. Согласно данным численного анализа, для возникновения линейной складчатости в тонкой пластине требуется значительно меньше усилий, чем для образования пологой куполовидной складки в более мощной толще, что хорошо согласуется с установленной закономерностью размещения структур определенного морфологического типа в пределах пластин.

Поскольку все пликативные дислокации образованы латеральными движениями пород либо по плоскостям послонных срывов, либо по поверхностям пологих надвигов, целесообразно выделить два типа складок: послонного срыва и надвиговые. Морфология и размеры этих складок зависят от амплитуды горизонтального перемещения и толщины тектонической пластины. Послонные срывы, развивающиеся на значительной глубине и не выходящие на дневную поверхность, имеют ограниченную амплитуду перемещения, в связи с чем образованные ими структуры обладают относительно небольшими размерами (длина 10—20 км, высота десятки метров) и сравнительно простой морфологией, куполовидной формой с пологими крыльями, наклон которых измеряется минутами или первыми градусами (Шугуровская антиклиналь и др.).

Если разрывное нарушение выходит на дневную поверхность, продвижение тектонической пластины по нему существенно облегчается, а в его фронтальной зоне создаются условия для образования линейных антиклиналей с крутыми крыльями. При этом чем больше амплитуда горизонтального перемещения надвига, тем крупнее приуроченные к нему складки. Например, антиклинальные складки, связанные с малоамплитудными надвигами, развитыми на платформах и во внешних зонах краевых прогибов, обычно имеют длину 20—30 км и высоту 100—200 м, а складки, образованные крупными надвигами внутренних зон прогибов и складчатых областей, прослеживаются на сотни километров, а высота их достигает 1—1,5 км. Шарниры линейных складок наклонены в сторону движения надвига.

Складки, как правило, характеризуются длительным, унаследованным развитием, обязанным неоднократному возобновлению движений по плоскостям послойных срывов и надвигов. Особенно четко проявлена унаследованность в складках, приуроченных к надвигам, испытавшим движения большой амплитуды. Однако даже при незначительном горизонтальном перемещении надвига его длительное развитие фиксируется размывом отложений на сводах складок или накоплением на них мелководных осадков, например рифовых тел небольшой мощности (складки Предуральяского прогиба).

В тех же районах, где повторные движения по надвигам происходили более интенсивно, возникли сложно построенные унаследованные поднятия, нередко состоящие из двух и даже трех структурных этажей. На границе этажей устанавливаются размывы ранее накопившихся осадков до глубин 1—1,5 км. При этом дислоцированность нижнего этажа проявлена значительно интенсивнее, чем верхних, где формируются более пологие поднятия. Это объясняется тем, что повторные движения по надвигам, перекрытым мощными осадками, значительно затруднены из-за блокирующего влияния вышележащих отложений.

Особенно обширные по площади поднятия возникают в осадочном чехле верхнего структурного этажа над древними шарьяжными антиклинориями доплитного фундамента платформы. Поступные движения по серии шарьяжей древнего заложения, происходящие в таких антиклинориях, вызывают формирование в верхнем структурном этаже пологого и обширного антиклинального поднятия. Так образовались, в частности, Ромашкинская структура в Волго-Уральской области, Шаимская и другие в Западно-Сибирской низменности.

Поскольку изучение складчатости до сих пор обычно проводилось без учета ее генетической связи с надвигами и шарьяжами, в работах не всегда освещались соотношения пликативных и разрывных дислокаций, что в свою очередь не позволяло составить правильное представление об общем стиле и характере тектоники той или иной области. Нередко на разрезах через складчатые структуры надвиговые нарушения изображаются

лишь в верхней части осадочной толщи в виде небольших отрезков, исчезающих с глубиной. Такое изображение надвигов основано на ошибочном представлении о том, что зарождение и дальнейшее развитие этих нарушений происходит сверху вниз, начиная с крутого крыла приповерхностной складки, внутрь земных недр. В действительности же формирование надвига происходит в обратной последовательности — разрывное нарушение, зародившись на определенной глубине (обычно в виде послынного срыва), продвигается в верхние горизонты осадочного чехла и не всегда выходит на дневную поверхность.

Некоторые авторы показывают разрывные нарушения пологими вверху, но крутыми на глубине, т. е. изгибающимися в виде козырьков, нависающих над опущенным крылом вертикального разлома. Такое изображение разрывов также является неверным, поскольку исходит из ошибочного представления о существовании в земной коре вертикальных блоковых движений. В реальных структурах надвига, напротив, бывают крутыми в верхней части разреза, а с глубиной выполаживаются. Следует отметить, что характер движения надвига, нарушающего слоистые породы неоднородного состава, имеет определенное сходство с поведением луча света при прохождении через среды разной плотности: чем крепче и массивнее порода, тем круче поверхность надвига, а чем более пластичны и тонкослоисты породы, тем она положе.

Сейчас, когда выяснилось, что все складки ограничиваются снизу поверхностями послынных срывов либо надвигов, представляющих их естественное основание, или подошву, целесообразно при описании пластических деформаций ввести понятие о полной складке. Под последней следует понимать изгиб серии пластов, ограниченный снизу (а возможно, и сверху) тектонической поверхностью, за пределы которой данная дислокация не распространяется. Иными словами, полная складка—это структурная форма, взятая целиком от ее основания до вершины (кровли, крыши). Выявление и изучение полных складок представляется важным для правильной расшифровки генезиса складчатой области и прогнозирования поисков антиклинальных структур.

Изложенные выше данные позволяют прийти к заключению, что формирование структуры земной коры, а также рельефа (как древнего, так и современного) геосинклинальных и платформенных областей происходит в условиях тангенциального сжатия, отражающего главный геодинамический режим земной коры континентов, обуславливающий все разнообразие ее структурных особенностей<sup>1</sup>.

Согласно современным представлениям, складчатость и орогенез являются производными геосинклинального процесса, при-

<sup>1</sup> Структуры растяжения, имеющие подчиненное значение, в настоящей работе специально не рассматриваются.

водящего к коренной перестройке структуры и состава земной коры тектонически подвижных зон.

В связи с этим возникает естественный вопрос: какие силы, участвующие в этом процессе ответственны за глубокие геохимические преобразования в земной коре, развитие магматизма, метаморфизма, осадконакопления и металлогении? Каким является геодинамический режим, обеспечивающий все эти явления, отличается ли он от режима, при котором формируется складчатость и орогенез? Попытаемся кратко рассмотреть эти вопросы.

## **ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (на примере Урала)**

Уральское горное сооружение по составу и строению палеозойских образований делится на миогеосинклиальную (на западе) и эвгеосинклиальную (на востоке) зоны. Граница раздела этих зон в современном эрозионном срезе проходит вдоль восточного склона хребта Уралтау, прослеживаясь в меридиональном направлении от Южного до Полярного Урала. В пределах миогеосинклинали распространены мощные осадочные (карбонатные и терригенные) образования, не содержащие магматических пород; эвгеосинклиаль сложена вулканогенными и осадочными толщами и характеризуется широким развитием офиолитовых комплексов, габброидов и гранитовых формаций.

По современным представлениям миогеосинклинали формируются на континентальной коре с древним гранито-гнейсовым фундаментом, а эвгеосинклинали на океанической (безгранитной) коре [Пейве, 1969; Theyer, 1969; Dewey, Bird, 1971; и др.]. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что в пределах всей современной структуры Урала прослеживается докембрийский кристаллический фундамент. Магнитные аномалии Восточно-Европейской платформы, отображающие состав и строение архейско-древнепротерозойского гравито-гнейсового фундамента, непосредственно продолжают в область западного склона Урала до хребта Уралтау [Огариннов, Хатянов, 1962; Симоненко, Толстихина, 1963; Ярош, 1966; Гафаров, 1970; и др.]. Существование здесь кристаллического фундамента подтверждается и выходом его на поверхность в Тараташской структуре Среднего Урала. Гравиметрией и глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ) докембрийский гранито-гнейсовый фундамент устанавливается и в области восточного склона Урала, т. е. в его эвгеосинклиальной зоне)<sup>1</sup> [Дементьев, 1968; Тимофеев и др., 1968; Ярош, 1968; и др.].

<sup>1</sup> Магнитометрические исследования для изучения глубинной геологии здесь не могут применяться из-за экранирования магнитных полей древней толщи палеозойскими вулканогенными образованиями.

Последнее обстоятельство явилось причиной известного спора о том, на каком фундаменте — континентальном или океаническом — развивалась Уральская складчатая область. Действительно, если эвгеосинклиналь заложилась на океанической коре, возникает необходимость объяснить происхождение современного гранито-гнейсового фундамента этой зоны. Сторонники фиксистой точки зрения полагают, что древний синалический фундамент всегда подстилал эвгеосинклинальную зону и лишь местами подвергся базификации; сторонники мобилизма формирование гранито-гнейсового фундамента Урала обычно связывают с процессами длительной эволюции и геохимического перерождения базальтового и осадочного слоев океана. По этим представлениям возраст фундамента Урала должен отвечать заключительным этапам вариссийской складчатости.

Анализ тектоники и истории развития Уральской складчатой области позволил нам прийти к выводу о том, что вся эвгеосинклинальная зона Урала находится в аллохтонном залегании и тектонически подстилается древним континентальным фундаментом [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов, Казанцева, 1977б]. Установлено, что процесс шарьирования Уральской геосинклинали на Восточно-Европейскую платформу был длительным, происходившим в течение всего палеозоя. Этот процесс и определил важнейшие особенности магматизма, метаморфизма, осадконакопления и металлогении области.

Особенностью строения эвгеосинклиналей зоны Урала является чрезвычайно широкое развитие гипербазитов и габброндов. Ультраосновные массивы обычно группируются в линейно вытянутые протяженные пояса субмеридионального простирания. Сначала выделялось четыре таких пояса, затем количество их возросло до шести [Романов, 1949, 1958], а в настоящее время при неоднозначной трактовке выделено до тринадцати поясов [Соболев, 1961; Пронин, 1965; Малахов, 1966; Москалева, 1974; и др.].

