АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 60

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 60

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1962

Ответственный редактор
академик А. Л. ЯНШИН

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время принцип унаследованности получил в геологии широкое распространение как один из важнейших методов тектонического анализа. «Принцип унаследованности, разработанный Н. С. Шатским и его учениками, помогает правильно понять закономерности развития тектонических структур и решать ряд практических задач, связанных с прогнозом тектонических структур складчатого основания, погребенных под верхним осадочным чехлом» (Пейве, 1956, стр. 11).

Генетический смысл понятия «унаследованных» (а также «наложенных») тектонических структур впервые был показан Н. С. Шатским (1938) на примере тектоники Центрального Казахстана. Н. С. Шатский в Центральном Казахстане среди верхнедевонских и каменноугольных мульд отмечал «унаследованные» и «наложенные». Первые из них по строению и в стратиграфическом отношении тесно связаны со структурами среднего и нижнего девона и в ряде случаев готландия, т. е. представляют лишь верхнедевонскую и каменноугольную стадии длительного процесса палеозойского развития данной структуры. В наложенных мульдах верхнедевонские и каменноугольные отложения, наоборот, располагаются с резким несогласием и перерывами на нижнем палеозое без промежуточных толщ.

Само собой разумеется, что понятия «унаследованные» и «наложенные» являются относительными. Одна и та же структура может быть унаследованной, например, по отношению к среднедевонской мульде и наложенной по отношению к ордовикской. Н. С. Шатский подчеркивал, что «... под унаследованными складками мы понимаем структуры, связанные генетически с одноименными предшествующими, а не только сходные по форме и положению» (Шатский, 1938, стр. 757). Черты унаследованности и наложенности Н. С. Шатский рассматривал как различные, дополняющие друг друга стороны одного и того же сложного поступательно идущего процесса развития тектонических структур. «В новых структурах всегда можно распознать элементы старых, но всегда измененных в какой-то степени. И, наоборот, в длительном развитии старых структур всегда возникают, хотя бы в очень слабом виде, зачатки новых. При геологическом анализе строения земной коры первые выделяются как черты унаследования, как унаследованные затухающие с течением времени структуры, вторые — как новообразования, как новые элементы структуры, своим развитием, следовательно, затушевывающие старые» (Шатский, 1951, стр. 51).

А. В. Пейве, посвятивший принципу унаследованности в тектонике специальную статью (1956), отметил, что в проблеме тектонической унаследованности можно различить три стороны: 1) унаследованность тектонического плана; 2) унаследованность тектонических форм и 3) унаследованность тектонических движений.

Под унаследованностью тектонического плана следует понимать значительное постоянство мест расположения как древних платформ и послепротерозойских геосинклинальных областей, так и единое простирание важнейших линейных тектонических структур внутри этих областей. Линейные тектонические формы своим происхождением обязаны глубинным разломам земной коры, которые являются очень консервативными и устойчивыми структурами, наследующимися от одного структурного этапа к другому.

В унаследованности тектонических форм следует различать крупные глубинные тектонические структуры и мелкие поверхностные тектонические образования. Первые отличаются длительным унаследованным развитием, вторые характеризуются более коротким периодом развития.

Сейчас является общепризнанной исключительная длительность и унаследованность развития таких крупных тектонических форм, как древние платформы и геосинклинальные пояса. Доказано унаследованное развитие многих более мелких, но значительных глубинных тектонических форм внутри платформенных и геосинклинальных областей: щитов и плит, геоантиклиналей и геосинклиналей. «Унаследованность тектонических движений тесно связана с унаследованностью развивающихся и усложняющихся тектонических форм» (Пейве, 1956, стр. 15).

Еще в работе 1938 г. Н. С. Шатский подметил унаследованный характер развития крупных мезо-кайнозойских мульд, развитых в осадочном чехле Урало-Сибирской платформы, с фундаментом из складчатых палеозойских пород. Унаследованные мезо-кайнозойские мульды обладают главнейшими чертами глубже расположенных палеозойских мульд, но выраженными слабее: мощность осадков увеличивается в их осевых частях, где наблюдаются и более полные разрезы. Во многих мезо-кайнозойских унаследованных мульдах, особенно по их краям, развиты постумные складки, совпадающие по простиранию с палеозойскими складками. Поскольку в этих пологих антиклиналях выражаются слабые, затухающие мезо-кайнозойские движения палеозойского складчатого фундамента, постольку Н. С. Шатский считал, что их нельзя называть постумными (посмертными) и впервые предложил именовать их «унаследованными», так как они представляют собой ослабленное, но прямое продолжение в платформенной стадии развития тех же тектонических процессов, которые привели к складчатости палеозойского фундамента.

Явлениям унаследования в развитии молодых платформ на примере мезо-кайнозойской тектоники Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности Н. С. Шатский посвятил специальную статью (1951), в которой показал унаследованный характер развития таких крупных структур, как Тургайская синеклиза, Чуйская мульда, Иртышская синеклиза и др. Н. С. Шатский пришел к выводу, что... «в областях крупных, длительно прогибавшихся синклинальных палеозойских зон, или синклинориев, или отдельных синклиналов в платформенную стадию развития образуются крупные синеклизы и пологие постумные синклинальные складки» (Шатский, 1951, стр. 249). В этой работе Н. С. Шатский отдельные складки в мезо-кайнозойском чехле вновь назвал «постумными», несмотря на то, что в предыдущей статье (1938) считал более правильным именовать подобные структуры «унаследованными складками».

Представления Н. С. Шатского об унаследованных дислокациях осадочного чехла эпигерцинских платформ развил А. Л. Яншин (1948, 1951). А. Л. Яншин основное внимание уделил изучению характера наследования не крупных тектонических форм (типа синеклиз молодых платформ), а более мелких отдельных складок.

На примере тектоники Приаралья и Устюрта он показал унаследованный характер развития всех распространенных здесь локальных

дислокаций. Унаследованность этих дислокаций А. Л. Яншин показал еще в ранних работах по Приаралью (1939, 1940). Наиболее подробно вопрос об унаследованных структурах был разобран им в работе 1951 г.

Впервые подобный тип складчатости под названием постумной был выделен Э. Зюссом (Suess, 1888) для складок мезозоя Англо-Парижского бассейна, простирание которых совпадало с направлением складок каменноугольных отложений во внешней зоне арморикапской дуги герцинид. Как отмечает А. Л. Яншин, postumi представляет собой юридический термин римского гражданского права для обозначения детей, родившихся после смерти отца или после составления им завещания. По мысли Э. Зюсса, образование складок мезозоя Англо-Парижского бассейна было отделено от эпохи герцинской складчатости периодом полного тектонического покоя. Однако последующее изучение постумных складок как в самом Англо-Парижском бассейне, так и в других районах их развития показало, что эти структуры не возникли новообразованно вследствие повторных движений альпийского орогенеза, а развивались очень длительно и являются результатом постепенного затухания процессов, господствовавших в геосинклинальный этап существования данной территории. «Никакой «смерти» древних складок при этом не происходило. Молодые складки являются прямыми наследниками их развития, а не «постумами», и термин «постумные» для их обозначения мало приемлем по смыслу» (Яншин, 1951, стр. 175). В связи с этим А. Л. Яншин платформенные дислокации, развивающие структурные черты погребенного складчатого фундамента, вслед за Н. С. Шатским, называет унаследованными.

