

УДК 551.244(574.1)

В. Г. ТРИФОНОВ, П. В. ФЛОРЕНСКИЙ, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХНЕТРИАСОВОЙ СТРУКТУРЫ МАНГЫШЛАКСКОГО КАРАТАУ

Рассматривается верхнетриасовая структура Мангышлакского Каратау. Доказывается ее образование под действием выдержанных по направлению горизонтально ориентированных тектонических сил. Обсуждается вопрос о связи этого процесса воздымания и складчатости с предшествующим тектоническим развитием региона: движениями этапа его погружения и осадконакопления.

На полуострове Мангышлак в хребтах Каратаушик, Западный и Восточный Каратау из-под чехла юрских, меловых и кайнозойских отложений выступают на поверхность пермские и триасовые толщи (каратавский комплекс), собранные в крутые складки и нарушенные многочисленными разрывами (Винюков, 1963₁; Корженевский, 1958; Мокринский, 1952). Их более мелкие выходы известны также в юго-восточной части полуострова. Каратавский комплекс представляет собой 8-километровую серию осадков без значительных несогласий, расчлененную на ряд свит (Мокринский, 1952; Шлезингер, 1959). В ней намечаются крупные циклы (Мокринский, 1952), в которых почти не выражена нижняя, трансгрессивная серия и широко представлена верхняя, регрессивная. Каждый цикл начинается с глинистых сланцев и алевролитов, которым подчинены мелкозернистые песчаники, а во втором и третьем циклах также известняки. Выше преобладают мелкозернистые песчаники; в верхах циклов появляются линзовидные прослои среднезернистых песчаников и внутриформационных конгломератов. Если отложения начала циклов окрашены в зеленые и серые тона, то в верхних частях распространены красноватые. Первый цикл (2500—3000 м) представлен отложениями биркутской, отпанской и долнапинской свит. Вторым циклом (свыше 1500 м) охватываются отложения нижнетриасовой (Винюков, 1963₂; Кипарисова, 1958; Мокринский, 1952; Шлезингер, 1959) таушикской и среднетриасовой карадуанской свит. К третьему циклу относится акмышская свита (свыше 2800 м) карнийского возраста (Кипарисова, 1958), соответствующая только нижней, мелкообломочной части цикла.

Отложения двух первых циклов по условиям формирования мало отличаются от одновозрастных отложений Устюрта (Князев и др., 1963) и Русской платформы; указанные циклы не завершились появлением крупных несогласий. Третий цикл своеобразен. Его нижняя часть представлена мелкообломочными отложениями с прослоями известняков; эти отложения приурочены к зоне Мангышлакского прогиба (Вольвовский и др., 1965; Князев и др., 1963) и накапливались в нем гораздо быстрее, чем осадки предыдущих циклов. Такое ускоренное и локальное прогибание сопровождалось вулканической деятельностью, о чем свидетельствуют прослои туфов (Флоренский, 1964), а в районе пос. Шетпе и Тушибек также туфовых брекчий. После отложения карнийских осад-

ков породы каратауского комплекса подверглись воздыманию и складчатости. Поэтому в разрезе третьего цикла отсутствует его верхняя, наиболее регрессивная часть: она или была размыта, или вообще не накапливалась. Таким образом, в третьем цикле описанная ритмичность дополняется ускорением прогибания вначале и усилением регрессии, воздыманием и складчатостью в конце.

Смятые и частично размытые отложения каратауского комплекса подверглись интенсивному гумидному выветриванию, а затем, в начале юрского периода, были резко несогласно перекрыты отложениями платформенного чехла. Послетриасовые толщи обычно залегают полого. Таким образом, возраст основных деформаций пермо-триасовых отложений четко ограничен концом карнийского века и началом юры, что подтверждается и определением абсолютного возраста аутигенных минералов в зонах разрывов, возникших в процессе складчатости (Муравьев, 1964).

Ниже описаны дислокации пермо-триасовых пород в хребтах Каратау (рис. 1). Здесь распространены линейные складки северо-западного простирания, крупнейшие из которых имеют длину свыше 30 км при ширине 5—6 км. Наклон крыльев обычно превышает 45° ; лишь местами, например, у северо-восточного крыла Отпанской антиклинали (рис. 2), он меньше $20\text{—}30^\circ$. Юго-западные крылья антиклиналей часто круче северо-восточных и иногда даже несколько запрокинуты. Трещины кливажа, развитые преимущественно в замках антиклиналей, наклонены на северо-восток под углами $70\text{—}80^\circ$. Разные наклоны крыльев и характер кливажа говорят о падении осевых плоскостей складок также на северо-восток. Замки антиклиналей в современном эрозионном срезе чаще всего имеют форму пологих сводов. Крылья большинства синклиналей сохраняют крутой наклон до самого ядра. В ядрах синклиналей нередко мелкие складки с размахом крыльев от десяти до сотен метров. Указанные различия синклиналей и антиклиналей отчасти обусловлены разными механическими свойствами пород, обнаженных в их осевых частях. В замках антиклиналей залегают плотные, преимущественно песчаные породы пермского возраста, в ядрах синклиналей — менее уплотненные верхнетриасовые толщи с большим содержанием пластичных известняково-терригенных пород.