Самый западный гипербазитовый пояс — Салатимско-Кимперсайский — включает три отрезка: Хадатинско-Войкаро-Салатимский на Полярном и Приполярном Урале, Платиноносный на Северном и Среднем Урале и Кимперсайский на Южном Урале. Пояс располагается вдоль восточной границы метаморфических комплексов хребта Уралтау. К наиболее известным массивам Салатимско-Кимперсайского пояса принадлежат: на Полярном Урале — Войкаро-Сыньинский, Пай-Ер, Рай-Из, Хадатинский, на Северном и Среднем Урале — Салатимский, Кытлымский, Нуралинский, на Южном Урале — Кимперсайский, Хабарнинский, Ишкининский, Байгускаровский, Присакмарский. Согласно Ю. Д. Смирнову [1959], Ю. Д. Смирнову и А. А. Кухаренко [1960], И. А. Малахову [1966], ультрабазиты этого пояса имеют позднеордовикский возраст в северном отрезке пояса и венлокский и допозднелудловский в средней его части. Большинство датировок возраста гипербазитовых тел южной части пояса ук-

ладывается в силурийскую эпоху. По В. М. Сергиевскому [1960], Присакмарский массив имеет лландоверийский возраст, Е. А. Шумихин [1963] время формирования южной группы массивов считает силурийским. Таким образом, наиболее вероятным временем становления Салатимско-Кимперсайского гипербазитового пояса следует признать поздний ордовик—силур.

Серовско-Невьяновский пояс располагается восточнее рассмотренного, на границе Тагильского синклиория с Восточно-Уральским поднятием. Наиболее известны в нем массивы: Устейский, Серовский, Невьяновский, Верхнетагильский, Красноураловский. Датировки их возраста укладываются в интервале от среднего до верхнего девона [Архангельский, 1953; Спасский, 1963; и др.]. Миасско-Кацбахский гипербазитовый пояс разграничивает Магнитогорский синклиорий и Восточно-Уральский антиклинорий и включает Куликовский, Сахаровский, Черниговский, Кацбахский и ряд мелких массивов. По Н. Н. Дингельштедту [1933], Куликовский массив сформировался в верхнем девоне; на послесреднедевонский возраст мелких массивов пояса указывает И. А. Малахов [1966].

Далее к востоку известен Алапаевско-Татищевский гипербазитовый пояс, располагающийся вдоль Восточно-Уральского поднятия и Алапаевско-Брединского погружения. Он объединяет Алапаевский, Останинский, Режевский, Баженовский, Ключевской, Теченский, Успенский, Татищевский, Варшавский, Каряжский, Айдырлинский и другие массивы. Известны многочисленные указания на раннекаменноугольный возраст подавляющего большинства названных массивов [Мамаев, 1961; Булыкин, 1962; Малахов, 1966; и др.]. Еще восточнее развит Полтавско-Киембайский пояс, который отделяет Алапаевско-Брединское погружение от Восточно-Мугуджарского антиклинория и включает массивы: Муслюмовский, Полтавский, Гогинский, Каменнодольский, Наследницкий, Подольский, Кайрактинский, Киембайский и др. По данным Л. Д. Булыкина [1962], возраст Полтавского, Елизаветпольского и Гогинского массивов послеранневизейский. Самый восточный Джетыгаринско-Аккаргинский пояс гипербазитов изучен очень слабо. В литературе имеются лишь сведения о доэйфельском возрасте Джетыгаринского массива [Смирнов, 1953; Булыкин, 1962].

Большинство исследователей до недавнего времени происхождение массивов гипербазитов связывали с внедрением последних в виде расплавленной магмы. Поэтому возраст массивов определялся по вмещающим породам, которые они прорывают. Впоследствии выяснилось, что взаимоотношения ультраосновных пород с окружающими толщами всюду являются тектоническими, а не интрузивными, а сами гипербазиты представляют собой фундамент океанической коры. Поэтому формирование гипербазитовых поясов следует рассматривать как процесс сугубо тектонический.

По современным представлениям, гипербазиты как твердые породы образовались еще в глубоком докембрии, когда сформировалась мантийная оболочка Земли. В последующие геологические эпохи они неоднократно тектонически внедрялись в верхние слои литосферы, формируя крупные гипербазитовые пояса. Следовательно, время становления гипербазитового пояса может определяться по возрасту самых ранних тектонических дислокаций, проявленных в пределах пояса. Возраст же вмещающих образований служит лишь дополнительным критерием, позволяющим контролировать время шарьирования гипербазитов.

Возможность определения возраста гипербазитовых массивов по наличию зерен ультраосновных пород в осадочных толщах известного возраста, хотя и представляется ограниченной, особенно в регионах, где их становление было разновременным, тем не менее имеет важное значение для палеотектонических построений. Возраст интрузий, прорывающих гипербазиты, также учитывался при определении времени формирования офиолитовых поясов. Известны лишь единичные работы, где предприняты попытки обосновать возраст гипербазитов на основе определения абсолютного возраста минералов: моноклинного пироксена (методом сравнительной дисперсии Е. А. Кузнецова) либо флогопита — вторичного минерала, возникшего после метаморфических преобразований ультраосновных пород. В первом случае цифра абсолютного возраста для перидотитов из массивов Крака соответствует 440 млн. лет [Казанцева, 1970]; во втором — для Кимперсайского массива —  $404 \pm 18$  млн. лет [Павлов и др., 1968]. М. А. Гаррис [1977] приводит датировки возраста пироксенитов и амфиболитов из Хабарнинского массива, укладываемые в интервал от 495 до 380 млн. лет, горнблендитов Качканарского массива —  $600 \pm 70$  млн. лет, габбро-амфиболитов Кимперсайского массива — 570 млн. лет и др. Все эти цифры фиксируют метаморфические преобразования гипербазитов, возможно, связанные с этапами тектонических деформаций.

В ряде работ нами приводились доказательства аллохтонного залегания всех выходов ультраосновных пород Урала [Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971, 1973; Казанцева, 1970; Камалетдинов, 1974; Kamal'dinov, Kazanceva, 1970, 1973; и др.]. Крупнейший Салатимско-Кимперсайский гипербазитовый пояс, прослеживающийся от Южного до Полярного Урала, представляет собой фронтальную часть Главного Уральского шарьяжа, состоящую из меланжированных офиолитовых комплексов, что особенно хорошо видно на Байгускаровском гипербазитовом массиве — одном из наиболее крупных тел ультраосновных пород южной части рассматриваемого пояса [Камалетдинов, Казанцева, 1971, 1977а]. Подошва этого крупнейшего аллохтона выступает на дневную поверхность на восточном склоне хребта Уралтау, но местами обрывки шарьяжа сохранились от размы-

ва и на западном склоне Урала (Кракинский, Сакмарский и другие шарьяжи). Детальными геологическими съемками, бурением и геофизическими исследованиями на всем протяжении Урала установлено пологое тектоническое налегание ныне разобщенной гипербазитовой пластины основания Главного Уральско-го шарьяжа на миогеосинклиналиную зону Урала. Аллохтонное положение гипербазитов, обнажающихся вдоль фронта Главного Уральского шарьяжа, установлено бурением и сейсморазведкой на Байгускаровском, Халиловском, Хабарнинском и Кимперсайском массивах. Судя по материалам бурения и сейсморазведки, на Южном Урале углы падения подошвы шарьяжа колеблются от 10 до 30°. Структурное положение более восточных гипербазитовых поясов Урала аналогично Салатимско-Кимперсайскому [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов и др., 1978].

Геофизические материалы и данные бурения свидетельствуют о небольшой мощности массивов ультраосновных пород. Так, подошва Ключевского массива Серовско-Невьяновского пояса, по данным гравиметрии, залегает на глубине 1,5—4,5 км. Группа массивов Джетыгаринско-Аккаргинского пояса имеет мощность менее 900 м. Судя по геофизическим материалам (грави-, магнито-, электро- и сейсморазведка), мощность серпентинитов Айдырлинского массива не превышает 350—400 м. Скважины, пробуренные в серпентинитах у западного края Айдырлинского гипербазитового массива, на глубинах от 100 до 200 м вскрыли известняки нижнего карбона, подстилающие этот массив. Расчеты, выполненные в последние годы О. В. Беллавиным и И. Ф. Тавриным по материалам детальных гравиметрических исследований, показали, что крупнейший Алапаевский гипербазитовый массив имеет толщину не более 2—3 км. Подошва Первомайского и Баженовского массивов ультраосновных пород прослеживается на глубине не более чем 1—2 км.

Итак, все гипербазитовые пояса Урала можно рассматривать как аллохтонные массы пород океанической коры, выведенные на поверхность крупными шарьяжами, омолаживающимися в восточном направлении. При этом устанавливаются три крупнейших этапа шарьирования гипербазитов в виде поясов, отвечающие отрезкам времени: поздний ордовик — поздний силур; средний — поздний девон и послераннекаменноугольный, что хорошо увязывается с этапами глаукофанизации, выраженными в цифрах абсолютного летоисчисления.

В последние годы изучение геологической позиции и условий формирования глаукофановых сланцев привело многих исследователей к мысли о возможности использования их при палеотектонических реконструкциях. Как известно, эти породы, образовавшиеся в условиях высоких давлений и низких температур, приурочены к зонам интенсивных дислокаций. В ряде складчатых областей установлено, что появление таких пород соответствует режиму тектонического сжатия и шарьяжеобра-

зования. Изучение молодых офиолитов и голубых сланцев Новой Каледонии и Новой Гвинеи дало основание Р. Колману [1974] утверждать о надвигании океанической коры на края континентов. Именно процессом шарьирования океанической плиты на тонкие края континентов он объясняет образование голубых сланцев и совместное нахождение их с офиолитовыми комплексами. «Обширные... надвинутые зоны, расположенные позади голубосланцевых комплексов желоба» известны в горах Кламат Северной Калифорнии [Дж. Дьюи, 1974, с. 217]. По данным Г. Девиса [Davies, 1968], офиолитовый пояс Папуа образует пластину океанической коры, надвинутую на континентальную кору. Этот пояс протяженностью около 400 км, подобно Главному Уральскому, сложен гарцбургитами, дунитами, габбро и базальтами.

К западу от шовной зоны Главного Уральского шарьяжа и параллельно ему от Байдарацкой губы до Мугоджар на расстоянии 2000 км прослеживается прерывистая полоса глаукофановых сланцев. Глаукофановые сланцы встречаются в основном среди метаморфических комплексов зоны Уралтау, слагающих постель шарьяжа. Глаукофаносодержащие породы, расположенные вдоль шовной зоны Главного Уральского шарьяжа, часто находятся совместно с эклогитами и образуются за счет преобразования вулканитов основного состава. Нередки случаи генезиса их по другим породам (кислым вулканитам, гранитоидам, метапелитам), по возрасту соответствующим позднему докембрию и раннему палеозою [Кейльман, Бутин, 1975]. Однако процессы глаукофанизации и эклогитизации на Урале по времени разорваны — первый процесс значительно моложе последнего и многократно повторяется (от  $1560 \pm 40$  до  $616 \pm 60$  млн. лет) [Удовкина, 1976]. Время глаукофанизации оценивается в  $400 \pm 20$  млн. лет [Ленных, 1974; Гаррис, 1977],  $406 \pm 18$  млн. лет [Удовкина, 1976], 445—430 млн. лет назад [Добрецов и др., 1971]. Исследования Ф. Р. Апельцина и Л. Н. Якушина [1970], С. Г. Караченцева [1972], Г. А. Кейльмана и В. В. Бутина [1975], В. В. Шалагинова [1975] свидетельствуют о неоднократном возникновении глаукофаносодержащих минеральных ассоциаций в одной и той же структурной зоне. По данным последнего из названных авторов, глаукофанизация осуществлялась не менее чем в три этапа (интервалы 411 и 427; 353 и 346; 284 млн. лет), а по данным Г. А. Кейльмана и В. В. Бутина, интервалы датировок соответствуют 420—410; 360—340; 290—280 и менее 240 млн. лет.