Унаследованные дислокации являются отражением в платформенном чехле только крупных структурных единиц погребенного складчатого фундамента — антиклинориев и синклинориев. Второстепенные смятия его слоев в структуре платформенного чехла обычно не отражаются. Унаследованные дислокации являются специфическими и характерными для осадочного чехла эпигерцинских платформ. Описанию унаследованных структур эпигерцинских платформ посвящена довольно большая литература: работы Н. С. Шатского (1938, 1951), А. Л. Яншина (1948, 1951), Б. А. Петрушевского (1955), Н. К. Овечкина, (Бойцова и др.,1955), А. Я. Дубинского (1959) для территории Советского Союза; работы Э. Зюсса (Suess, 1888), М. Бертрана (Bertrand, 1892), Р. Абрара (Abrard, 1948, 1950) для районов Парижского бассейна; работы Г. Дольфуса (Dollfus, 1927), Ф. Дагена (Daguin, 1948) для Аквитанского бассейна и др.

Большинство перечисленных работ в силу недостаточной геологической изученности районов развития унаследованных дислокаций было основано только на материалах геологических съемок и частично геофизических исследований. В связи с этим даже в наиболее детальных работах многие вопросы унаследованных дислокаций оставались нерешенными. По существу, во всех опубликованных работах унаследованность доказывалась главным образом в том смысле, что дислокации платформенного чехла развиваются согласно древнему структурному плану, а не вкрест его простирания. Не могло быть точно проверено и доказано: наследуются ли в плане платформенные дислокации, насколько совпадают оси однонаправленных структур чехла и фундамента? Даже для наиболее хорошо изученных унаследованных дислокаций Приаралья их унаследованность до последнего времени доказывалась главным образом только на основании того, что оси мезо-кайнозойских структур в общем продолжают к югу оси древних структур палеозойского фундамента, прослеживающихся в открытой части Мугоджар. Из-за отсутствия достаточного количества буровых работ только предполагалась длительность развития унаследованных дислокаций, их унаследованный, а не постумный характер.

В последнее десятилетие ряд областей эпигерцинских платформ в связи с поисками нефти, угля, артезианских вод и других полезных ископаемых стал детально изучаться. В настоящее время существуют районы, в пределах которых проведены обширные геолого-съемочные, буровые и геофизические работы. Накопление материала, полученного в результате этих работ, позволяет по-новому подойти к вопросу изучения унаследованных дислокаций и проверить, какие из упомянутых выше предположений правильны.

Одна из основных задач заключается в том, чтобы выяснить, существует ли в пределах эпигерцинских платформ совпадение осевых линий однозначных структур чехла и фундамента и насколько точно такое совпадение, т. е. доказать, существует ли в какие-то этапы развития дислокаций чехла строгая их унаследованность от структурного плана фундамента. Необходимо уточнить, какие тектонические формы складчатого фундамента наследуются тектоникой осадочного покрова. Не менее важно выяснение морфологии унаследованных дислокаций.

До настоящего времени еще не изучена история развития унаследованных структур. Еще идут споры, развивались ли подобные складки постумно, или шло непрерывное длительное их развитие. Отсюда вытекает еще одна важная задача изучения унаследованных структур: выяснить по возможности детальнее историю их развития. Таким образом, поставленные перед данной работой задачи сводились в основном к выяснению степени и характера унаследованности дислокаций осадочного чехла эпигерцинских платформ в пространстве и к восстановлению истории унаследованного развития этих структур во времени.

Для изучения характера развития дислокаций осадочного покрова эпигерцинских платформ и для решения поставленных выше задач необходимо было выбрать район, детально охарактеризованный данными буровых работ, в котором породы складчатого фундамента для выяснения его структуры в достаточной степени стратифицированы.

Одним из таких районов является периферия Мугоджар. Это область исключительно четко выраженных унаследованных дислокаций, которые продолжают к югу структуры складчатого фундамента открытой части Мугоджар. Именно здесь наиболее детально для территории эпигерцинских платформ были изучены А. Л. Яншиным унаследованные дислокации. Развернувшиеся за последние десять лет на периферии Мугоджар большие геологические и геофизические работы позволяют значительно детализировать и уточнить геологическое строение унаследованных дислокаций этой области. Здесь ряд структур разбурен по достаточно густой сетке до складчатого фундамента. Буровые и геофизические работы совместно с геологической съемкой в ряде случаев позволяют проследить историю развития и доказать унаследованный характер некоторых структур (Чушкакульской и Кокпектинской антиклиналей, Берчогурской синклинали и некоторых других).

Для создания настоящей работы автором были использованы многочисленные буровые материалы треста «Актюбнефтеразведка», который провел картировочное, крелиусное и глубокое бурение на ряде антиклинальных структур главным образом в районах Западного и Южного Примугоджарья. Были учтены данные бурения, проводимого на периферии Мугоджар Западно-Казахстанской межобластной комплексной геологической экспедицией (ЗККГЭ)[1] с целью поисков артезианских вод (главным образом в районах Челкарского и Донгузтауского артезианских бассейнов), каменного угля (Берчогурская синклиналь), бокситов (за-

[1] В настоящее время она называется Актюбинской геологоразведочной комплексной экспедицией. В дальнейшем я ее буду называть сокращенно ЗККГЭ.

падное подножие Мугоджар и долина р. Шет-Иргиз), железных руд (Джиланская, Тугузская синклинали и Чаграйское плато).

Геология многих унаследованных структур была уточнена геологическими съемками, проведенными Всесоюзным аэрогеологическим трестом, ЗККГЭ, «Актюбнефтеразведка» и Союзной геологопоисковой конторой. Кустанайской экспедицией Свердловского геофизического треста был проложен комплексный геофизический профиль вдоль линии Оренбургской железной дороги, а также проведены площадные сейсмические исследования методом КМПВ в южной части Берчогурской синклинали. Важные геофизические материалы были получены в результате работ контор «Спецнефтегеофизика» и «Казнефтегеофизика». Таким образом, данная работа является обобщением различных исследований разных организаций, попыткой обобщения всего накопившегося материала по району периферии Мугоджар.

На территории периферии Мугоджар я начал работать в 1951 г. от Всесоюзного аэрогеологического треста, а затем систематически занимался изучением этого района в составе Тургайской группы отрядов Геологического института АН СССР (руководитель А. Л. Яншин). В течение этого периода мной были закартированы Теректысайская, Кокпектинская, Чушкакульская, Берчогурская, Кособинская, Жаксыбуташская и другие структуры. Были описаны и изучены керновые и каротажные материалы многочисленных буровых скважин, пробуренных трестом «Актюбнефтеразведка», ЗККГЭ и др.

Предварительные результаты этих исследований опубликованы в ряде статей (Гарецкий, 1955, 1956, 1957, 1958, 1959; Гарецкий, Кузьмина, 1956; Гарецкий, Немков, 1956; Гарецкий, Шрайбман, 1956, 1958, 1960; Гарецкий, Мерклин, Яншин, 1958; Гарецкий, Яншин, 1959).