Все линейные складки рассматриваемой территории имеют общую особенность. В юго-восточных частях они простираются по азимуту $280\text{—}300^\circ$. Северо-западнее простирание осей постепенно меняется до $315\text{—}330^\circ$. На северо-запад шарниры складок погружаются, а сами складки расширяются и выполаживаются. Все это позволяет думать, что вдоль южного края выходов пермо-триасовых отложений протягивается зона крупных субширотных разломов, к которым причленяются описанные складки. Действительно, почти повсеместно вдоль южных подножий Мангышлакского Каратау обнаруживаются разрывы, но большей частью они отделяют пермо-триасовые отложения от юрских и меловых, т. е. последние подвижки по ним произошли после триаса, и их роль в формировании верхнетриасовой структуры оценить трудно. Однако наряду с такими разрывами есть нарушения, которые проходят целиком в пермо-триасовых породах и перекрыты юрскими, т. е. возникли и развивались только в доюрское время. К числу последних относится крупный Шетпинский разлом, обнаженный западнее пос. Шетпе на протяжении 10 км (рис. 2).

Этот разлом простирается субширотно и состоит из двух основных ветвей, между которыми развиты более мелкие нарушения. Северная ветвь круто ($80\text{—}90^\circ$) наклонена на север, а южная — под таким же углом на юг. В восточной части, близ пос. Шетпе, обе ветви сливаются. К югу от разлома выведены на поверхность породы акмышской свиты, круто ($75\text{—}90^\circ$) падающие на юг или запрокинутые до $60\text{—}70^\circ$. Между

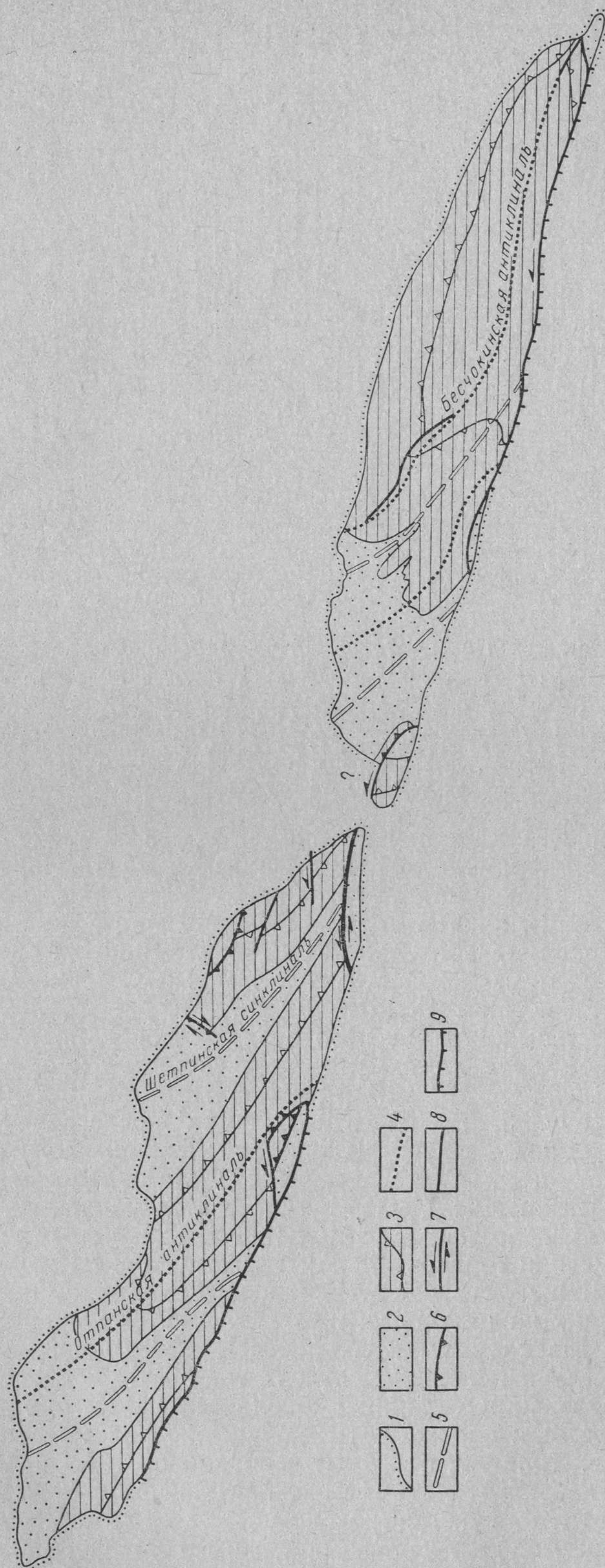


Рис. 1. Структурная схема хребтов Западного и Восточного Каратау

1 — граница несогласного налегания юрских, меловых и четвертичных отложений; 2 — акмышская свита — Т₃; 3 — пермские и триасовые отложения без акмышской свиты — Р₂—Т₂ и маркирующие горизонты в них; 4 — оси антиклиналей; 5 — оси синклиналей; 6 — надвиги и взбросы; 7 — сдвиги; 8 — разрывы с невыясненным характером смещения; 9 — разрывы, омоложенные в послеюрское время