Следовательно, геологическая позиция, условия образования и радиологические датировки глаукофановых сланцев Урала свидетельствуют о не менее чем трехэтапном надвигании Главного Уральского шарьяжа на метаморфизованные комплексы зоны Уралтау в интервале времени от раннего силура до позднего карбона. Причем два последних этапа надвигания Главного Уральского шарьяжа совпадают со временем формирования

более молодых гипербазитовых поясов, расположенных восточнее. Таким образом, первый этап шарьирования совпадает с возрастом становления Салатимско-Кимперсайского, второй — Серовско-Невьянского и Миасско-Кацбахского, третий — Алапавско-Татищевского и Полтавско-Киёмбайского поясов. При таком последовательном шарьировании океанических пластин на миегосинклинальную зону Урала самый западный — Салатимско-Кимперсайский пояс, располагающийся в основании тектонических пластин эвгосинклинальной зоны, испытал многократное горизонтальное перемещение.

В трудах А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова, В. М. Сергиевского, Б. М. Романова, И. Д. Соболева, Д. С. Штейнберга, Т. А. Смирновой, Т. И. Фроловой, Д. Г. Ожиганова и других исследователей установлены многие важные особенности развития магматизма на Урале. Палеозойский магматизм, впервые проявившийся на Урале в ордовике — силуре, интенсивно развивался и продолжался вплоть до раннего мезозоя. В настоящее время установлены следующие главные особенности палеозойского магматизма на Урале.

Пространственно-временная миграция вулканизма. Такая миграция устанавливается при анализе размещения в структурах восточного склона Урала однотипных, но разновозрастных формационных рядов. Под вулканическим формационным рядом понимается комплекс формаций излившихся пород, характеризующийся направленной эволюцией петрохимического состава в виде смены во времени основных их членов более кислыми при увеличении роли щелочей. Каждый формационный ряд соответствует одному крупному этапу тектонического развития Урала. В результате выясняется закономерная и периодическая повторяемость названных рядов в широтном направлении, поперечном к простираению складчатой области. При этом наиболее древние ряды располагаются на западе при постоянном омоложении их к востоку. И. Д. Соболев [1969] на восточном склоне Урала выделяет три этапа магматизма, каждый из которых соответствует единому формационному ряду и в каждом из которых повторяется закономерная смена формационного состава вулканитов. Древнейший из них — ордовикско-раннедевонский — представлен в ордовике диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами и кремнистыми сланцами; в лландовери и венлоке — контрастной кварц-альбитофиро-диабазовой, иногда непрерывной андезито-дацито-кварц-альбитофировой формацией; выше, вплоть до эйфельского яруса среднего девона включительно, — порфиритовой формацией (андезито-базальты, базальты, андезитовые порфириты и их пирокласты). В верхних частях в эффузивах иногда наблюдается повышенное содержание калия либо присутствуют щелочные базальтоиды. Этот формационный ряд является характерным для Тагильского синклиория.

Следующий — среднедевонско-раннетурнейский этап магматизма со спилито-диабазовой и контрастной кварц-альбитофи-ро-диабазовой формациями в основании разреза, с непрерывной андезито-дацитовой, залегающей в средней части, и с порфири-товой формацией, венчающей разрез, слагает Магнитогорский синклиорий, располагавшийся вначале восточнее Тагильского, но сейчас тектонически сближенный с последним.

Для позднетурнейско-наюрского этапа магматизма, представленного в более восточных структурах, характерна аналогичная смена типа и состава вулканитов. Нижняя часть интервала в Восточно-Уральском и Тюменско-Кустанайском прогибах сложена спилитами и диабазами, сменяющимися вверх по разрезу кварцевыми альбитофирами, андезитами и дацитами (Восточно-Уральский прогиб). Породы порфиритовой формации (андезиты, андезито-базальты и базальты) известны в пределах Тюменско-Кустанайского прогиба (валерьяновская свита). В последней отмечались трахитовые порфиры.

В Гайском районе Магнитогорского синклиория, по данным Е. С. Контаря [1967], омоложение центров вулканической деятельности происходит от области крайней западной Присакмарской зоны синклиория к его центральной части. Согласно М. Б. Бородаевской [1975], в трех смежных структурно-фациальных зонах Магнитогорского синклиория наблюдается постепенное омоложение вулканизма в восточном направлении с четко проявленной повторяемостью формаций. Латеральный ряд вулканических формаций, отражающий миграцию магматического режима с запада на восток в эвгеосинклинальной зоне Южного Урала, описала В. В. Коптева [1976].

Таким образом, мы видим, что в современном плане наиболее древний вулканический формационный ряд располагается на крайнем западе эвгеосинклинальной зоны, а наиболее молодой — на востоке.

Эволюция химического состава изверженных пород во времени. Эта эволюция заключается в закономерной смене магматических формаций от существенно основных на ранних стадиях геосинклинального процесса до кислых и щелочных на средних и поздних стадиях [Сергиевский и др., 1969; и др.].

На Среднем и Северном Урале, по данным Д. С. Штейнберга и М. В. Ереминой [Сергиевский, 1969], для интервала времени от ордовика до раннего девона присущи формации: а) диабазовая ( $O-S_1$ ), представленная в основном базальтами обычной натровой серии, бедными железом, титаном и калием; б) базальто-андезито-липаритовая ( $S_1w$ ), сложенная непрерывной известково-щелочной серией (основные базальты, нормальные базальты, андезито-дацито-липариты); в) андезито-липаритовая ( $S_2$ ) — непрерывная известково-щелочная серия от андезито-базальтов до липаритов; г) порфиритовая ( $S_2-D_1$ ), в составе которой преобладают базальтовые и андезито-базальто-

вые порфириды (отличительной особенностью их химического состава является низкое содержание железа и титана при устойчивом содержании окиси калия, обратное пропорциональное их известковистости); д) базальто-трахитовая ( $S_2-D_1$ ), представленная базальтами и трахитами без постепенных переходов между ними. Для базальтов характерно повышенное содержание щелочей при недосыщенности кремнеземом, пониженном содержании железа и титана, а также присутствие разновидностей, обогащенных калием. На Южном Урале аналогичный ряд формаций развит в среднем — верхнем девоне.

В Магнитогорском синклинии, по данным Д. С. Штейнберга и М. В. Ереминой [Сергиевский, 1969], выделяются следующие формации: а) диабаз — кварцево-альбитофирровая карамалыташской свиты ( $D_{2e}$ ), диабазы и базальтовые порфириды которой близки к нормальному толеитовому базальту с несколько пониженным содержанием титана и кальция; б) базальт — андезито-дацито-липаритовая улутауской свиты ( $D_{2gv}$ ) и в) порфириновая колтубанской свиты ( $D_{3fr}$ ), состоящая из базальто-трахитовой и трахито-липаритовой ветвей. Базальты часто недонасыщены кремнеземом. Серия носит ярко выраженный калиевый характер.

Согласно исследованиям В. А. Маслова и П. В. Аржавитина [1974], образования контрастной липарит-базальтовой формации натровой серии силура Магнитогорского синклиория характеризуются относительно устойчивым и высоким содержанием железа и титана в основных породах и резким дефицитом калия в кислых; верхнесилурийско-нижнедевонская липарит-базальтовая непрерывная формация той же натровой серии обладает относительно низкими содержаниями железа, титана, кальция и повышенными — магнезии и кремнезема в основных породах. Раннедевонской и раннеэйфельской андезито-базальтовой слабо дифференцированной формации свойственна сравнительная бедность титаном и железом при повышенном содержании кальция.

Приведенный выше ряд вулканических формаций В. А. Маслов и П. В. Аржавитин отнесли к I этапу развития магматизма. Во II этапе (средний — верхний девон) формационный ряд, по данным названных авторов, начинается контрастной натровой липарито-базальтовой формацией раннеживетского возраста с широким участием кислых пород. По химическому составу основные породы несколько отличаются от силурийских большим содержанием глинозема, окиси калия и меньшим — магнезии и титана. Третий этап магматизма (основание визейского времени) характеризуется нормальными соотношениями в породах калия и натрия, повышенной титанистостью базальтоидов и отнесится к щелочной серии. Итак, эволюция химизма вулканистов заключается в направленном изменении их состава от основных к кислым при постоянном повышении роли калия.

Отмеченные закономерности в эволюции химического состава магматических пород принято объяснять различными причинами. Например, значительное разнообразие пород в вулканических формациях Магнитогорского синклиналии и возрастание в них роли кислых членов объясняются явлениями ассимиляции, когда магма по мере своего движения насыщается сиалическим веществом [Фролова, Бурикова, 1977]. Однако такую ассимиляцию трудно допустить. Как справедливо отметил В. В. Жданов [1964, с. 125], «не ясно почему на новом этапе тектоно-магматического развития какого-либо района, при тех же подводящих каналах, уже стерилизованных первой фазой магматизма, схема изменения состава интрузий от основных к кислым всегда сохраняется. Таким образом, ассимиляционная гипотеза не в состоянии объяснить наблюдаемые природные явления».

Нам представляется, что изменения химического состава магматических пород наилучшим образом объясняются тектоническим и геохимическим взаимодействиями офиолитовых пластин с континентальным основанием — источником сиалического материала. Пластина офиолитов, надвигаясь на край континентального фундамента, подминала его под себя, вызывая погружение в область высоких температур и давлений. Сколовые нарушения, возникающие в аллохтонной пластине, снижая гидростатическое давление, способствовали плавлению сиалических пород на глубине, выведению магмы в более высокие горизонты и излиянию ее на поверхность. Процесс расплавления глубоко погруженного под аллохтоны континентального фундамента начинался с его подошвенной части, где господствовали более высокие температуры. Поэтому расплавлению сначала подвергались породы базальтового слоя. По мере возрастания сверху нагрузки тектонически скученных пород и «съедания» базальтового слоя в область больших глубин и высоких температур погружался и подвергался плавлению более легкий гранитный слой. В соответствии с этим пластина офиолитов насыщалась поступающими из глубины порциями флюидов сначала основного, затем среднего и кислого состава. Поскольку тектонические пластины перемещались над магматическим очагом, центры активного вулканизма в каждой пластине мигрировали в направлении, противоположном движению шарьяжей. В соответствии с рассмотренным механизмом образования магм общей тенденцией проявления вулканизма является все большее раскисление флюидов, насыщающих офиолитовые пластины в направлении с запада на восток.