Собранные мной различные органические остатки были определены Е. А. Беляевой, В. В. Богачевым, Н. А. Болховитиной, Т. П. Бондаревой, В. А. Вахрамеевым, Л. С. Гликманом, С. А. Добровым, Г. Г. Мартинсоном, Р. Л. Мерклиным, Н. П. Михайловым, Д. П. Найдиным, С. Н. Наумовой, Г. И. Немковым, Ю. П. Никитиной, Д. М. Раузер-Черноусовой Е. А. Рейтлингер, Т. Г. Сарычевой, А. Н. Сокольской, Н. И. Филипповой, Л. Л. Халфиным и С. Ф. Щербович. В разное время мной были получены ценные материалы от П. Я. Аврова, А. Р. Бройтман, В. Б. Васильева, Н. А. Дементьевой, Н. П. Дубовенко, А. К. Замаренова, Н. Э. Зейберлиха, Л. И. Киселева, Г. Г. Мулдакулова, И. С. Плещеева, В. И. Самодурова, Б. З. Урецкого, М. А. Чимбулатова, Н. М. Шаповалова, А. И. Шарапова, А. Е. Шлезингера и В. И. Шрайбмана. Как полевые, так и камеральные работы проходили под руководством А. Л. Яншина. Всем перечисленным исследователям и в особенности А. Л. Яншину я приношу свою глубокую благодарность. Большую помощь в оформлении настоящей работы оказали мне В. Н. Гранкина и В. Г. Николаев, которым я искренне признателен.

В заключение необходимо отметить, что ряд фигур по техническим причинам вынесены в конец книги.

К ним относятся:

фиг. 1, 2, 3, упоминающиеся на стр. 32;
фиг. 36, 37, 38, » » на стр. 163, 164;
фиг. 43, 44, 45, 46, » на стр. 174, 175;
фиг. 93, 94, » » на стр. 263, 264, 265.

Глава I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

История геологического изучения Северного Приаралья (включая почти целиком и район периферии Мугоджар) была очень полно и подробно по 1951 г. включительно описана А. Л. Яншиным в его капитальной монографии, посвященной геологии Северного Приаралья (1953). Поэтому я не буду детально останавливаться на освещении работ, выполненных до 1951 г. Несколько дольше я задержусь на описании исследований, имеющих важное значение для изучения тектоники унаследованных дислокаций периферии Мугоджар, проведенных до 1951 г., и постараюсь детальнее осветить работы последних лет.

В истории изучения периферии Мугоджар (как и Северного Приаралья) можно выделить три периода, различных по характеру исследований, их задачам и методам. Для первого периода, охватывающего весь XIX век, характерны маршрутные исследования, носившие общее естественно-историческое направление. Специальные геологические работы в этот период совсем не велись. Все маршруты, в которых принимали участие естествоиспытатели различных специальностей, были связаны с военным и колониальным проникновением России в Среднюю Азию. Первые сведения о характере пород и ископаемой фауны периферии Мугоджар были опубликованы участниками дипломатических миссий в Хиву и Бухару (Эверсман, 1823, 1840; Пандер, 1826; Ковалевский и Гернгросс, 1840; Базинер, 1848). Описание берегов Аральского моря и ряд интересных геологических наблюдений на п-ове Куланды были сделаны А. И. Макшеевым (1851) и А. И. Бутаковым (1857, 1872). Ценные сведения по геологии района принесла экспедиции 1857 г. Н. А. Северцова и И. Г. Борщова (Борщов, 1861, 1865; Северцов, 1860, 1862, 1873; Северцов и Борщов, 1860). В последующие годы на Устюрте и берегах Аральского моря исследования вели Н. П. Барбот де Марни (1875) и В. Д. Аленицын (1874, 1875, 1876, 1877, 1880, 1885). С изысканием трассы железной дороги в Среднюю Азию связаны работы К. К. Шульца (1882). Палеонтологические коллекции, доставлявшиеся различными экспедициями, обрабатывались Г. П. Гельмерсеном (1845_1, 1845_2), Г. В. Абихом (1858), Г. Е. Траутшольдом (1859) и др.

Все исследователи этого периода приносили сведения о горизонтальном залегании слоев в пределах периферии Мугоджар, если не считать ошибочных указаний И. Г. Борщова о том, что на правом берегу Чегана у подножия Устюрта он обнаружил «следы скалистых рифов..., состоящих из трещиноватого диорита, которого толщи падают почти вертикально» (Борщов, 1865, стр. 4). В действительности это были нептунические дайки кварцитовидного песчаника, прорезающие глины тасаранской свиты эоцена. Только К. К. Шульц (1882) в нуммулитовых известняках п-ова Куланды отметил широтную антиклинальную складку.

Во второй период, который совпадает с началом XX в., исследования также в основном имели еще маршрутный характер, но стали более детальными и обстоятельными. Строительство Ташкентской железной дороги положило начало эксплуатации ряда месторождений полезных ископаемых (каменного угля в Берчогуре, медной руды в Джезказгане), увеличило интерес к изучению районов, прилегающих к Мугоджарам и Аральскому морю.

Крупным вкладом в изучение геологии берегов Аральского моря были работы Л. С. Берга, разультатом которых явилась его известная монография «Аральское море» (1908). В это время на периферии Мугоджар работали не только специалисты смежных с геологией дисциплин, но и геологи: С. Н. Никитин (1905, 1907, 1909), М. Э. Янишевский (1905), В. В. Богачев (1909), М. М. Пригоровский (1912, 1914, 1915), А. Н. Замятин (1915, 1918). Палеонтологический материал обрабатывался И. В. Палибиным (1904, 1906), А. Д. Архангельским (1909, 1912_1, 1912_2, 1915, 1916_1, 1916_2), Г. П. Михайловским (1909, 1912), М. В. Павловой (1914, 1915), А. Н. Криштофовичем и И. В. Палибиным (1915).

Дореволюционный период геологического изучения периферии Мугоджар привел к довольно большому, но чрезвычайно разрозненному накоплению фактов главным образом в области стратиграфии верхнемеловых и третичных отложений. Из тектонических сведений наиболее важным было открытие в 1914 г. М. М. Пригоровским (1915) первой ясно выраженной дислокации молодых осадочных толщ к югу от Мугоджар — крупной Чушкакульской антиклинали, а также обнаружение в 1915 г. А. Н. Замятиным (1918) на р. Атжаксы (левобережье среднего течения Эмбы) поднятия меловых пород, параллельного Чушкакульской антиклинали (названного впоследствии Кокпектинским).

Из других тектонических нарушений в этот период Л. С. Берг (1908) указал на п-ове Куланды в нуммулитовых известняках узкую синклинальную складку восток-северо-восточного простирания с падением крыльев до 30°, а на о-ве Николая (ныне о-в Возрождения) выход на поверхность дислоцированных меловых слоев с падением на восток-юго-восток. Л. С. Берг также предполагал, что восточные чинки Устюрта, круто обрывающиеся к Аральскому морю, обязаны своим существованием продольному сбросу и допускал возможность участия дизъюнктивных нарушений в строении обрывистых северных берегов моря. Намеченные Л. С. Бергом дизъюнктивные дислокации последующими работами не подтвердились.