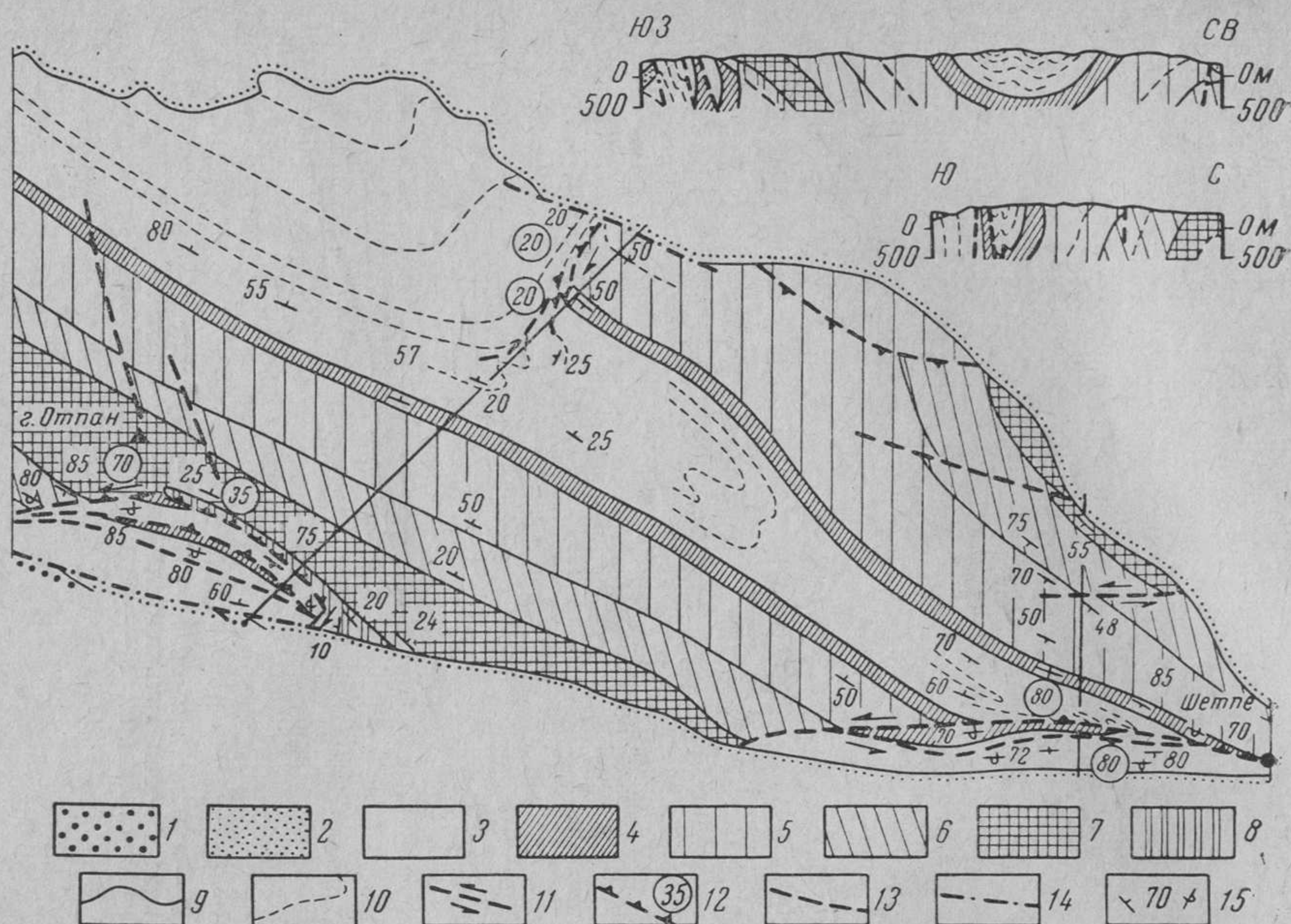


Рис. 2. Геологическая схема восточной части Западного Каратау

1 — меловые отложения; 2 — юрские отложения; 3 — акмышская свита — T_3 ; 4 — карадуанская свита — T_2 ; 5 — таушикская свита — T_1 ; 6 — долнапинская свита — Pd_1 ; 7 — отпанская свита — Pot ; 8 — биркутская свита — Pbr ; 9 — стратиграфические границы между свитами; 10 — маркирующие горизонты; 11 — сдвиги; 12 — надвиги (цифрами указан угол падения сместителя); 13 — разрывы с невыясненным характером смещения; 14 — разрывы, омоложенные в послепермское время; 15 — элементы залегания

ветвями разлома с юга на север сменяются круто стоящие ($90 \pm 30^\circ$) пласты акмышской, карадуанской и таушикской свит. Породы зоны разлома, и особенно его южного крыла, милонитизированы, иногда ожелезнены и окварцованы, причем степень их изменения к востоку возрастает. С севера к разлому причленяется ядро Шетпинской синклинали, сложенное породами акмышской свиты, и ее крылья, сложенные более древними пермскими и триасовыми толщами.

Между двумя ветвями Шетпинского разлома моноклинальное падение пород акмышской свиты нарушено многочисленными мелкими складками с крутыми, иногда вертикальными крыльями и шарнирами. В простейшем случае (рис. 3, Б, В) эти складки представляют собой небольшие горизонтальные флексуры или сочетания нескольких флексур. Их протяженные крылья имеют широтное или запад-северо-западное простирание. Смыкающие крылья простираются меридионально или на северо-запад и иногда бывают гофрированы. Такие флексуры могли образоваться только при горизонтальном перемещении на запад пород, залегающих сейчас на их северных протяженных крыльях, относительно пород, залегающих на их южных крыльях, т. е. флексурные изгибы как бы повторяют без нарушения сплошности слоев смещения блоков при левом сдвиге. В более сложных случаях (рис. 3, А) «левосдвиговое» движение при образовании складки проявляется резче; оно приводит к срыву по субширотным плоскостям и появлению дисгармонии между отдельными слоями. Складки, подобные изображенным на рис. 3, ниже называются складками волочения левого сдвига. Размеры складок волочения колеблются от сантиметров до первых десятков метров. Наряду со складками волочения левого сдвига есть формы, которые представляют собой как бы зеркальные отражения описанных изгибов, т. е. образовались при противоположном, правосдвиговом смещении;