Особенности строения «габбровой формации». Большая часть пород «габбровой формации» сосредоточена в пределах Платиноносного пояса Урала. По данным Д. С. Штейнберга [1969], здесь находится около 40% всех габброидных интрузий Урала. Как известно, в этом поясе развиты породы от ультраосновного до кислого состава. Гиперба-

зиты распространены в виде цепочки вдоль западного края пояса, центральная часть пояса сложена габброидами, а восточная — гранитоидами (гранодиоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами). Известны также сиенито-диориты и сиениты, располагающиеся еще восточнее. Породы основного состава занимают 80% площади всех интрузивных образований пояса.

Длительность формирования пород от ультраосновного до кислого состава, по данным М. А. Гаррис [1977], оценивается в 100 млн. лет. Последовательность становления массивов разного состава можно показать на примере Салдинского комплекса, где возраст амфиболитов р. Исы определен цифрой 431 млн. лет; гранодиоритов и диоритов пос. Жданка и Бородинка — 428—410 млн. лет; плагиогранитов, гранитов и пегматитов Верхотурского гранитного массива — 397—375 млн. лет; гранитов Пийского участка и близ г. Красноуральска, вскрытых скважинами, — 380—370 млн. лет [Гаррис, 1977].

Происхождению габбро посвящены многочисленные работы, показывающие, что генезис этих пород — вопрос сложный и в настоящее время окончательно нерешенный. В исследованиях В. Ф. Морковкиной и С. И. Гавриловой [1965], С. В. Москалевой [1974], Г. Б. Рудника [1965], А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой [1967], а также других исследователей доказывается, что метасоматические процессы сыграли важную и даже решающую роль в становлении этих пород. Процесс габброидизации, по С. В. Москалевой [1974], включает этапы амфиболизации, сосюритизации, гранитизации и фельдшпатизации. Развивается он либо по значительно серпентинизированному, либо по диопсидитизированному дунит-гарцбургиту.

В первом случае преобразование осуществляется по схеме: хлорит-эпидот-сосюритовый агрегат — амфибол-средний плагиоклаз-основной плагиоклаз. Во втором случае процесс начинается с амфиболизации, затем сосюритизации пироксена и завершается образованием кислого, а впоследствии основного плагиоклаза. Таким образом, образование габбро С. В. Москалева рассматривает как закономерно развивающийся (от низкотемпературных минеральных ассоциаций к более высокотемпературным) прогрессивный метаморфизм, соответствующий вначале зеленосланцевой, затем амфиболитовой и венчающийся гранулитовой фацией. Согласно В. Ф. Морковкиной [1960], метасоматический генезис габброидов — факт, отчетливо зафиксированный в пределах Собско-Войкарского гипербазитового массива на Полярном Урале. Здесь в краевых частях гипербазитового тела располагаются габброидные породы, характер строения, обилие разновидностей и разнообразие структурно-текстурных типов которых «можно сопоставить с типичными инъекционно-метасоматическими образованиями некоторых областей гранитизации» [с. 400]. Следует заметить, что приуроченность тел габбро к краям гипербазитовых массивов является закономерностью, присущей не только Платиноносному поясу.

Такое пространственное положение габброидов наблюдалось нами вдоль Кракинских и Катралинских ультраосновных массивов, а также во многих других пунктах. По данным бурения, в основании Хабарнинского массива также располагаются габброиды и амфиболиты. Микроскопические исследования габброидов и прилегающих к ним гипербазитов отчетливо свидетельствуют о широком развитии метасоматоза, выражающемся в наследовании плагиоклазом формы зерен замещенного им оливина, сохранении во вновь образованной мелкозернистой плагиоклазовой массе петельчатой структуры дунита, в развитии диопсида, энстатита и гиперстена по оливину и первичному пироксену гипербазитов псевдоморфно, иногда в виде каемок вокруг скоплений оливина, в ясно выраженных явлениях полевошпатовой иньекции по трещиноватости и зонам дробления и т. д. Учитывая, что габброиды образовались по рассланцованным и дробленным, а также уже серпентинизированным гипербазитам, В. Ф. Морковкина делает справедливый вывод о значительной отдаленности времени становления первых от последних. Это, в свою очередь, исключает трактовку генезиса габбро как результат кристаллизованной дифференциации ультраосновной магмы. Согласно В. Ф. Морковкиной [1965], таким же путем по дунитам и перидотитам, претерпевшим дробление и последующую серпентинизацию, происходила и пироксенизация. Этот процесс ею связывается с поступлением из глубины метаморфизирующих растворов и, возможно, расплавов (иньекций), проникающих в твердые дунит-перидотиты по трещинам и зонам нарушения. В. Ф. Морковкина [1965, с. 64—65] отмечает, что «растворы неоднократно менялись по составу, температуре и химическому потенциалу, поступление их носило прерывистый характер с явлениями затухания и возобновления деятельности, подобно существующим в областях активного вулканизма газово-жидким взрывам и фумаролам... Вероятно, следует допустить, что при каких-то, еще не ясных условиях, связанных с развитием глубинных разломов, возможно поступление с глубины обильного количества растворов, привносящих с собой Al, Ca и Si, взаимодействие которых с ультраосновными породами приводит к коренной переработке и образованию магнеподобных пород и минералов».

О возникновении пикросенитов и габброидов Кытлымского массива из первичных дунитов под воздействием метасоматоза свидетельствуют исследования А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой [1967]. Они пишут, что «источник химизма... метасоматоза... пока не находит удовлетворительного объяснения» (с. 24).

Наблюдаемая на Нуралинском массиве вертикальная зональность в размещении ультраосновных пород (снизу вверх: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, дунит-пироксенитовый полосчатый комплекс), согласно Г. Б. Руднику, является результатом метасоматического замещения по густой сети пересекающихся трещин сначала оливина ромбическим пироксеном с образова-

нием гарцбургитов, затем ромбического пироксена моноклинным (в основном диопсид) с образованием лерцолитов. Такая стадийность убедительно доказывается структурными особенностями на стыке смежных разновидностей пород. Эти преобразования Г. Б. Рудник объясняет, в соответствии с гипотезой И. Боуэна и О. Таттла [1950], тем, что ультраосновная магма в момент заполнения камеры интрузии представляла собой массу, состоящую из уже выкристаллизовавшихся зерен оливина и небольшого количества межгранулярной жидкости, и поэтому метасоматические преобразования считает результатом взаимодействия высокоподвижной остаточной жидкости, обогащенной парами воды, кремнеземом, кальцием и алюминием с ранее выкристаллизовавшимися зернами оливина. Этот процесс Г. Б. Рудник назвал автометасоматической дифференциацией. Однако для столь масштабных метасоматических преобразований, какие наблюдаются на Урале, небольшого количества «межгранулярной жидкости», да еще обогащенной элементами, дефицит которых для ультраосновной магмы доказывается составом самой исходной породы, явно недостаточно.

Метасоматический процесс должен быть обусловлен присутствием в значительных количествах вещества более кислого, нежели гипербазиты, и насыщенного необходимыми элементами. Где же может находиться источник такого вещества? Ответ, очевидно, может быть один: поставщиком вещества в неограниченном количестве могла быть лишь континентальная кора. Сиалический материал в этом случае должен располагаться в непосредственной близости от офиолитовых комплексов, так как дальняя миграция его с континента в сторону океана представляется невозможной. Следовательно, необходимо признать, что в период габброидизации происходили значительные горизонтальные перемещения океанической коры и шарьирование ее на континентальную. В этом случае породы кислого, основного и ультраосновного состава будут тектонически совмещены в одной вертикальной колонке: вверху — офиолиты, внизу — гранитоиды и базальты. Мы уже отмечали, что именно такое строение имеет земная кора эвгеосинклинальной зоны Урала по данным геофизики.

Аллометаморфическая природа габброидов и пироксенитов при такой последовательности напластования пород представляется вполне реальной. Об этом, кроме изложенного выше, свидетельствует и общее закономерное повышение кислотности пород в восточном направлении в пределах Платиноносного пояса Урала, а также развитие там же инъекций более кислых производных в основные.

Мы уже отмечали, что по мере погружения под аллохтоны континентальный фундамент плавился снизу вверх от базальтового к гранитному слою. Поэтому первые порции флюидов, поступающие из глубин, имели основной состав, а последующие — более кислый. Мы также отмечали существование общей

тенденции латеральной миграции состава магматических пород от основных к кислым в восточном направлении, что объясняется перемещением офиолитовых пластин на запад. Эти особенности развития магматизма хорошо согласуются с рассмотренным механизмом образования «габбровой формации».

Особенности строения «гранитовой формации». На восточном склоне Урала эта формация пользуется значительным распространением. Причем преобладающая часть гранитоидных интрузий и гнейсовых комплексов сосредоточена в пределах Восточно-Уральского поднятия. По данным Д. С. Штейнберга [1969], «гранитовую формацию» характеризуют следующие особенности.

1. Широкий возрастной диапазон гранитовых интрузий. В настоящее время выделяются раннепротерозойские, позднепротерозойские, среднепалеозойские и позднепалеозойские возрастные группы. Наибольшим распространением пользуются позднепалеозойские граниты и гранитоиды. Возраст отдельных фаз в них: 380—370, 330—300, 290—270, 260—250 млн. лет. Последняя цифра определяет возраст жильных производных формаций.

2. Широкое развитие мигматитовых и гранито-гнейсовых комплексов, часто окружающих гранитовые массивы.

3. Приуроченность гранитовых массивов и гнейсовых комплексов к положительным структурам различного порядка.

4. Состав вмещающих граниты толщ разнообразен: одни массивы располагаются преобладающе среди осадочных пород, другие — среди вулканических преимущественно основного состава.

5. Интрузивы гранитоидов восточного склона Урала почти не имеют своих эффузивных аналогов.

6. На Урале по условиям образования выделяются интрузивные граниты и метасоматические гранитоиды с реликтами строения замещенных толщ и с явлениями гранитизации через постепенные переходы.

В настоящее время наиболее распространенными являются три концепции образования гранитов: магматическая, метасоматическая и путем анатексиса пород. Согласно первой из них, граниты являются производными либо непосредственной гранитной магмы, либо получаются из магм другого состава (базальтового) или мантийного вещества путем магматической дифференциации. Основные возражения против магматической гипотезы сводятся к малой вероятности дифференциации верхней мантии ввиду высокой эффективной вязкости ее вещества [Менерт, 1971] и так называемой проблеме пространства, в соответствии с которой граниты не могут внедриться в пространство, занятое другими породами, даже при частичном усвоении магмой этих пород [Шубер, 1972].