В. В. Богачев (1909) к северу от горы Жаксыбуташ среди палеогеновых пепельно-серых и голубых глинистых сланцев нашел прослои белого кварцита, поставленного на́голову (в действительности это нептунические дайки). В урочище Жерлепескудук на северном берегу залива Тщебас он обнаружил меридиональный сброс, но ошибочно определил, что опущенным является его западное крыло. В. В. Богачев отметил, что на северном берегу залива Паскевича железистые песчаники континентального олигоцена падают на северо-запад под углом в 5° (в действительности эти наклоны слоев обусловлены косой слоистостью).

Третий период геологического изучения периферии Мугоджар — советский — можно разбить на три этапа. Первый этап отличается значительным оживлением геологических исследований, которые, однако, в большинстве своем носили маршрутный и несистематический характер. Почти никто не занимался геологической съемкой, в связи с чем оставались неясными очень многие вопросы стратиграфии, тектоники и т. д. Площадные геологические карты отдельных районов (бассейн рек Шетырлы и Маннысая — О. С. Вялов, 1931_1, Чушкакульская антиклиналь — А. Л. Яншин, 1940_2) были основаны на редких геологических маршрутах и поэтому страдали большими неточностями.

В первые годы после Великой Октябрьской социалистической революции выходили лишь редкие статьи, освещающие в той или иной степени геологию периферии Мугоджар на основе материалов полевых исследований предыдущих лет. В начале 20-х годов из печати вышли: работа М. М. Пригоровского (1921); сводка по геологии Европейской России А. Д. Архангельского (1923), где обосновывалось существование подземного Арало-Кызылкумского вала, соединяющего горные сооружения Урала и Тянь-Шаня; статья Н. Н. Тихоновича (1924), в которой он ошибочно соединил в одну антиклинальную зону дислокации п-ова Куланды, Чушкакуля и куполов Темирского района; сводка по верхнемеловым отложениям А. Д. Архангельского (1926).

В 1928 г. М. М. Пригоровский и П. В. Васильев опубликовали гидрогеологический очерк по степной полосе к западу и югу от Мугоджар, в котором привели геологическую карту северной части Чушкакульской антиклинали. Пригоровский первый правильно определил, что Чушкакульская антиклиналь, «расположенная на южном продолжении Мугоджар, является унаследованным, «постумным кряжем» из меловых (в ядре, может быть, и юрских, невидимых на поверхности) пород, облекающих несомненные мугоджарские складки из палеозойских пород» (Пригоровский, Васильев, 1928, стр. 772).

В 1926 г. начала работать Казахстанская экспедиция Академии наук СССР. Сотрудники почвенно-ботанического отряда этой экспедиции, работавшие на периферии Мугоджар, опубликовали ряд статей, содержащих различные геологические наблюдения (Неуструев, 1928; Герасимов, 1928, 1930_1, 1930_2; Ильин и Рожевиц, 1928; Рожевиц, 1930).

С 1929 г. по району Северного Устюрта и степей к северу от его чинков появляется цикл статей О. С. Вялова, главным образом стратиграфических и палеонтологических (Вялов, 1929_1, 1929_2, 1930, 1931_2). В 1931 г. вышла работа О. С. Вялова, в которой освещалось геологическое строение полосы, идущей к западу от Чушкакульской антиклинали и вытянутой от Эмбы до Северного Устюрта. В 1933 г. была опубликована его же статья о тектонике Устюрта, а в 1935 г.— сводная работа по геологии и гидрогеологии Устюрта.

Работавший в 1929 и 1930 гг. на периферии Мугоджар Г. В. Богачев в двух небольших статьях (1930, 1932) отметил неизвестные ранее выходы бурых углей в бассейне соленого озера Кашкарата. В этот период вышло довольно много работ по стратиграфии и палеонтологии периферии Мугоджар: статьи В. В. Богачева (1928, 1935, 1936), А. Н. Криштофовича (1930), Б. П. Жижченко (1934), М. Г. Прохорова (1934_1, 1934_2); А. И. Поярковой (1935), В. П. Колесникова (1935), А. К. Алексеева (1936, 1937), Ю. А. Орлова (1937, 1939), А. А. Борисяка (1939) и др.

Геологические материалы почвенно-ботанического отряда Е. С. Останина, изучавшего в 1932 г. пески Большие Барсуки, были обработаны О. С. Вяловым (1934). Он дал стратиграфическую схему района и предположил существование у западной окраины песков меридионального сброса амплитудой в 70—90 м, что последующими работами не подтвердилось. Залегание третичных слоев в других местах он считал ненарушенным.

В 1933 г. полоса вдоль железной дороги между станциями Челкар и Казалинск была обследована Л. Б. Рухиным (1935, 1937). Между станциями Джилан и Тугуз Рухин предположил существование меридионального сброса, который образовался до отложения слоев, содержащих раковины корбуль и относимых в настоящее время к нижнему миоцену.

В 1933 г. П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1937) работали на восточном подножии Мугоджар и впервые отметили широкое развитие здесь красноцветных отложений мезозоя.

В 1936 г. А. Л. Яншин (1940) проделал маршрут вдоль Чушкакульской антиклинали. Он составил схематическую геологическую карту

всей антиклинали и значительно уточнил стратиграфию слагающих структуру мезозойских пород. В ее своде им были обнаружены отложения нижнего мела. Было доказано также, что Чушкакульская антиклиналь является непосредственным продолжением Мугоджар, но уходит на юг в ином направлении, чем предполагалось раньше; скрывается под третичными толщами Устюрта в 150 км к западу от п-ова Куланды и не может быть увязана в одну тектоническую зону Арало-Кызылкумского вала. В этом же году на юге Чушкакульской антиклинали работал Н. К. Трифонов (1937), стратиграфические выводы которого в общих чертах сходятся с выводами А. Л. Яншина.

В 1936 г. вышла работа А. Д. Архангельского и В. В. Федынского, в которой впервые обобщены данные маятниковых измерений силы тяжести в Закаспийских степях, в том числе и на периферии Мугоджар. В этой работе А. Д. Архангельский окончательно опроверг гипотезу о существовании под плато Устюрт докембрийской глыбы и отказался от идеи предполагавшегося им ранее Арало-Кызылкумского вала.

Дальнейшее обобщение гравиметрических наблюдений привело А. Д. Архангельского к выводу о том, что складчатая система Донбасса под покровом новейших недислоцированных пород продолжается на восток на соединение с уральской системой (Архангельский и др., 1937).

В первый этап советского периода изучения геологии периферии Мугоджар сравнительно много было сделано в области стратиграфии, хотя ряд важных вопросов еще не был решен. Знания о тектонике района оставались на чрезвычайно низком уровне. Тогда все еще считали, что мезо-кайнозойские слои залегают горизонтально, а к востоку и юго-востоку от Мугоджарских гор проходит огромный очень пологий прогиб третичного «Тургайского пролива» Э. Зюсса (Suess, 1888). Сведения по тектонике сводились к отдельным указаниям на локальные нарушения, о которых упоминалось выше и которые никем и никак не интерпретировались и не связывались в какую-либо систему.

Второй этап советского периода геологического изучения периферии Мугоджар начался с 1937 г., когда на большей ее части приступила к работам геологическая партия Академии наук СССР под руководством А. Л. Яншина. Этот этап был началом первых широких систематических исследований геологии периферии Мугоджар и площадных геологических съемок. В это время сложились основные представления о геологическом строении района.