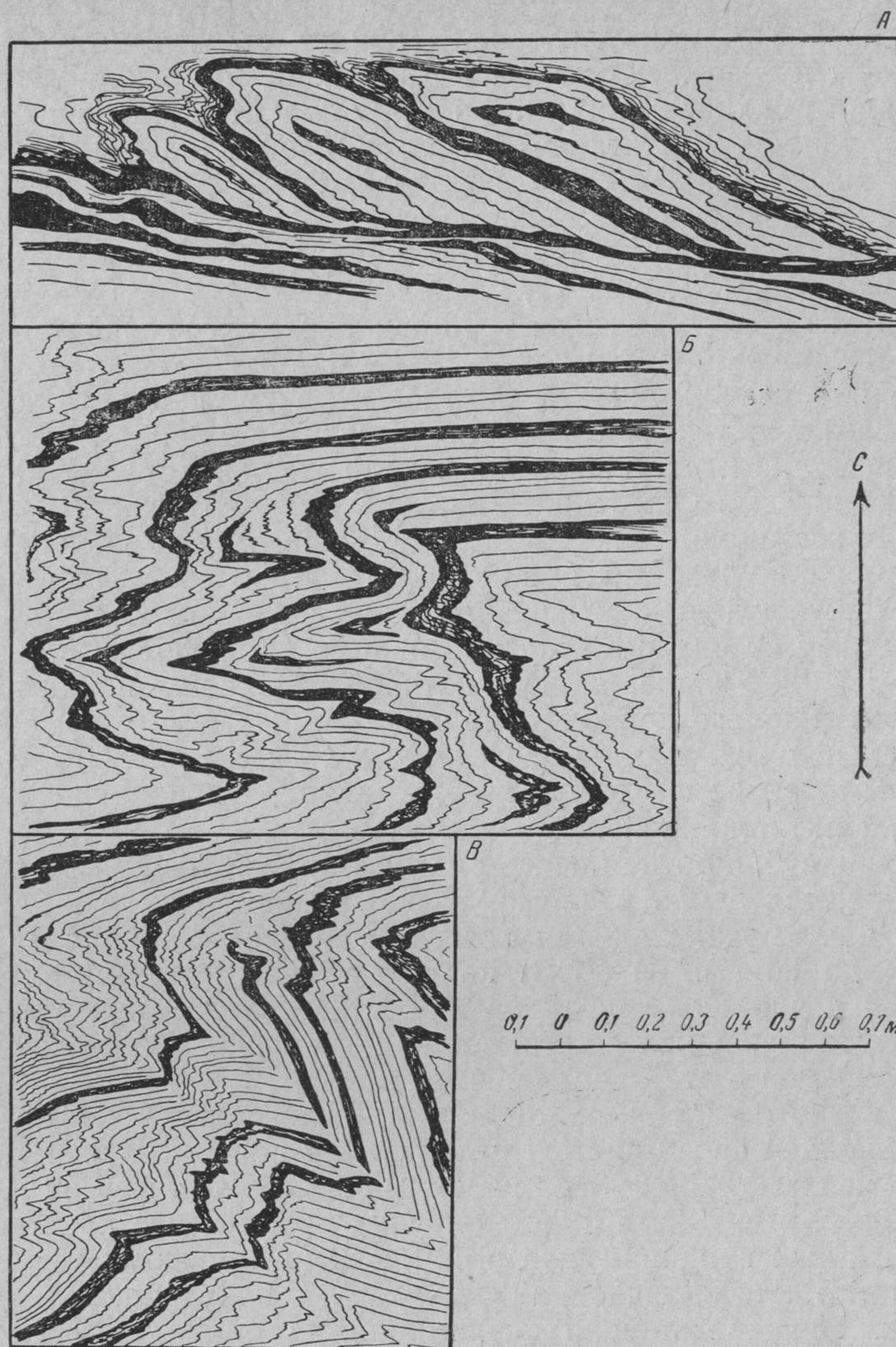


Рис. 3. Складки волочения с крутыми шарнирами (вид сверху). Зона Шетпинского разлома

однако они мало характерны для Шетпинского разлома. Здесь же в отложениях карадуанской и акмышской свит изредка удается наблюдать зеркала скольжения с горизонтальными бороздами вдоль нарушений, параллельных главным ветвям разлома, и трещины растяжения северо-восточного простирания, заполненные кварцем или кальцитом. Сходные дислокации, хотя и более редкие, отмечены к югу от разлома.

Ось Шетпинской синклинали с приближением к разлому меняет простирание с запада на восток от 310 до 285° и причленяется к разлому под углом $10-15^\circ$. Здесь к северу от основного ядра синклинали появляется еще несколько приядерных складок, кулисно подставляющих друг друга и последовательно примыкающих к разлому. Шарниры всех складок ядра синклинали близ разлома наклонены на запад под углами около 30° , т. е. гораздо круче, чем шарнир синклинали в части, удаленной от разлома. Таким образом, с приближением к разлому единое ядро Шетпинской синклинали разделяется на несколько складок, которые возле разлома приобретают черты складок волочения левого сдвига.

Все перечисленные морфологические особенности характеризуют Шетпинский разлом как левый сдвиг. Описанные выше изменения строе-

ния Шетпинской синклинали около разлома свидетельствуют об их одновременном и взаимосвязанном развитии. В восточной части, где обе ветви разлома сливаются, его простирание становится запад-северо-западным, наклон достигает 70° СВ, и слои карадуанской свиты на северном крыле запрокинуты; вероятно, здесь наряду со сдвигом по разлому происходило взбрасывание северного крыла.