С происхождением гранитов за счет анатексиса пород в противоречии находится приуроченность их к вулканогенным породам основного состава, переплавление которых привело бы к

значительно более широкой гамме пород. Кроме того, известно, что граниты богаты  $K_2O$ , в то время как основные породы бедны ей. По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [1967], в континентальной коре  $K_2O$  в 100—1000 раз больше, нежели в породах мантии. Видимо, большое значение, которое в настоящее время придается метасоматическим процессам при образовании гранитов, не случайно. При этом проблема питания флюидами для метасоматоза, очевидно, может быть решена таким же образом, как при образовании вулканических пород и габброидизации, т. е. источником их являются породы сиала, погруженные под аллохтонными океаническими массами. В этом случае объяснима и связь гранитов с антиклинальными структурами. Вероятно, происходит инъецирование легкими (по отношению к залегающим выше более основным породам) сиалическими массами, подобно тому, как каменная соль и пластичные глины образуют диапиры, прорывая снизу толщу осадочных пород.

Выше мы видели, что такие важные составляющие геосинклинального процесса, как формирование гипербазитовых поясов, магматизм и метаморфизм, обязаны своим образованием шарьированию пластин океанической коры на континентальную плиту в условиях горизонтального сжатия. Причем активное развитие геосинклинального процесса происходит лишь при наличии сиалических масс, тектонически подстилающих офиолиты.

Это свидетельствует о том, что весь цикл развития геосинклинального процесса связан со значительными горизонтальными перемещениями масс горных пород. Важным механизмом при этом является непрерывное изостатическое выравнивание геологических образований, происходящее в соответствии с их плотностными характеристиками. Оно осуществляется путем погружения континентальных сиалических пород под весом офиолитовых шарьяжей в область высоких температур, их расплавления, а затем всплытия более легких разностей и излияния на поверхность в виде различного рода магм. Таким образом, создается определенное подвижное равновесие между верхней мантией и корой, подобное тому, какое существует между земной корой, гидросферой и атмосферой. Генеральным геохимическим процессом в геосинклинальном развитии складчатой области является неуклонная сиалификация аллохтонной океанической коры за счет поступления кислых флюидов из древнего кристаллического основания.

Сведения о глубинах возникновения магматических очагов не противоречат изложенной схеме происхождения магм разного состава. Известно, что зарождение магм часто происходит на глубинах, не превышающих 100 км. Наблюдениями на Ключевском вулкане установлено залегание магматического очага на глубине 50—60 км. М. В. Гзовский [1963], основываясь на геотермических исследованиях, пришел к заключению о наличии

на глубине 50—60 км температур около 1000°. В обычных условиях на этой глубине породы находятся в твердом состоянии, вследствие высокого всестороннего давления, составляющего около 20 000 атм. Однако сколовые деформации, возникающие в тектонически активной зоне, могут снизить горное давление и вызвать расплавление пород.

Первые порции расплава, поступавшие на земную поверхность при шарьировании офиолитов, как уже отмечалось, имели основной состав. Это объясняется тем, что зоны высоких температур вначале достигают породы базальтового состава. По мере дальнейшего надвигания океанической коры на континентальную в зону плавления пород вовлекается гранито-гнейсовый фундамент континента и на поверхность изливаются лавы кислого состава. После «рассасывания» порции сиалических пород, погрузившихся ниже фазовой границы, наступает изостатическое равновесие, и магматизм в пределах данной тектонической пластины прекращается. Отложения, залегающие стратиграфически выше, уже не содержат вулканитов, наступает режим осадконакопления, который можно условно назвать субплатформенным или миогеосинклинальным. Все повторяется в той же последовательности при шарьировании следующей к востоку океанической пластины. Вместе с тем по мере движения на восток от пластины к пластине роль магмы кислого состава все более возрастает, что связано с погружением более высоких уровней гранито-гнейсового фундамента под новыми шарьяжами, образующими мощные пакеты аллохтонов.

Как отмечалось выше, в каждой тектонической пластине после ее шарьирования и завершения цикла активных проявлений магматизма наступает «спокойный» режим субплатформенного осадконакопления. Следовательно, мы вправе ожидать, что нижняя возрастная граница субплатформенного режима на Урале будет снижаться в западном и подниматься в восточном направлениях от более ранних шарьяжей к более поздним. Изучение особенностей осадконакопления в пределах восточного склона Южного Урала подтверждает это предположение.

Установлено существование латеральной миграции субплатформенного режима осадконакопления в восточном направлении, выраженной омолаживанием осадочной части разреза, лишенной проявлений вулканизма. Так, в крайней западной — Присакмарской структурно-фациальной зоне Южно-Уральской эвгеосинклинали стабилизация субплатформенного режима происходит начиная со второй половины среднего девона, в соседних с востока Ирландской и Учалинско-Сибайской зонах — с позднефранского времени. Еще восточнее, на территории Кизильской структурно-фациальной зоны, накопление осадков, не содержащих вулканитов, установилось с позднего визе, а в Магнитогорской зоне — только со среднего карбона. На западном крыле Восточно-Уральского поднятия триасовые образования представлены осадочными толщами, в то время как на восточ-

ном крыле этого поднятия развиты вулканогенно-осадочные образования. Породы же юрского возраста в пределах Восточно-Уральского поднятия постоянно осадочные, а вулканогенные аналоги их известны лишь на территории Западно-Сибирской низменности.

Итак, в формировании вещественного состава и тектонической структуры Уральской складчатой области главная роль принадлежит шарьированию офиолитовых пластин на край Восточно-Европейской платформы. Нам представляется, что этот механизм удовлетворительно объясняет все известные закономерности геосинклинального процесса как на Урале, так и в других складчатых областях. Очевидно, всюду геосинклинальный магматизм связан с выплавлением вещества из различных по составу слоев континентальной коры при тектоническом и геохимическом взаимодействии ее с океаническими офиолитами.

Известно, что с магматизмом складчатых областей связано образование многих рудных полезных ископаемых. Концентрация рудного вещества в колчеданосных, золоторудных, скарново-магнетитовых и других формациях, вероятно, связана с мобилизацией его в аллохтонных пластинах сиафицирующими флюидами — производными континентальной коры. Следовательно, этот процесс может рассматриваться как природное обогащение руд, в котором главную роль играет сиафикация аллохтонных материнских пород основного и ультраосновного состава. Этот механизм хорошо согласуется с такими известными фактами, как пространственная связь медноколчеданных месторождений с субвулканитами кислого состава и фоновое содержание рудных компонентов во вмещающих (материнских) породах, которое повсеместно оказывается выше кларкового.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Горизонтальными движениями земной коры без привлечения вертикальных можно объяснить все важнейшие геологические процессы и явления, происходящие в земной коре.

Складчатость и орогенез, процессы магматизма и метаморфизма, а также осадконакопление, рудообразование и нефтенаконпление связаны своим происхождением с латеральными перемещениями горных пород по шарьяжам и надвигам в условиях мощного бокового сжатия земной коры.

Все складчатые дислокации подчинены аллохтонным пластинам, ограниченным снизу послойными срывами в горизонтах пластичных пород либо поверхностями шарьяжей и надвигов.

Имеющиеся данные о геологии геосинклинальных и платформенных областей свидетельствуют, что вертикальные движения земной коры не имеют самостоятельного значения, а являются подчиненными горизонтальным, проявляясь как результат их трансформации.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
- Апельцин Ф. Р., Якушин Л. Н.* Процесс щелочного метаморфизма и поздних гранитоиды Полярного Урала.— В кн.: *Метаморфизм горных пород Урала*. Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1970, с. 63—70.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- Архангельский П. И.* Стратиграфия и тектоника мезозойских и нижнекайнозойских отложений восточной окраины Урала в Серовско-Ивдельском районе.— *Тр. ГГИ УФАН СССР*, 1953, вып. 22, с. 34—63.
- Базанов Э. А.* Геологическое строение Марковского поднятия. Л.: Недра, 1966, с. 106—114. (Тр./ВНИГРИ; Вып. 247).
- Бакин В. Е., Воробьев В. Н., Рыбьяков Б. Л.* Месторождения нефти и газа в кембрийских и верхнедокембрийских отложениях Сибирской платформы.— В кн.: *Геология, условия формирования и методика разведки месторождений нефти и газа в палеозойских и мезозойских отложениях Сибирской платформы*. Новосибирск, 1978, вып. 265, с. 26—43.
- Балдуччи А., Поммер Ж.* Нефтяное месторождение Хасси-Месауд, Алжир.— В кн.: *Науки о Земле*. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 382—393.
- Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М.: Гостехиздат, 1948. 559 с.
- Белоусов В. В.* Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование.— *Сов. геол.*, 1949, № 39, с. 3—28.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
- Белоусов В. В.* Проблемы происхождения складчатости.— В кн.: *Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования*. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 110—134.
- Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
- Беммелен Р.* Горообразование. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 104 с.
- Богданов А. А.* Тектоника Ишимбайского Приуралья. М.: МОИП, 1947. 148 с.
- Богданов А. А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат.— *Сов. геол.*, 1949, № 40, с. 9—22.
- Бондаренко П. М.* Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск: Наука, 1976. 116 с.
- Бородавская М. Б., Кривцов А. И., Агеева С. Т.* и др. Вопросы соотношений колчеданосных зон Тагильского и Магнитогорского прогибов.— В кн.: *Силуро-девонский вулканизм Южного Урала*. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 56—65.
- Бочкарев В. С.* Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М.: Недра, 1973. 120 с.
- Боуэн Н. Л., Татл О. Ф.* Система  $MgO-SiO_2-H_2O$ .— В кн.: *Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии*. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23—48.
- Брангулис А. П., Брио Х. С.* Типы локальных структур осадочного чехла Латвии и основные этапы их развития.— В кн.: *Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики*; Тез. VII годич. совещ. Комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, с. 24—25.
- Бронгулеев В. В.* Амагматические инъекционные явления на платформе.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1947а, т. 22, № 6, с. 41—53.
- Бронгулеев В. В.* О распространении, морфологии и генезисе мелкой тектонической складчатости на территории восточной части Русской платформы.— *Сов. геол.*, 1947б, № 16, с. 34—59.
- Бронгулеев В. В.* Мелкая складчатость платформы.— *Бюл. МОИП. Нов. сер.*, 1951, т. 14, вып. 18. 152 с.
- Бронгулеев В. В.* Проблема складкообразования в земной коре: Опыт структурного анализа герцинских форм Среднеаз. Каратау. М.: Недра, 1967. 291 с.