Полный отчет о трехлетних исследованиях Северного Приаралья, в составлении которого, кроме А. Л. Яншина, приняли участие В. А. Вахрамеев, Р. Н. Принц и В. Е. Сатин, был закончен в 1940 г. К отчету приложена в основном верная геологическая карта значительной площади Северного Приаралья на восток от Чушкакульской антиклинали в масштабе 1 : 500 000, составленная на очень неточной полуинструментальной двухверстной основе середины прошлого века. Отчет подводил итоги работ партии А. Л. Яншина по стратиграфии, тектонике, гидрогеологии и полезным ископаемым Северного Приаралья. Исследования этой партии явились крупным этапом в изучении периферии Мугоджар и произвели коренной переворот в представлениях по ряду вопросов ее геологического строения. Результаты этих исследований начали публиковаться с 1937 г., когда вышла статья Б. А. Петрушевского и А. Л. Яншина, в которой (на основании анализа тектоники района) авторы пришли к выводу о возможности получения в Северном Приаралье пресных подземных вод.

В 1939 г. напечатана краткая, но очень важная статья А. Л. Яншина, в которой были изложены основные выводы о тектонике Северного При-

аралья. На основании проведенной геологической съемки в Северном Приаралье устанавливалась система меридиональных структур, которые местами осложнены продольными сбросами и флексурами. Мощность отложений (сокращенная на антиклиналях и повышенная в синклиналях) свидетельствовала о длительности формирования этих структур. Дислокации Северного Приаралья «по своему плану являются постумными, унаследованными от герцинской эпохи орогенеза..., они развивают структурные формы этого орогенеза...» (Яншин, 1939, стр. 814). Таким образом была установлена и в основных чертах изучена система меридиональных дислокаций особого и в некоторых отношениях нового для территории СССР типа, названного впоследствии А. Л. Яншиным унаследованным, и окончательно откинуто долго существовавшее представление о горизонтальности залегания третичных и меловых слоев на периферии Мугоджар.

Опубликованная в 1940 г. статья А. Л. Яншина отражала предварительные результаты работ в Северо-Западном Приаралье. В ней было отмечено широкое развитие континентальных отложений мела, с которыми связаны главные водоносные горизонты. Совершенно по-новому трактовалась тектоника этой области с развитыми здесь меридиональными дислокациями. В статье указывалось на возможность получения пресных вод в районах выявленных артезианских бассейнов и на перспективность нефтеносности области.

В этом же году вышла из печати статья В. А. Вахрамеева и А. Л. Яншина об открытии выходов палеозоя массива Жибынын-тау к юго-западу от г. Иргиз. В том же 1940 г. был опубликован ряд работ по стратиграфии Устюрта (Жижченко, 1940_1, 1940_2; Колесников, 1940). В 1941 г. в первом томе «Геологического строения СССР» А. Д. Архангельский почти полностью повторил данные А. Л. Яншина (1939) по тектонике Приаралья.

Во время Великой Отечественной войны публикация научных работ была затруднена, хотя геологические исследования велись еще более усиленными темпами, в особенности те изыскания, которые служили выполнению задач, выдвигавшихся нуждами обороны. Геологическая служба Западного Казахстана была значительно усилена, и в Актюбинске в 1944 г. создано Западно-Казахстанское геологическое управление, впоследствии преобразованное в Западно-Казахстанскую комплексную геологическую экспедицию (ЗККГЭ). Вплоть до 1945 г. печатных работ по геологии периферии Мугоджар не выходило. В 1945 г. была опубликована статья О. С. Вялова о возрасте корбулевых слоев Приаралья. 1945 г. завершился выходом в свет статьи А. Л. Яншина «О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря», в которой автор, на основании анализа фациальной изменчивости пермских и мезозойских отложений Урало-Эмбенского района и Мангышлака, установил существование между этими районами широтной полосы герцинид. А. Л. Яншин доказывал отсутствие связи Урала с Донбассом и прослеживал полосу погребенных широтных герцинид от п-ова Бузачи через Устюрт к Султануиздагу. Герциниды Мугоджар и погребенные герциниды к югу от Эмбы в этой работе рассматривались А. Л. Яншиным как две виргирующие ветви палеозойской системы Южного Тянь-Шаня.

В 1946 г. В. М. Боровский опубликовал статью о происхождении Аральского моря, а В. А. Вахрамеев — о флоре покрытосеменных среднего альба Чушкакульской антиклинали. В этом году вышел лист L-41 геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000 и объяснительная записка к нему, составленная Б. А. Петрушевским. Западная часть листа, куда входят структуры Северо-Восточного Приаралья, была составлена по данным партии А. Л. Яншина 1937—1940 гг. Тогда же Г. И. Водорезов провел геологическую съемку Южных Мугоджар. В процессе работ он захватил непосредственно прилегающую к Мугоджарским горам равнин-

ную мезо-кайнозойскую часть Примугоджарья. Этой съемкой к северу от ст. Эмба была обнаружена Теректысайская антиклиналь. Результаты съемки вошли в опубликованный в 1947 г. лист М-40 геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000 и объяснительную записку к нему, составленную Г. И. Водорезовым и А. Л. Яншиным.

В 1945 г. вышла книга Н. Г. Кассина «Материалы к палеогеографии Казахстана», содержащая компилятивный, без критического анализа, обзор мезо-кайнозойских отложений Казахстана, в том числе и периферии Мугоджар. С 1944 г. под руководством А. Л. Яншина работала экспедиция по съемке и пересъемке листа L-40 для подготовки его к изданию в масштабе 1 : 1 000 000. Геологическая карта листа L-40 и объяснительная записка к ней были опубликованы А. Л. Яншиным в 1949 г. В ней описана стратиграфия отложений периферии Мугоджар и коротко освещена тектоника Чушкакульской и Куландинской антиклиналей и разделяющей их Челкарской синклинали.

В 1947 г. организован трест «Актюбнефтеразведка», работы которого вместе с работами незадолго перед тем созданного Западно-Казахстанского геологического управления сыграли в дальнейшем большую роль в геологическом изучении периферии Мугоджар. Начало геологических работ на периферии Мугоджар Эмбенской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста и широкий объем геологических изысканий названных выше крупных местных геологических организаций завершает второй этап изучения геологии области.

Третий этап советского периода геологического изучения периферии Мугоджар начался примерно с 1948 г. В этот этап широким фронтом развертываются геологосъемочные работы, в результате которых к 1959 г. на подавляющей части территории была проведена геологическая съемка 1 : 200 000 масштаба, а на ряде структур, в особенности антиклинальных, в Примугоджарье и Северном Приаралье — более крупных масштабов. Наиболее характерной особенностью третьего этапа является то, что геологи не ограничивались изучением геологии района с поверхности, а с помощью широко развернувшегося бурения и геофизических методов разведки исследовали глубинное геологическое строение территории. Это этап крупномасштабной геологической съемки, широких буровых и геофизических работ.

В 1948 г. появился ряд статей о фауне позвоночных из корбулевых слоев Приаралья (Бажанов, Кузнецов, Беляева). В. И. Баранов (1948) опубликовал обзор находок третичной флоры на территории СССР, в том числе и на периферии Мугоджар. Вышла геологическая карта листа М-41 масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительная записка к ней (А. Г. Бер, Л. И. Боровиков, Е. П. Бойцова, Н. К. Овечкин). На карте отображена северо-восточная часть разбираемой территории. В. А. Вахрамеев (1948_2) опубликовал статью, в которой доказывал нижнемеловой (а не юрский, как считалось ранее) возраст красноцветных пород подножия Мугоджар. Он же (1948_1) провел разбивку континентальных нижнемеловых отложений Чушкакульской антиклинали на четыре свиты (снизу вверх): музбельскую, карачетаускую, кызылшенскую и алтыкудукскую.