Примерно на продолжении Шетпинского разлома, на западе Восточного Каратау (см. рис. 1), проходит еще одно крупное нарушение, пересекающее пермо-триасовые толщи и перекрытое юрскими. Его простирание в западной части запад-северо-западное, почти широтное; но восточнее оно становится все более северо-западным. В соответствии с изменением простирания меняется и строение приразломной полосы. В восточной части юго-западное крыло разлома сложено породами акмышской свиты. Они выполняют раскрывающееся на юг центриклинальное замыкание синклинали на северо-востоке которой слои простираются вдоль разлома и падают от него. Северо-восточное крыло разлома также сложено в основном породами акмышской свиты. Они полого падают от разлома, но вблизи него образуют небольшую асимметричную антиклиналь, в ядре которой обнажены породы карадуанской свиты. Разлом проходит по юго-западному крылу антиклинали и наклонен под нее, т. е. на северо-восток. Таким образом, в восточной части рассматриваемое нарушение — надвиг, сопровождающийся принадвиговой антиклиналью.

Западная, субширотная часть разлома крутая. Толщи северного крыла простираются вдоль разлома, толщи южного крыла — косо к нему. В южном крыле угол падения пластов меняется с запада на восток от $20-40^\circ$ В до $60-70^\circ$ В — СВ, причем вблизи разлома пласты резко отгибаются к западу. Крутой наклон сместителя и указанные особенности залегания пород южного крыла позволяют предполагать сдвиговые перемещения в этой части разлома.

Вдоль южного склона Восточного Каратау прослеживается крупный разлом, большей своей частью отделяющий пермо-триасовые толщи от юрских и меловых. Он был нами детально изучен к югу от горы Бесчоку. Здесь вблизи разлома пласты юрских пород круто падают на север, а местами даже запрокинуты до 80° . Пермо-триасовые толщи слагают южное крыло Бесчокинской антиклинали и круто наклонены на юго-юго-запад. Непосредственно возле разлома они «стоят на головах». Следовательно, в послетриасовой структуре рассматриваемый разлом — взброс, наклоненный на север под углами $70-80^\circ$. Однако в пермо-триасовых отложениях вблизи разлома есть мелкие складки волочения с крутыми шарнирами, сходные со складками волочения левого сдвига в зоне Шетпинского разлома. В юрских отложениях таких дислокаций нет; вероятно, они возникли в доюрский этап жизни разлома, когда он, как и Шетпинский, имел левосдвиговую составляющую смещения.

Описанные линейные складки и разломы — основные элементы верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау. Кроме них, на рассматриваемой территории есть много складок и разрывов, осложняющих линейные синклинали и антиклинали. К их числу относятся складки волочения с пологими шарнирами, местами развитые на крыльях крупных складчатых форм в пластичных породах, заключенных между твердыми пластами. Они образовались при скольжении твердых пластов один относительно другого в процессе смятия пермо-триасовых отложений.

Крылья линейных складок осложнены многочисленными мелкими надвигами, простирание которых примерно совпадает с простиранием слоев; особенно многочисленны они в Восточном Каратау. Известны и более крупные нарушения такого типа. К ним принадлежит зона надвигов и взбросов, осложняющих юго-западное крыло Отпанской анти-

клинали к югу от горы Отпан (рис. 2). С севера и северо-востока эта полоса нарушений ограничена разломом протяженностью в 7 км. Внутри нее прослеживаются два крупных взброса, сместители которых наклонены на северо-северо-восток под углами $60-80^\circ$. Взбросы разделяют зону на три удлиненных блока. В двух северных блоках залегают породы карадуанской и акмышской свит, запрокинутые на юг под углами $60-90^\circ$. В южном блоке обнажены только породы акмышской свиты, круто ($50-90^\circ$) наклоненные на северо-северо-восток. Моноклинальное падение слоев в блоках местами осложнено мелкими складками, среди которых отмечены складки волочения левого сдвига; вероятно, по разделяющим блоки разрывам наряду со взбрасыванием происходил левый сдвиг.

Разлом, ограничивающий эту зону с севера и северо-востока, состоит из разнонаправленных отрезков и повсюду наклонен в северных румбах, в сторону более древних пород; однако угол наклона и характер движения по разлому меняются. В центральной части он примерно параллелен оси Отпанской антиклинали и картируется в виде плавной дуги запад-северо-западного простираения на западе и северо-западного — на востоке. Плоскость разлома наклонена под углами $30-45^\circ$. По ней полого лежащие пачки пермских пород надвинуты на юго-запад, на запрокинутые пласты среднего и верхнего триаса. Западнее простираение разлома резко меняется до $250-260^\circ$ З — ЮЗ. Его плоскость круто ($60-70^\circ$) наклонена на северо-запад. С запада к описываемому отрезку разлома под углом примыкают крутопадающие пласты пермских и нижнетриасовых отложений. Их простираение, обычно северо-западное 300° , близ разлома становится почти широтным ($280-290^\circ$). Вероятно, здесь по разлому наряду со взбрасыванием происходил левый сдвиг. Сочетание взбрасывания со сдвигом, но уже правым, возможно, имело место в самой восточной части разлома, где его простираение меняется от северо-северо-западного до северо-восточного, а поверхность сместителя круто (50°) наклонена на восток под полого лежащие алевролиты и сланцы биркутской свиты. В целом разлом образует как бы «раму», по которой описываемая зона выдвинута на северо-восток и поддвинута под ядро Отпанской антиклинали.