- Бубличенко Н. Л.* Что такое каратауские брекчи и почему с ними нельзя связывать полиметаллическое оруденение Каратау.—Пробл. сов. геол., 1934, № 7, с. 52—62.
- Булыкин Л. Д.* О возрасте ультраосновных интрузий Урала.—В кн.: Материалы по географии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 10, с. 73—74.
- Буняк В. Е., Мурич А. Т.* Геологические факторы выбросоопасности и методы их изучения.—В кн.: Прогноз выбросоопасности угольных пластов и вмещающих пород на стадии геологоразведочных работ: Тез. докл. к Всесоюзн. науч.-техн. семинару в г. Днепропетровске. М., 1977.
- Бухер В.* Эксперименты и мысли о сущности орогенеза.—В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 433—451.
- Быков Л. Н.* О законе распределения начального пластового давления в толще пород нефтяных, газовых и угольных месторождений: Докл. на науч.-техн. конф. Тульского горн. ин-та (2 апр. 1962 г.). М., 1962, с. 12—22.
- Валеев Р. Н., Гисматуллин Р. М., Шуликов Е. С.* О природе мелкой складчатости Восточно-Европейской платформы.—Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 196—199.
- Валеев Р. Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
- Варенцов М. И., Дорошко С. М., Королюк И. В.* и др. Сравнительная характеристика геологического строения и перспективы нефтегазоносности северных и южных впадин Предуралья и западного склона Урала. М.: Наука, 1976, с. 5—30.
- Васильев В. Г.* О древнепалеозойских отложениях верховьев рек Нижней Тунгуски, Чоны и бассейна р. Нюи.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1938, т. 16, вып. 1, с. 53—72.
- Виллис Б.* Механика Аппалачских структур. М.: Госгеолнефтеиздат, 1934. 110 с.
- Винниковский С. А., Красильников Б. В., Кротов В. С.* и др. Особенности геологического строения и нефтегазоносность краевой части Уральской складчатой области.—В кн.: Геология и нефтегазоносность западного Урала и Приуралья. Пермь, 1974, с. 17—27.
- Виссарионова А. Я., Габдрахманов Р. М., Чистилин Г. М.* О дизъюнктивных нарушениях локальных структур Предуральской депрессии в связи с поисково-разведочными работами на нефть и газ.—В кн.: Геология и перспективы нефтеносности Башкирии. Уфа, 1966, с. 3—16. (Тр. УФНИИ; Вып. 15).
- Вольпова Л. С., Джумайло А. В.* К оценке выбросоопасности пород восточного Донбасса.—В кн.: Прогноз выбросоопасности угольных пластов и вмещающих пород на стадии геологоразведочных работ: Тез. докл. к Всесоюзн. науч.-техн. семинару в г. Днепропетровске. М., 1977, с. 52—54.
- Вялов О. С.* Краткий очерк тектоники восточных Советских Карпат.—В кн.: Материалы Карпато-Балканской ассоциации. Киев, 1958, № 1, с. 5—30.
- Вялов О. С., Бузов В. С., Каретников Л. Г.* Некоторые вопросы геологии и перспектив нефтеносности Предкарпатского прогиба.—Геол. нефти и газа, 1966, № 6, с. 49—53.
- Гавриш В. К.* Роль глубинных разломов в миграции и аккумуляции нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1978. 169 с.
- Галицкий В. В.* Тектоника Центрального Кара-Тау.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1936, т. 14, № 4, с. 351—377.
- Галицкий В. В.* Новые данные по тектонике Центрального Кара-Тау.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 3, с. 471—490.
- Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. Т. 4. 351 с.
- Гаррис М. А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.
- Гафаров Р. А.* О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 8, с. 3—14.

- Гейтвуд Л. Особенности геологического строения гигантского месторождения нефти и газа Оклахома-Сити.— В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 190—218.
- Геология нефти и газа Западной Сибири/Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. М.: Недра, 1975. 679 с.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава.— В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 194—210.
- Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральяского прогиба/Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. и др. Уфа: БФАН СССР, 1977. Ч. 1. 50 с.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 264 с.
- Гогель Ж. Основы геотектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
- Головкинский Н. И. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна.— В кн.: Материалы для геологии России. СПб., 1869, т. 1, с. 273—415.
- Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Горецкий Г. И. К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций (о проявлениях инъективной тектоники на Русской платформе).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, № 2, с. 80—110.
- Дементьев Г. Я. Глубинное строение Магнитогорского мегасинклинория по данным геофизики.— В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. с. 252—258.
- Дингельштедт Н. Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния, 1933, вып. 277. 52 с.
- Добрецов Н. Л., Кейльман Г. А., Минкин Л. М. и др. Метаморфические комплексы и пояса Урала.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 222—227.
- Добрынин В. М., Мартынов В. Г. Коллектор нефти в нефтематеринских глинистых толщах.— Геол. нефти и газа, 1979, № 7, с. 36—43.
- Доленко Г. Н. Основные закономерности нефтегазоаккумуляции в Предкарпатском прогибе.— Новости нефт. техники. Геология, 1960, № 2, с. 15—20.
- Дубровин М. А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 196—219.
- Ержанов Ж. С., Егоров А. К., Гарагаш А. И. Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975. 240 с.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 335 с.
- Жданов В. В. Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов.— В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 121—127.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
- Запорожцева И. В. Тектоническое строение Кортаихинской впадины по данным геофизических исследований.— В кн.: Проблемы геологии и геофизики северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1973, вып. 16, с. 31—35.
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зононого тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
- Захаров С. А. Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 167 с.
- Зедебарт Д. К. О геологическом исследовании палеозоя и мезозоя междуречья Лены, Нижней Тунгуски и Чоны.— Бюл. МОИП. Нов. сер., 1935, т. 43, вып. 2, с. 193—231.
- Иванов А. В., Богацкий В. И. Новый газоносный район Печорского Приуралья.— В кн.: Геология и нефтегазоносность северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1972, вып. 2, с. 35—44.
- Казак М. П. О природе Пучежско-Чкаловских дислокаций.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, т. 25, вып. 6, с. 29—42.

- Казанцев Ю. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской части Предуральского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Уфа. 1974а. 21 с.
- Казанцев Ю. В. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности Западно-Уральской складчатой зоны.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Среднего Урала. Пермь, 1974б, № 142, с. 91—96.
- Казанцев Ю. В. Складчато-надвиговые структуры равнинного Крыма: Докл. Президиуму БФАН СССР, Уфа, 1979. 57 с.
- Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А. Особенности строения и типы складок Предуральского прогиба.— В кн.: Геология и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 71—79.
- Казанцев Ю. В., Осепяню А. С. Некоторые особенности строения Юрюзано-Айской части Предуральского прогиба по данным структурно-геоморфологического дешифрирования.— В кн.: Геология и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 64—70.
- Казанцева Т. Т. Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования: Тез. докл. науч. сессии. Уфа, 1970, ч. 1, с. 91—94.
- Казанцева Т. Т. Особенности геологического строения северной части Зилаирского синклинория в связи с перспективами нефтегазоносности.— В кн.: Научная сессия, посвященная нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья: Тез. докл. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 21—25.
- Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А. Новые данные о строении нижнекаменноугольных отложений Магнитогорского синклинория Южного Урала.— В кн.: Стратиграфия и геология карбона Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 82—85.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5, с. 1077—1080.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 96—102.
- Камалетдинов М. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 6, с. 1356—1359.
- Камалетдинов М. А. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа.— Геол. нефти и газа, 1968, № 3, с. 42—45.
- Камалетдинов М. А. Шарьяжи Уфимского амфитеатра.— Геотектоника, 1971, № 5, с. 45—51.
- Камалетдинов М. А. Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1972. 45 с.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 232 с.
- Камалетдинов М. А. Тектоника Башкирского антиклинория.— В кн.: Корреляция докембрия: Путеводитель экскурсии 21—31 авг. 1975. Уфа, БФАН СССР, с. 13—20.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В. Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в сакмарской зоне Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 938—941.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В. Краткий сравнительный анализ тектоники Предуральского и Предкарпатского прогибов.— В кн.: Геология и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 80—87.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В. О перспективах и методике нефтегазописковых работ в бельской части Предуральского прогиба в связи с особенностями ее структуры.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1976а, № 4, с. 8—11.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В. Особенности строения Юрюзано-Сылвенской впадины и перспективы выявления структурных ловушек нефти и газа.— Геол. нефти и газа, 1976б, № 8, с. 16—21.

- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В.* Сравнительный анализ тектоники Предуральского, Предкарпатского, Предальпийского и Люблино-Львовского прогибов.— В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 92—104.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* Складчатые покровы западного склона Южного Урала.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 4, с. 125—143.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Фаттахутдинов С. Ф.* Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральского прогиба. Уфа: БФАН СССР, 1977. 50 с.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* Механизм формирования антиклинальных ловушек нефти и газа в краевых прогибах.— Геол. нефти и газа, 1978, № 2, с. 17—21.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* Происхождение нефтетгазоносных платформенных структур. Уфа: БФАН СССР, 1979. 63 с.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* О происхождении платформенной складчатости.— В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений и рудоносных комплексов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 81—85.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4, с. 60—76.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Об аллохтонном залегании офиолитов на Урале.— В кн.: Научная сессия, посвященная нефтетгазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья: Тез. докл. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 50—54.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и некоторых других складчатых областей.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1973, вып. 20, с. 23—100.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Новые данные о геологическом строении Магнитогорского синклиория.— В кн.: Геология и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 95—101.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* О статье В. В. Радченко и А. В. Ключихина «Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал)».— В кн.: Геологическое строение и нефтетгазоносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1977а, с. 39—45.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Есть ли кривоэвгеосинклиналь на Южном Урале? — Геотектоника, 1977б, № 1, с. 121—125.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* О характере контактов гипербазитов Крака с осадочными породами.— В кн.: Геология, геомагнетизм и палеомагнетизм горных пород Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1977в с. 111—114.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Связь рудообразования с шарьированием.— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня: Тез. докл. IX Всесоюз. металлоген. совещ. Ташкент: АН УзССР, 1979, с. 43—44.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. А., Казанцев Ю. В.* О характере залегания некоторых выходов рифогенных известняков нижнего и среднего палеозоя на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3, с. 641—644.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В.* Формирование земной коры Урала в палеозое. Уфа: БФАН СССР, 1978. 31 с.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А.* Об особенностях строения разрезов аллохтона и автохтона западного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5, с. 1107—1110.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Казанцев Ю. В.* Некоторые вопросы строения каменноугольных отложений Южного Предуралья.— В кн.: Стратиграфия и геология карбона Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 129—135.
- Камалетдинов М. А., Кудашев А. Ш.* О новых надвигах на западном склоне Урала.— Геотектоника, 1968, № 2, с. 124—128.