В том же году вышла статья А. Л. Яншина, которая посвящена разбору погребенной герцинской структуры к востоку от Каспийского моря, сделанному на основании изучения унаследованных мезо-кайнозойских дислокаций с привлечением данных палеогеографии и геофизики. А. Л. Яншин впервые убедительно доказал, что дислокации Урала к югу затухают и не соединяются со складчатыми сооружениями Донбасса и Тянь-Шаня. В этой работе А. Л. Яншин дал краткое описание структур, прослеживающихся в меловых и третичных отложениях периферии Мугоджар, выделив их в особый тип под названием унаследованных, и наметил некоторые их особенности: строгую согласованность их плана

с планом структуры складчатого фундамента, а также длительность их развития. Эти дислокации развиты над палеозойской структурой внутренних зон геосинклинальной системы.

В статье А. Л. Яншина дана схема строения Устюрта в изолиниях подошвы сармата, на которой в районе Северного Устюрта четко выделился широтный Североустюртский прогиб, представляющий, по мнению А. Л. Яншина, очень слабое унаследованное отражение краевого прогиба широтной полосы погребенных герцинид. Как и в работе 1945 г., полоса повышенных значений силы тяжести к югу от Эмбы (Южноэмбенский региональный гравитационный максимум) объяснялась А. Л. Яншиным фациальным замещением легкой каменной соли кунгура тяжелыми ангидритами. Позднее наличие гравитационного максимума нашло более правильное объяснение.

С 1948 г. на периферии Мугоджар геологосъемочные работы проводила Эмбенская экспедиция № 8 Всесоюзного аэрогеологического треста (А. К. Замаренов, Н. В. Кулаков, В. Л. Яхимович, В. Ф. Самсонов и др.). А. К. Замаренов в северных чинках Устюрта выявил поднятие, названное им Чагамбайским. В. Л. Яхимович и В. Ф. Самсонов на западном борту Чушкакульской антиклинали выделили несколько дополнительных поднятий, которые рассматривались ими как коробчатые виргационные ответвления, разделенные узкими синклинальными зонами. Большим недостатком картирования было то, что туронские, сеноманские и верхнеальбские отложения были объединены, тогда как породы турона можно было бы картировать отдельно. В том же году Кокпектинская антиклиналь и район к западу от нее изучались В. И. Самодуровым и Н. В. Ивановой. Ими была выделена Батпаккуль-Соркульская синклиналь, протягивающаяся параллельно Кокпектинской структуре к западу от нее.

В 1948 г. появилась статья П. А. Мчедлишвили о тургайских флорах Казахстана, дополненная затем двумя работами, опубликованными тем же автором в 1949 г. В 1949 г. одновременно В. А. Вахрамеевым и Л. Н. Формозовой были опубликованы статьи о стратиграфии тургайской серии среднего и верхнего олигоцена. Эта серия осадков была подразделена ими на четыре свиты, названные Л. Н. Формозовой (снизу вверх): кутанбулакской, чиликтинской, жаксыклычской и чаграйской. В. А. Вахрамеевым в северных чинках Устюрта в районе могильника Курган была отмечена антиклинальная складка, обнаруженная им еще в 1946 г. (Чагамбайское поднятие А. К. Замаренова).

В 1949 г. в урочище Донгузтау по рекомендации и инициативе А. Л. Яншина Западно-Казахстанским геологическим управлением (впоследствии ЗККГЭ) было начато поисково-разведочное бурение на артезианскую воду, в следующем году увенчавшееся успехом. Скважинами были пройдены наиболее полные синклинальные разрезы отложений морского палеогена и верхнего мела и вскрыты верхи водоносных песков сеномана и верхнего альба.

В 1950 г. П. А. Мчедлишвили опубликовал две статьи о флоре тургайской серии и о соотношении корбулевых слоев Приаралья и Закавказья. Д. П. Назаренко (1950) дал очерк геоморфологии Северного Приаралья. Вышла монография А. Г. Гаеля и др. «Песчаные пустыни Северного Приаралья и пути их освоения», в которой содержались разделы о геологическом строении Приаралья, о происхождении его песчаных массивов и их грунтовых водах. Геологическое строение было описано кратко, по различным источникам и не всегда точно.

В этом же году была опубликована книга «Казахстан. Общая физико-географическая характеристика», в которой часть главы «Рельеф и геологическое строение» посвящена компилятивному обзору геологического строения Приаралья.

В 1950 г. Н. П. Никишин (ЗККГЭ) произвел гидрогеологическое исследование района Кокпектинской антиклинали, пробурив близ озер Батпаккуль и Соркуль несколько скважин (глубиной немного более 100 м). Скважины, вскрывшие отложения верхнего мела, показали значительное погружение слоев в Батпаккульской синклинали.

В 1951 г. была опубликована работа А. Л. Яншина, освещающая тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы. В ней развиты представления об унаследованной складчатости и на примере структур Приаралья отмечены ее наиболее характерные черты. В качестве примеров унаследованных антиклиналей А. Л. Яншин кратко рассмотрел строение Теректысайской, Кокпектинской, Чушкакульской и Куландинской антиклиналей. В той же работе дан анализ геологического строения унаследованного Предмугоджарского прогиба, Берчогурской синклинали и наложенного Челкарского прогиба. На основании изучения унаследованных дислокаций южного погружения Урала и обобщения геофизических данных в работе приведена широко известная схема вероятного соотношения герцинских складчатых сооружений Урала и Тянь-Шаня. В том же году вышла статья Л. Н. Формозовой (1951) о характере косой слоистости и происхождении терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья.

Представление об унаследованном характере тектоники периферии Мугоджар и предположение о погружении и затухании Уральской складчатой системы к югу (Яншин, 1948, 1951) позволило ожидать развитие верхнепалеозойских осадков в формациях краевого прогиба на юге Чушкакульской антиклинали. В связи с этим в 1951 г. трестом «Актюбнефтеразведка» на крайнем южном окончании Чушкакульской антиклинали были начаты детальные работы по изучению мезо-кайнозойской структуры с целью подготовки ее для глубокого бурения на предположительно нефтеносные верхнепалеозойские осадки периклинального прогиба Южного Урала. Правда, А. Л. Яншин предполагал, что в осевой зоне Чушкакульской антиклинали эти, возможно, нефтеносные отложения будут встречены несколько южнее. Трестом было проведено геологическое картирование южного окончания антиклинали (Н. П. Дубовенко) и начато крелиусное бурение (В. П. Новиков, М. А. Чимбулатов). Скважины прошли альбские отложения и вскрыли пестроцветные породы неокома. Кровля неокомских отложений четко отбивалась как по бурению, так и по электрокароттажу. Поэтому крелиусное бурение проводилось с целью составления структурной карты по кровле неокома.