Кроме продольных нарушений типа надвигов, линейные синклинали и антиклинали осложнены разрывами, направленными косо или поперек простираения складок. Среди них наиболее интересна Акмышская зона пологих разрывов на северном склоне Западного Каратау, которую некоторые геологи (Винюков, 1963₂; Дьяков, 1957, 1959, 1963) рассматривают как поверхность несогласного налегания средней части акмышской свиты на подстилающие толщи. В зависимости от трактовки геологического строения района Акмышская по-разному понимается стратиграфия и история тектонического развития всего региона в верхнем триасе. Поэтому мы остановимся на нем подробнее.

Акммышская зона (рис. 4) нарушает ядро и северо-восточное крыло Шетпинской синклинали. Она не продолжается на юго-западное крыло синклинали, где пласты таушиксской, карадуанской и нижние горизонты акмышской свит моноклинально падают на северо-восток под углами около 50° . Ближе к ядру наклон пластов уменьшается до $20-25^\circ$.

В ядре синклинали восточнее Акмышская пластичные слоистые породы акмышской свиты смяты в мелкие (амплитуда до 100 м) дисгармоничные складки с наклоном крыльев $20-55^\circ$. Складки прослеживаются на запад до изгиба Акмышская. На его западном склоне выходят более высокие горизонты акмышской свиты, которые, в отличие от перематой толщи, грубослоисты и образуют пологую (углы падения на крыльях до 20°), широкую, раскрывающуюся на северо-запад центриклиналь. Граница дисгармонично перематой и спокойно залегающей толщи резкая и может быть определена как поверхность срыва. Она проходит

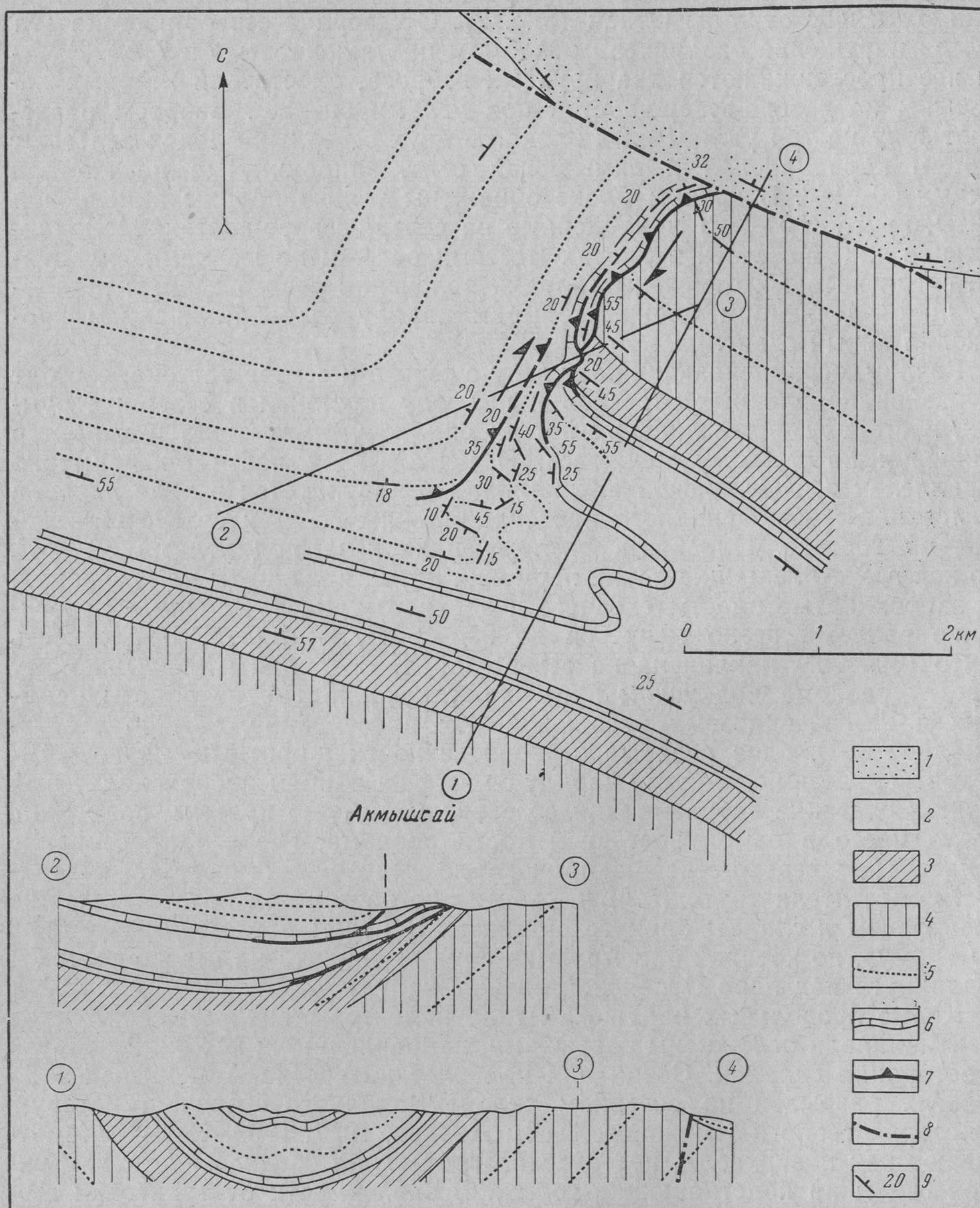


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района Акмышского разрыва
 1 — юрские отложения; 2—4 — триасовые отложения: 2 — акмышская свита — T_3 , 3 — карадуанская свита — T_2 , 4 — таушическая свита — T_1 ; маркирующие пласты: 5 — терригенных пород, 6 — известняков; 7 — пологие верхнетриасовые разрывы; 8 — крутые послеюрские разрывы; 9 — элементы залегания

по руслу Акмышая в северо-северо-восточном направлении, а на юге отгибается параллельно южному крылу центриклинали; здесь дисгармоничные складки затухают, и западнее следы срыва отсутствуют. К северу складки также затухают, и описываемое нарушение становится плоскостью межпластового скольжения.