- Камалетдинов М. А., Постников Д. В.* Тектоническое строение докембрийского фундамента Татарского свода (Восточно-Европейская платформа).— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 2, с. 418—521.
- Карасев О. И.* О формировании структур типа Марковской.— В кн.: Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М.: Недра, 1969, с. 175—180.
- Караченцев С. Г.* О возрасте гранитообразования на севере Урала.— Тр. Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1972, вып. 52, с. 138—158.
- Кейльман Г. А., Бутин В. В.* Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала.— В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975, с. 5—14. (Тр. Свердл. горн. ин-та; Вып. 116).
- Кириллова И. В.* Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 78—109.
- Клубов В. А.* Валу как формы структурной связи локальных поднятий и их систем.— Геол. нефти и газа, 1972, № 3, с. 25—31.
- Колман Р.* Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 232—242.
- Конищев В. С.* Верхнефранские соляные структуры Припятского прогиба.— В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики: Тез. VII годич. совещ. Комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, с. 16—18.
- Контарь Е. С.* Основные черты развития магматизма в Гайском районе (Южный Урал).— В кн.: Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений. М.: Недра, 1967, с. 20—27. (Тр./ЦНИГРИ; Вып. 67).
- Коптева В. В.* О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала).— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 410—413.
- Косыгин Ю. А.* О применении принципа вертикального раздавливания к мелким тектоническим структурам Русской платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, № 6, с. 61—68.
- Косыгин Ю. А.* Соляная тектоника платформенных областей. М.; Л.: Гостехиздат, 1950. 247 с.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
- Кропоткин П. Н.* О происхождении складчатости.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, т. 25, с. 3—29.
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблемы крупных горизонтальных движений земной коры.— Сов. геол., 1961, № 5, с. 16—38.
- Кропоткин П. Н.* Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 239—253.
- Кротов П. И.* Пермский известняк р. Карлы Симбирской губернии.— Изв. Геол. ком., 1908, т. 27, с. 391—406.
- Кузнецова Г. А.* Тектоника центральной части Ангаро-Ленского прогиба в связи с перспективами его калиености.— В кн.: Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиености. М.: Наука, 1965, с. 129—172.
- Кузнецова И. М.* Выяснение условий возникновения складок продольного изгиба и продольного расплющивания методом моделирования.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 325—334.
- Кузнецова Н. В.* Краевая зона Печорской платформенной впадины и ее газонефтеносность.— В кн.: Геология и нефтеносность северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1972, вып. 2, с. 53—61.
- Куликов П. К.* Механизм образования каледонской складчатости Западного Саяна.— Геотектоника, 1968, № 6, с. 46—60.
- Ладыженский Н. Р.* Геология и газонефтеносность Советского Предкарпатья. Киев: Изд-во АН УССР, 1955.

- Латхэм Дж.* Месторождение нефти и газа Хилдтон, США.— В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 382—393.
- Ленных В. И.* Эклогитовый и глаукофановый метаморфизм в геологической истории Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 170—183.
- Лобов В. А., Кавеев И. Х.* и др. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации.— Геол. нефти и газа, 1974, № 7, с. 33—36.
- Люткевич Е. М.* Выступление в прениях по докладу Е. И. Тихвинской на Всесоюзном совещании по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы: Тр. совещ. Л., 1956, с. 300—303.
- Люткевич Е. М.* Нефтегазоносность Приверхоянского прогиба и Виллюйской синеклизы.— Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 130, с. 234—269.
- Маглойр Ф.* Газовое месторождение Хасси-Рмель, Алжир.— В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 394—404.
- Мазарович А. Н.* Новые данные о системе Свяжско-Волжских дислокаций.— Ежегод. геол. и минерал. России, 1912, т. 12, вып. 3, с. 81—87.
- Максимов С. П., Киров В. А.* и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1970. 800 с.
- Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с.
- Мамаев Н. Ф.* Новые данные о возрасте гипербазитов на восточном склоне Южного Урала.— Бюл. науч.-техн. информ. ВИМС, 1961, № 2, с. 9—10.
- Маркевич В. П., Волков Э. В.* Каменное нефтяное месторождение (Красноленский участок).— В кн.: Нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. М., 1965, с. 27—31.
- Маслов В. А., Аржавитин П. В.* Возраст вулканогенных комплексов и этапы вулканизма Магнитогорского мегасинклинория.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Недра, 1974, с. 108—114.
- Менерт К. М.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 320 с.
- Милановский Е. В.* Геологический очерк бассейна р. Барыша и правобережья р. Суры в Ульяновской губернии.— В кн.: Мемуары геол. отд. о-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. М., 1925, вып. 1. 39 с.
- Морковкина В. Ф.* Об особенностях метаморфогенного габбро (на примере габбро-перидотитовой формации Полярного Урала).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 399—402.
- Морковкина В. Ф.* Находки реликтов «субсерпентинита» в альпийских гипербазитах и его петрогенетическое значение (на примере Малого Кавказа).— Сов. геол., 1971, № 9, с. 30—44.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.* Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал).— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 7—67.
- Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Муратов М. В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 2. 610 с.
- Мурич А. Т.* О перспективах нефтегазоносности северной зоны мелкой складчатости Донецкого бассейна.— Геол. нефти и газа, 1973, № 3, с. 34—40.
- Наливкин В. Д.* О морфологической классификации платформенных структур.— Геол. нефти и газа, 1962, № 8, с. 24—28.
- Наливкин В. Д.* О классификации тектонических структур.— Геотектоника, 1965, № 3, с. 14—19.
- Наместников Ю. Г., Ротенфельд В. М., Файтельсон А. Н.* Унаследованность — характерная черта локальных поднятий.— В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики: Тез. VII годич. совещ. Комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, с. 55—56.

- Нечаев А. В. Геологическое исследование северной части Самарской губернии.— Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1913, вып. 84. 208 с.
- Нечитайло С. К., Веселовская М. М., Скворцов Е. Н. Материалы по геологии Городецко-Коверлинской тектонической зоны. М.: Недра, 1959. 127 с.
- Николаев Н. И. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1947а, т. 11, № 2, с. 173—188.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений.— Сов. геол., 1947б, № 16, с. 80—101.
- Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 302 с.
- Огаринков И. С., Хатъянов Ф. И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 3, с. 678—681.
- Одинцов М. М. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра.— В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 383—398.
- Одинцов М. М. Материалы по геологии и алмазности Сибирской платформы.— Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., 1958, вып. 14, с. 37—75.
- Орлов А. А. Влияние тектонических дислокаций на формирование повышенных пластовых давлений поровой жидкости в осадочных породах.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 106—114.
- Орлов Ю. А. Тектоника и нефтегазоносность девона платформенной Башкирии. М.: Наука, 1979. 148 с.
- Оффман П. Е., Буш Э. А. О тектонике западного склона Урала в связи с проблемой его нефтегазоносности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 21—30.
- Оффман П. Е., Буш Э. А. Тектоника Приуралья и Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 116—125.
- Павлов А. П. Некоторые данные по тектонике притиманской части Печорского края.— Ежегод. геол. и минерал. России, 1909, т. 11, вып. 1/3, с. 1—18.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кимперсайского плутона. М.: Наука, 1968. 179 с.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы геотектонической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
- Перспективы нефтегазоносности западного склона Приполярного и Полярного Урала и севера Предуралья Краевого прогиба/Елисеев А. И., Пучков В. Н., Тимонин Н. И. и др. Сыктывкар, 1975. Вып. 5. 45 с.
- Пипин Л. Месторождение нефти и газа Пенхендл-Хьюгтон, Техас-Оклахома-Канзас (первые 50 лет разведки).— В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 170—189.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 215 с.
- Проблема тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов/Варенцов М. И., Дорошко С. М., Королук И. В. и др. М.: Недра, 1973. 232 с.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала: Варисийский цикл. М.; Л.: Наука, 1965. 160 с.
- Пухляков Л. А. Обзор геотектонических гипотез. Томск, 1970. 265 с.
- Пуцаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 154 с.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970, 222 с.
- Робертс Дж. Месторождение нефти Амаль, Ливия.— В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 344—353.

- Роджерс Дж.* Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.— Геотектоника, 1968, № 3, с. 3—29.
- Рождественский А. П., Журенко Ю. А.* Современные тектонические движения восточной части Русской платформы и Урала и их связь со строением земной коры.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры: Тр. III Междунар. симпоз. М., 1969, с. 134—141.
- Розанов Л. Н.* Колебательные движения и формирование платформенных структур.— Сов. геол., 1949, № 39, с. 50—64.
- Розанов Л. Н.* История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. М.: Гостехиздат, 1957. 207 с.
- Романов Б. М.* Габбро-перидотитовая формация Урала.— Сов. геол., 1949, № 40, с. 72—85.
- Романов Б. М.* К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Уфа, 1958, вып. 6, с. 13—34.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11, с. 1285—1309.
- Рудник Г. Б.* Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале.— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 68—100.
- Руженцев С. В.* Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район).— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 25—40.
- Рязанов Г. В.* Морфология и генезис складок Непской зоны Ангаро-Ленского краевого прогиба (южная часть Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.
- Санфорд Р.* Нефтяное месторождение Сафир, Ливия.— В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 354—381.
- Сенченко Г. С., Чистилин Г. М.* Характеристика дизъюнктивных нарушений в Бельской части Предуральяского краевого прогиба и условия их формирования.— В кн.: Тектоника Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, вып. 25, с. 48—63.
- Сеньковский Ю. Н., Ризун Б. П.* Предполагаемые зоны нефтегазоаккумуляции юго-западной окраины Русской платформы.— Геол. нефти и газа, 1970, № 1, с. 14—16.
- Сергиевский В. М.* Магматизм и развитие тектонических структур Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960, вып. 2, с. 43—54.
- Сергиевский В. М.* Вулканизм ордовикско-позднепалеозойской геосинклинали.— В кн.: Геология СССР. т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, кн. 1. М.: Недра, 1969, с. 473—506.
- Сетунская Л. Е.* Особенности современных тектонических движений Русской платформы и Урала (по профилю Линая-Свердловск).— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 71—84.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М.* К вопросу сочленения Урала и Русской платформы.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер., 1963, т. 85, с. 131—135.
- Ситтер Л. У.* Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.
- Славин В. И.* Древние этапы развития и тектонического районирования Кавказа.— В кн.: Тр. совещ. по тектонике альпийских геосинклиналей юга СССР. Баку, 1956, с. 247—266.
- Смирнов Г. А.* Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. Ст. 1. Средний карбон.— Тр. ГГИ УФАН СССР, 1953, вып. 22, с. 3—33.
- Смирнов Ю. Д.* Малые интрузии основных и ультраосновных пород алмазозных районов западного склона Среднего Урала.— В кн.: Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16, с. 75—85.