Одновременно с этими работами в том же 1951 г. Мугоджарская партия экспедиции № 10 Всесоюзного аэрогеологического треста (С. В. Артамонова, Р. Г. Гарецкий, С. С. Коробов) провела геологическую съемку северной и центральной частей Чушкакульской антиклинали. В результате была составлена геологическая карта Чушкакульской антиклинали, которая резко отличалась от предыдущих карт и показывала большую сложность строения этой структуры. Здесь был установлен совсем иной тип дислокаций, отмечен ряд разломов, играющих важную роль в строении антиклинали.

Другая партия этой же экспедиции (Р. Б. Сейфуль-Мулюков, Л. М. Малявко) провела геологическую съемку в районе Теректысайской антиклинали. Сама антиклиналь была закартирована не совсем точно, но правильно было отмечено отсутствие маастрихтских отложений в ее пределах.

В 1951 г. ЗККГЭ вела поисковые буровые изыскания артезианских вод, а также геологосъемочные работы в северо-западной части Челкарского прогиба (Н. А. Дементьева, Н. Э. Зейберлих). В этом же году трестом «Актюбнефтеразведка» пробурен широтный профиль скважин глубиной в среднем около 100 м от ст. Изембет до Мугоджарского хребта.

При этом к востоку от купола Чили (Изембет), в 8 км северо-восточнее ст. Изембет в мезо-кайнозойских и палеозойских отложениях была выявлена Ильинская антиклиналь (А. Ш. Хаджиев). На юге Берчогурской синклинали ЗККГЭ было начато поисковое бурение на уголь. В связи с этим в юго-западной части Берчогурской синклинали была проведена геологическая съемка (В. А. Лобанчук, З. М. Махова, Г. И. Палиев).

В 1952 г. опубликована статья А. Л. Яншина о тектонике и использовании артезианских вод в пустынной зоне Южного Казахстана. В этом же году Н. К. Овечкин выступил со статьей, в которой доказывал, что чеганская свита относится не только к нижнему олигоцену, но охватывает и самые верхи верхнего эоцена. В 1952 г. вышла в свет крупная монография В. А. Вахрамеева «Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана», обобщающая работы автора в этом районе и имеющая большое значение для правильного установления стратиграфии континентальных меловых отложений периферии Мугоджар. Автором детально освещены континентальные меловые отложения Чушкакульской антиклинали, Теректысая, Кокпекты и п-ова Куланды. Они были подразделены на ряд свит. Находящаяся в них ископаемая флора была описана, установлен возраст свит и приведено сопоставление континентальных отложений этих районов с разрезами более западных площадей Западного Казахстана.

В вышедших в этом же году коллективной книге «Очерки по физической географии Казахстана» и сводке С. Бубнова «Фенносарматия» (Bubnoff, 1952) приводятся краткие компилятивные сведения о геологическом строении интересующей нас территории.

В 1952 г. Мугоджарской партией экспедиции № 10 Всесоюзного аэрогеологического треста (Ю. Я. Кузьмин, С. С. Коробов и др.) была закончена геологическая съемка Примугоджарья и Чушкакульской антиклинали, начатая в 1951 г. В южной части Примугоджарья между Теректысайской антиклиналью на севере и Кокпектинской на юге было обнаружено еще несколько поднятий: Кандыкульское, Шийбулакское, Каиршактыкульское и Караганкульское.

В этом году трест «Актюбнефтеразведка» еще более расширил свои работы. Была составлена геологическая карта западного крыла Чушкакульской антиклинали и ее центральной части (Б. С. Фукс и Н. П. Дубовенко). На карте выделены отложения турона, ранее (в 1948 г.) неоткартированные В. Л. Яхимович и В. Ф. Самсоновым. Однако съемка велась на недостаточно хорошей топографической основе, без применения аэрофотоматериалов и достаточных наблюдений над обнажениями и поэтому страдает рядом неточностей. На крайнем юге Чушкакульской антиклинали было продолжено крелиусное бурение. Одна из скважин (К-5) вскрыла под красноцветами неокома углистые темно-серые глины, спорово-пыльцевой анализ которых показал их средне-верхнеюрский возраст. Было начато разбуривание крелиусными скважинами Узунтальского поднятия, расположенного на юго-западе Чушкакульской антиклинальной зоны. На основе структурной карты по кровле неокома на южном окончании Чушкакульской антиклинали в ее своде была заложена первая глубокая скважина (Г-2), а затем в 6 км к востоку от нее еще одна—Г-3 (М. А. Чимбулатов).

На широте ст. Изембет было закончено бурение крелиусных скважин по профилю ранее проведенных картировочных скважин и разбурена Изембетская антиклиналь (Чен Ын Ен). Скважинами вскрыты отложения альба, апта, неокома и палеозоя. На Изембетской антиклинали заложено несколько глубоких скважин (Н. Н. Михина). Геологосъемочные работы были проведены на Кокпектинской антиклинали (Н. П. Дубовенко).

Западно-Казахстанской геологической экспедицией в Берчогурской синклинали продолжались поисковые буровые работы на уголь. Было

установлено широкое развитие красноцветных и зеленоцветных отложений, выполняющих осевую часть Берчогурской синклинали и отнесенных по возрасту к миоцену (В. А. Лобанчук). Новые материалы говорят, скорее всего, о плиоценовом их возрасте.

Той же экспедицией были начаты поиски бокситов в районе западного подножия Мугоджар (Г. С. Трошин, Р. А. Сегедин, С. С. Сахно). Гидрогеологические исследования продолжались в северной части Челкарского прогиба.

В 1952 г. через Теректысайскую антиклиналь конторой «Казнефтегеофизика» был проведен широтный сейсморазведочный профиль методом отраженных волн (Н. И. Шехт), который позволил проследить только поверхность палеозойского фундамента. Был обнаружен очень пологий изгиб этой поверхности, в общем совпадающий со сводом Теректысайской антиклинали.

В 1953 г. вышли две статьи Е. Д. Заклинской (1953_1, 1953_2), посвященные описанию спорово-пыльцевых спектров морских отложений олигоцена и эоцена Северного Приаралья. А. П. Ильина (1953) опубликовала работу о моллюсках чеганской свиты северных чинков Устюрта. В. И. Баранов (1953) описал новую ископаемую флору из третичных и верхнемеловых отложений западного склона Мугоджар. Н. А. Болховитина (1953) привела спорово-пыльцевую характеристику континентальных меловых отложений Западного Казахстана, в том числе альбских пород Чушкакульской антиклинали, Каульджура и п-ова Куланды. Л. Н. Формозова (1953) детально осветила состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Северного Приаралья. В. Ф. Самсонов (1953) описал нептунические дайки бассейна Маннысая.

В этом же году вышла из печати крупная монография А. Л. Яншина «Геология Северного Приаралья». В монографии, кроме детальнейшего описания стратиграфии отложений, участвующих в строении Северного Приаралья, есть небольшая, но очень важная глава, освещающая основные черты строения этой территории. К ней приложена впервые построенная для этого района структурная карта по кровле мела, на которой четко выделились Кокпектинская, Чушкакульская, Жаксыбуташская, Куландинская и другие антиклинали, Челкарская, Джиланская и другие синклинали. В работе имеется также небольшая глава, посвященная описанию складчатого фундамента Северного Приаралья.