На северо-восточном крыле Шетпинской синклинали, восточнее Акмышая, отложения акмышской, карадуанской и таушической свит образуют моноклираль с углами падения $45-55^\circ$ ЮЗ. Однако западнее, с приближением к Акмышая, пласт известняка, залегающий в 350—400 м выше основания акмышской свиты, приобретает сначала субмеридиональное, а затем северо-северо-восточное простирание и падает

на запад под углом 20° . По мере отгибания к северу пласт перекрывает все более низкие горизонты акмышской свиты (преимущественно глинистые сланцы), по-прежнему падающие на юго-запад. В 600 м севернее места перегиба пласт известняка выполаживается почти до горизонтального и в виде «языка» длиной около 150 м перекрывает нижние горизонты акмышской и верхние горизонты карадуанской свит. Далее к северу наклон пласта известняка вновь достигает $20\text{—}30^\circ$ З—СЗ, и до северного склона хребта, где пласт скрывается под юрскими отложениями, он параллелен нижележащим пачкам акмышской свиты.

Отмеченная параллельность связана с тем, что на участке выполаживания этого пласта другой известняковый пласт, залегающий в 10 м выше основания акмышской свиты, с приближением к Акмышсая также отгибается к северу. Его простирание становится северо-северо-восточным, а угол падения уменьшается до $20\text{—}30^\circ$. При этом мощность нижнего пласта постепенно сокращается от 15 м в тех местах, где он согласно сменял подстилающие толщи, до 5—6 м на участке северо-северо-восточного простирания и, наконец, до 1—1,5 м вблизи выходов юрских отложений. Отгибаясь к северу, нижний пласт известняка перекрывает основание акмышской свиты (10 м), карадуанскую (300—350 м) и большую часть таушикской (около 1000 м) свит. Последние сохраняют падение на юго-запад; лишь непосредственно у контакта с известняком они нередко меняют его на запад-юго-западное, повторяя в миниатюре изгиб известнякового пласта. На крайнем севере, в небольшом правом притоке Акмышсая, простирание пласта известняка становится восток-северо-восточным, почти широтным. Здесь на склоне хребта на протяжении 200 м он погружается на север под углом 50° , тогда как примыкающие к нему с юга отложения таушикской свиты наклонены под углом $20\text{—}25^\circ$ З-ЮЗ. Северо-восточнее этот пласт скрывается под юрской толщей.

Из приведенного описания видно, что два рассмотренных пласта известняка на участке своего северо-северо-восточного простирания почти параллельны друг другу. Тем не менее мощность пачки разделяющих эти пласты преимущественно глинистых пород здесь сокращена до 150 м, в то время как в нормальном залегании на крыльях Шетпинской синклинали она составляет 350—400 м. В глинистых сланцах этой пачки видны следы скольжения и выдавливания. Аналогичные сокращения мощности глинистых прослоев отмечены в горизонтах, непосредственно перекрывающих верхний известняковый пласт.

Поверхность несогласия нижнего известнякового пласта с подстилающими толщами неровная и в нескольких местах нарушена мелкими субмеридиональными сбросами амплитудой не более 10 м. Породы таушикской и карадуанской свит близ контакта с известняком обелены и сильно трещиноваты. В подошве пласта известняка распространены зеркала скольжения, изредка борозды, которые особенно глубоки (до 15—20 см) над твердыми песчаниками подстилающих свит. Там, где ниже пласта залегают мягкие глинистые сланцы, образуются пологие «карманы» и линзы светлой зеленовато-серой глинисто-известковой породы с обломками вышележащего известняка, иногда округленными. Мощность линз — до первых десятков сантиметров. Кверху количество обломков известняка в такой брекчии быстро возрастает, и она сменяется раздробленным известняком. Еще выше степень раздробления уменьшается, и уже через 1—1,5 м известняки становятся массивными.

Итак, на восточном склоне Акмышсая, в отличие от других районов Мангышлакского Каратау, два пласта известняков акмышской свиты несогласно перекрывают нижележащие толщи. Поверхности несогласий кулисно надстраивают друг друга и выглядят как пологие разрывы (тектонические глинки, брекчии, зеркала скольжения, борозды, волнистость поверхности несогласия в зависимости от твердости подстилаю-

щих пластов). Выше несогласно залегающих пластов видны следы скольжения, выжимания и вследствие этого частично выклинивания наиболее пластичных глинистых пачек и прослоев. Наконец, в северной части несогласной границы известняки падают круче (50°), чем примыкающие к ним породы таушикской свиты (25°). Все изложенное показывает несостоятельность представлений о стратиграфическом характере несогласия и разделения акмышской свиты по этой поверхности на карасайскую и торышско-акмышскую свиты (Винюков, 1963₂; Дьяков, 1957, 1959, 1963). Оба пласта известняка оказываются надвинутыми на подстилающие породы. Отмечены даже случаи, когда надвиги во фронтальной части переходят в покровы, один из которых, протяженностью в 150 м, упомянут выше.