- Смирнов Ю. Д., Кухаренко А. А. О перидотитах бассейна р. Улс (Средний Урал) и об отношении их к группе кимберлитов.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1960, вып. 11, № 291, с. 64—90.
- Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 8, с. 5—21.
- Соболев И. Д. Центральнo-Уральское поднятие.— В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 12, Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, кн. 2, с. 43—65.
- Соллогуб В. Б. О границе Внешней и Внутренней зон Предкарпатского прогиба.— Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 5, с. 1005—1008.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 9—41.
- Спасский А. А. Геологическое строение и история формирования Восточно-Тагильского перидотитового массива.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 287—293.
- Стирпейка А. Д. Генетические типы и подтипы локальных поднятий Южной Прибалтики.— В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики: Тез. VII годич. совещ. комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики Вильнюс, 1978, с. 34—37.
- Тарбаев Б. И. История формирования и перспективы нефтегазоносности Большесыпнинской впадины Предуральского краевого прогиба.— Геол. нефти и газа, 1970, № 10, с. 203—208.
- Тектоническое развитие Чехословакии/Будай Т., Кодым О., Магель М. и др. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 257 с.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. М.; Л.: ОНТИ, 1934. 288 с.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. М.; Л.: Госгеолиздат, 1941. 350 с.
- Тимофеев А. Н., Кузнецов А. А., Беллавин О. В. и др. Структурная схема земной коры Урала по гравиметрическим пересечениям.— В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, с. 101—108.
- Ткаченко В. Ф. Влияние тектонических движений на выбросоопасность угольных пластов в Донецком бассейне.— В кн.: Прогноз выбросоопасности угольных пластов и вмещающих пород на стадии геологоразведочных работ: Тез. докл. к Всесоюз. науч.-техн. семинару в г. Днепрпетровске. М., 1977, с. 57—60.
- Трофимук А. А., Васильев В. Г., Карасев И. П. и др. Основные задачи разведки Марковского месторождения нефти в Восточной Сибири.— Геол. нефти и газа, 1964, № 1, с. 15—20.
- Туманов П. А. Тектоника и нефтегазоносность северной части Предуральского прогиба. М.: Наука, 1969. 100 с.
- Удовкина Н. Г. К вопросу о возрасте эклогитов Урала.— В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 339—348.
- Удот Г. Д. Локальные структуры Печорской плиты в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1979. 95 с.
- Успенская Н. Ю. Некоторые закономерности нефтегазоаккумуляции на платформах. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1952. 155 с.
- Успенская Н. Ю., Таусон Н. Н. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М.: Недра, 1972. 295 с.
- Фильштинский Л. Е. О тектонике фундамента и чехла Львовского палеозойского прогиба по геофизическим данным.— Геол. нефти и газа, 1973, № 11, с. 69—76.
- Фишер В. Л. Разрывные нарушения и их влияние на локальные структуры в пределах территории Латвии.— В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики: Тез. VII годич. совещ. комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, с. 28—29.
- Фредерикс Г. Н. О проявлении поверхностной складчатости.— Геофиз. и метеорол., 1929, т. 6, вып. 1.
- Фролов Б. М. Структурно-тектонический анализ Непской зоны и перспективы ее нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1968. 25 с.

- Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 264 с.
- Фрухт Д. Л.* Триасовые отложения центральных областей Русской платформы.— В кн.: Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1958, с. 5—30.
- Фукс Б. А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Канско-Тасеевской впадины.— В кн.: Геология и нефтеносность Восточной Сибири. М.: Недра, 1966, с. 77—91.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 480 с.
- Хаин В. Е.* Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, 1970, № 3, с. 3—29.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хаин В. Е.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
- Халл С., Уорман Г.* Нефтяные месторождения Ассмарийской группы Ирана.— В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1973, т. 49. Геология гигантских месторождений нефти и газа, с. 333—343.
- Шалагинов В. В.* Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала.— В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975, с. 15—22. (Тр. Свердл. горн. ин-та; Вып. 116).
- Шарапов И. С.* Свойства и генезис солепроявлений верхней части бассейна р. Лены.— Тр. Вост.-Сиб. геол. треста. ОГИЗ, 1936, вып. 10. 86 с.
- Шатский Н. С.* Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, № 3/4, с. 476—509.
- Шатский Н. С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Ю. Урала.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1945, т. 2, вып. 2. 130 с.
- Шатский Н. С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 39—66.
- Шафиро Я. Ш., Хлыстова В. Н.* Формирование локальных поднятий зоны Доно-Медведицких дислокаций.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, № 5, с. 111—131.
- Штейнберг Д. С.* Интрузивные формации.— В кн.: Геология СССР. т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, кн. 1. М.: Недра, 1969, с. 537—684.
- Штилле.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Шубер Ю. А.* Проблема гранита.— В кн.: Гранитизация, граниты и пегматиты: Междунар. геохим. конгр. М., 1972, т. 3, кн. 2, с. 438—472.
- Шульц С. С.* О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 2, с. 88—97.
- Шумихин Е. А.* О возрасте ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 295—300.
- Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И.* Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклиория Южного Урала. М.: Наука, 1965. 101 с.
- Юсупов Б. М., Яруллин К. С., Ишерская М. В.* Структура и нефтеносность стратиграфических комплексов Западной Башкирии. М.: Наука, 1974. 162 с.
- Янин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—35.
- Ярош А. Я.* Границы складчатого основания Русской платформы и его структурные связи с Уральской геосинклиналью и Тиманом.— В кн.: Разведочная геофизика. Свердловск, 1966, с. 22—36. (Тр. Свердл. горн. ин-та; Вып. 47).
- Ярош А. Я.* Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом.— В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 122—133.

- Andrusov D.* Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen.— Mjtt. geol. Ges., Wien, 1939, Bd. XXX—XXXI, S. 157—185.
- Bain G. W.* Flowage folding.— Amer. J. Sci., 1931, vol. 22, p. 503—530.
- Bemmelen R.* The undation theory.— Natuurk. tijdschr. nederl. ind. Batavia, 1932, Bd. 92, S. 85—242, 373—403.
- Bemmelen R.* The undation theory of development of the Earth's crust.— In: Rept XVI Intern. Geol. Congr. Wash., 1933, vol. 2, p. 965—982.
- Berg R. R.* Mountain Flank Thrusting in rocky mountain Foreland, Wyoming and Colorado.— Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1962, v. 46, N 11, p. 2019—2032.
- Bordet P., Cavet J., Pillet J.* La faune silurienne de Phulchauki près de Kathmandu (Himalaya du Népal).— Bull. Soc. géol. France, Ser. 7, 1960, vol. 2, N 1, p. 3—14.
- Davies H. L.* Papuan Ultramafic Belt.— In: XXIII Intern. Geol. Congr. Czechoslovakia, 1968, vol. 1, p. 209—220.
- Davies H. L.* Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: overthrust plate of oceanic mantle and crust.— Bull. Austral. Bur. Miner. Resources, 1971, p. 128.
- Dewey J. F., Bird J. M.* Origin and emplacement of the ophiolites suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland.— J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 14, p. 3179—3206.
- Fourmarier P.* Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le «charriage du Condroz».— Ann. Soc. géol. Belg. Bull., 1932—1933, vol. 56, p. 249—259.
- Ganss O., Schmidt-Thome P.* Die gefaltete Molasse am Alpenrend zwischen Bodensee und Salrach — Dtsch. geol. Ges., 1955. 105 S.
- Gansser A.* Geology of the Himalayas. Interscience Publishers. London — New-York — Sydney, 1964. 350 p.
- Haarmann E.* Die Oszillationstheorie; eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond. Stuttgart, 1930, S. 260.
- Hall J.* Description and figures of the organic remains of the lower Helderberg Group and the Oriskany Sandstone, Natural History of New York; Palaeontology.— Geol. Surv. Albany Bull., 1859, vol. 3, p. 544.
- Heim A.* Geologie der Schweiz. Leipzig, 1919—1922, Bd. 1, 2. S. 704; 1018.
- Kamaletdinov M. A., Kazanceva T. T.* Überschiebungs und Deckenbau an der Westflanke des Südurals.— Geologie, 1970, Bd. 19, N 5, S. 458—502.
- Kamaletdinov M. A., Kazanceva T. T.* Über allochtone Ophiolithe im Ural.— Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, Bd. 14, S. 503—518.
- Matejka A., Andrusov D.* Príspevky ku geologii fliše v povodi Latorice a Vice v Podkarpatske Rusi.— Statn. geol. ust. Českosl. Rept., 1930, roc. VII.
- Reyer E.* Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888. 683 S.
- Schäfer K.* Recent thrusting in the Appalachians.— Nature, 1979, vol. 280, N 5719, p. 223—226.
- Theyer T. P.* Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of midoceanic ridges.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 8, p. 1515—1522.
- Trusheim F.* Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.— Ztschr. Dtsch. geol. Ges., 1957, Bd. 109, N 1, S. 111—151.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ВОПРОСА . . . . .	3
ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ . . . . .	7
Бескорневые складки . . . . .	9
Сквозные складки . . . . .	40
СТРУКТУРЫ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ . . . . .	71
СТРУКТУРЫ АВЛАКОГЕНОВ . . . . .	97
СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН . . . . .	98
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДОВ . . . . .	101
ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИ- НЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (на примере Урала)	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	122
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	123

МУРАТ АБДУЛХАКОВИЧ КАМАЛЕТДИНОВ,  
ЮРИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ КАЗАНЦЕВ,  
ТАМАРА ТИМОФЕЕВНА КАЗАНЦЕВА

## **ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ**

Утверждено к печати  
Институтом геологии  
Башкирского филиала АН СССР

Редактор  
О. М. ПЕТРОВ  
Редактор издательства  
Н. М. МИТЯШОВА

Художник  
Е. Н. ВОЛКОВ

Художественный редактор  
И. Ю. НЕСТЕРОВА

Технический редактор  
И. Н. ЖМУРКИНА

Корректоры  
Т. В. ГУРЬЕВА, Н. А. НЕСМЕЕВА

ИБ № 21344

Сдано в набор 02.12.80  
Подписано к печати 13.02.81  
Т-03034. Формат 60×90<sup>1/16</sup>  
Бумага типографская № 2  
Гарнитура литературная  
Печать высокая  
Усл. печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 9,8  
Тираж 1500 экз. Тип. зак. 5237  
Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука»,  
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90  
2-я типография издательства «Наука»,  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 p. 50 к.

3452