Описанные кулисно подставляющие друг друга надвиги, плоскости скольжения, а на юге поверхность срыва в отложениях акмышской свиты составляют сложный субмеридиональный Акмышский разрыв. С образованием разрыва часть ядра и северо-восточного крыла синклинали, расположенная восточнее разрыва, оказалась сильно сжатой, а другая часть осталась слабо деформированной. Таушикская и карадуанская свиты в восточном крыле разрыва были приведены в соприкосновение с акмышской свитой, а нижние горизонты акмышской свиты восточного крыла смещены к югу относительно их продолжения в другом крыле (см. рис. 4). Эти данные дают основание полагать, что по Акмышскому разрыву произошел правый сдвиг. Однако, перемещаясь к югу, наиболее крупные пласты известняка, а вместе с ними и вышележащие глинистые пачки акмышской свиты не разрывались, а изгибались и растягивались. При этом они несколько надвинулись на подстилающие породы, образовав систему Акмышских разрывов. Разрывы не распространялись на юго-западный борт Шетпинской синклинали. Последний выступал в роли упора, вблизи которого при движении восточного крыла разрыва к югу возникли дисгармоничные складки; они полностью компенсировали сдвиговое смещение.

Мелкие сдвиги, простирающиеся под острым углом к осям складок, наблюдались в разных частях хребтов Каратау. Среди них есть правые и левые сдвиги, причем первые примерно меридиональны, а вторые широтны. Отмечены также сбросы и заполненные кварцем, кальцитом или баритом трещины растяжения. Они простираются на северо-восток и наиболее характерны для замков и крыльев антиклиналей. В ядре синклинали хребта Каратаушик распространены продольные сбросы.

Итак, в верхнетриасовое время на территории хребтов Каратаушик, Западный и Восточный Каратау возникли крупные линейные складки северо-западного простирания, иногда запрокинутые на юго-запад. В процессе развития, главным образом, на его последних этапах, складки осложнились надвигами, простирающимися параллельно осям складок, субмеридиональными правыми и субширотными левыми сдвигами, а также сбросами и трещинами растяжения северо-восточного направления. Все перечисленные формы образуют структурный парагенез, возникший в условиях горизонтального сжатия в направлении юго-запад — северо-восток, т. е. перпендикулярно осям складок.

Одновременно с ними вдоль современных южных подножий хребтов возникли субширотные левые сдвиги большой протяженности и сопутствующие им более мелкие тектонические формы. Эти левые сдвиги и линейные складки продольного изгиба парагенетически связаны и образовались под действием единой системы горизонтальных напряжений, в которой ось наибольшего сжатия была ориентирована на юго-запад — северо-восток.

Сложная складчатая структура пермо-триасовых отложений, сходная с рассмотренной, распространена и в других частях Мангышлака, где она прослежена по отдельным выходам, буровым скважинам, гео-

физическим измерениям. Она в общих чертах совпадает с зоной максимальных мощностей верхнетриасовых отложений — Мангышлакским прогибом запад-северо-западного простирания. По мере уменьшения мощности верхнетриасовых пород к краям прогиба упрощаются и верхнетриасовые дислокации; особенно резко вкост его простирания. По материалам геофизики (Вольвовский и др., 1965), подошва Мангышлакского прогиба, т. е. поверхность жесткого субстрата, подстилающего породы каратауского комплекса, залегает полого и не затронута описанной складчатостью. Эта поверхность погружается к центру прогиба, и там, в области наиболее интенсивной складчатости, мощность линзы пермо-триасовых отложений особенно велика.

Изложенные данные о глубинной структуре Мангышлака позволяют высказать следующие соображения. Во-первых, смятие и воздымание пород каратауского комплекса происходили дисгармонично по отношению к субстрату и поэтому не могли вызываться его дифференциальными вертикальными движениями, что лишний раз доказывает их связь с действием горизонтального сжатия. В субстрате горизонтальное сжатие проявилось иначе, возможно, в образовании пологих сколов, не отражающихся на геофизических полях. Во-вторых, область воздымания и складчатости совпадает с Мангышлакским прогибом. Выше было показано, что воздыманию и складчатости предшествовало его ускоренное погружение. Возможно, все эти процессы генетически связаны, т. е. ускоренное погружение Мангышлакского прогиба также вызывалось горизонтально ориентированными тектоническими силами.

Литература

- Винюков В. Н. К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Мангышлака. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака». Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 218, 1963¹.
- Винюков В. Н. Пермские и триасовые отложения Мангышлака. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака». Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 218, 1963².
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. Сов. геология (в печати).
- Дьяков Б. Ф. Схема тектоника строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. Геол. нефти, № 7, 1957.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. В кн. «Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии». Изд-во АН ТуркмССР, Ашхабад 1959.
- Дьяков Б. Ф. Геотектоническое районирование и прогноз нефтегазоносности Мангышлака. Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 218, 1963.
- Кипарисова Л. Д. Триасовая система. Мангышлак и Туаркыр. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1, Стратиграфия. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Князев В. С., Кононова И. Б., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермотриаса. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы Юга СССР», т. 1, Гостоптехиздат, М., 1963.
- Корженевский Б. А. Тектоника и структурные элементы хребта Каратау. В кн. «Сб. статей молодых научных сотрудн. ленинградских геолог. учреждений АН СССР», вып. 1, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1958.
- Мокринский В. В. Развитие процессов формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака. В сб. памяти акад. П. И. Степанова. Изд-во АН СССР, М., 1952.
- Муравьев В. И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау (Мангышлак). Литология и полезные ископаемые, № 2, 1964.
- Флоренский П. В. О верхнетриасовых туфах Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 154, № 1, 1964.
- Шлезингер А. Е. К вопросу о расчленении пермо-триасового (каратауского) комплекса полуострова Мангышлак. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIV, 6, 1959.