В 1953 г. трестом «Актюбнефтеразведка» была закартирована самая северная часть Чушкакульской антиклинали (Г. Г. Мулдакулов). Были подтверждены данные предыдущих съемок. Только на севере площади значительно уменьшено поле развития неокома и выявлено довольно широкое распространение предположительно миоценовых отложений.

На юге Чушкакульской антиклинали много новых данных дали глубокие скважины. Скважина Г-3 вскрыла мощную толщу темно-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников, по внешнему виду принятых вначале за палеозойские. Позже спорово-пыльцевой анализ показал принадлежность этой толщи к нижней юре и верхнему триасу. Скважина Г-2 вскрыла толщу красноцветных аргиллитов, конгломератов и песчаников, литологически неотличимых от верхнепермских красноцветов Актюбинского Приуралья. В том же профиле глубоких скважин между двумя предыдущими была заложена еще одна (Г-6).

В районе Каиршактыкульской группы структур трестом «Актюбнефтеразведка» была проведена геолого-структурная съемка, уточнившая строение Каиршактыкульской антиклинали. На востоке площади было обнаружено залегание палеогена прямо на альбе и даже на палеозое, а несколько скважин под четвертичными осадками небольшой мощности вошли в аргиллиты, алевролиты и песчаники палеозоя.

На Теректысайской антиклинали непосредственно к северу от ст. Эмба была пробурена серия профилей крелиусных скважин, вскрывших альб и неоком и вошедших в палеозой (Чен Ын Ен). Продолжалось глубокое бурение на Изембетской антиклинали, и было начато крелиусное бурение на Кокпектинской структуре. Западно-Казахстанской геологической экспедицией у оз. Соркуль была пробурена скважина на воду (Л. П. Казанцева), которая вскрыла красноцветные отложения турона (предположительно) и вошла в водоносные пески верхнего альба.

В узкой полосе западного подножия Мугоджар, южнее и севернее ст. Мугоджарской, была проведена геологическая съемка (Г. С. Трошин). В районе верховьев Шет-Иргиза (Восточное Примугоджарье) работала поисковосъемочная партия на бокситы, проведшая небольшой объем буровых работ. Скважины отметили место выклинивания близ Мугоджар меловых пород. Прямо на палеозойский фундамент здесь налегают отложения палеогена (Л. С. Спирин).

В 1953 г. продолжались буровые, гидрогеологические и геологосъемочные работы на севере Челкарского прогиба (Н. Э. Зейберлих, Н. А. Дементьева и др.) и в пределах Донгузтауского артезианского бассейна (А. В. Сотников). Продолжалось бурение на юге Берчогурской синклинали.

В 1954 г. вышли работы по стратиграфии третичных отложений Тургайской впадины и Северного Приаралья: Н. К. Овечкина — по среднему и В. И. Яркина — по нижнему палеогену. В. П. Козловым и Г. А. Гладышевой (1954) в небольшой статье были описаны нефтепроявления, обнаруженные при бурении на уголь в берчогурской свите нижнего карбона Берчогурской синклинали. В статье, по данным геологов партии ЗККГЭ, приведены разрез через Берчогурскую синклиналь по линии пробуренных скважин и схематическая геологическая карта (во многом неточная).

В 1954 г. Челкарская геофизическая экспедиция конторы «Спецнефтегеофизика» приступила к проведению широкого комплекса геофизических исследований: гравиметрических (Ф. З. Полойко и М. С. Шамис), сейсморазведочных (А. А. Голованов и В. Ф. Дунаев) и электроразведочных (Б. А. Бычин).

Научно-исследовательским институтом геофизических методов разведки была проведена аэромагнитная съемка обширной территории Предкавказья, Устюрта и Тургайской низменности, включая и южную часть периферии Мугоджар (О. Н. Соловьев). Все эти работы, результаты которых будут разбираться в дальнейшем, дали важный материал для понимания глубинного строения периферии Мугоджар. Трестом «Актюбнефтеразведка» было закончено разбуривание крелиусными скважинами Узунтальской брахиантиклинали (А. Т. Пак). В результате этого бурения по кровле неокома была составлена структурная карта, уточнившая строение поднятия. Было начато крелиусное бурение в центральной части Чушкакульской антиклинальной зоны на Музбельской структуре, где скважины также вскрывали кровлю неокома.

На юге Чушкакульской антиклинали было закончено бурение глубокой скв. Г-6, которая, так же как и скв. Г-3, вскрыла верхнетриасовые — нижнеюрские аргиллиты и песчаники и не вышла из них. На южном окончании антиклинали было заложено вблизи от упомянутых скважин еще две (Г-4 и Г-5), но они ничего принципиально нового не дали. На Узунтальской брахиантиклинали в ее своде, по данным структурной карты по кровле неокома, были пройдены две глубокие скважины (Г-8 и Г-9), которые под отложениями средней юры вскрыли ту же, что и в скв. Г-3 и Г-6, мощную толщу пород верхнего триаса — нижней юры и не вышли из нее.

В 1954 г. продолжалось бурение на Кокпектинской антиклинали, в Челкарском и Донгузтауском артезианских бассейнах, у западного подножия Мугоджар. Было закончено бурение на юге Берчогурской синклинали (Г. П. Кондратьева).

Геологическое строение Кособинской антиклинали, расположенной к югу от разъезда Кособа, и северной части Тасаранской структуры уточнено при гидрогеологической съемке, проведенной Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедицией (Н. Э. Зейберлих, Н. А. Дементьева и др.). Союзной геологопоисковой конторой была проведена геологическая съемка Алагузского поднятия, находящегося непосредственно к северу от горы Жаксыбуташ, и п-ова Куланды. К северу от горы Жаксыбуташ в своде антиклинали обнаружен выход континентальных меловых отложений (О. А. Кузьмина). На п-ове Куланды была уточнена стратиграфия меловых отложений, выявлена к северу от полуострова небольшая антиклиналь и отмечены некоторые новые черты строения Куландинской структуры (О. Н. Иванов).

В 1955 г. вышли работы, освещающие фауну чеганской свиты: А. П. Ильиной — о моллюсках Северного Устюрта и Т. П. Бондаревой — о фораминиферах южной части Арало-Тургайской низменности. Сравнению стратиграфических схем континентальных третичных отложений Казахстана и Западной Сибири посвятил статью В. В. Лавров (1955_2). В. С. Корнилова (1955) опубликовала статью об эоценовой (главным образом листовой) флоре Казахстана, а Е. Д. Заклинская (1955) о спорово-пыльцевых спектрах верхнего эоцена Северного Приаралья. Гумусовую природу челкарского каустобиолита, выход которого был открыт А. Л. Яншиным к югу от Челкара и описан П. И. Саниным еще в 1940 г., подтвердил В. В. Лавров (1955_1).

В этом же году Е. П. Бойцова, Е. А. Мазина, Б. М. Михайлов и Н. К. Овечкин опубликовали сводку по геологии юго-западной части Тургайского прогиба. В небольшой главе о тектонике района, написанной Н. К. Овечкиным, отмечается унаследованность между палеозойскими и третичными структурами. Детально прослеженные оси структур в обнаженной части палеозоя точно продолжаются на юг по осям однозначных структур в мезо-кайнозое. Авторы сводки пришли к выводу, что различия в тектоническом строении юго-западной части Тургайского прогиба и Северного Приаралья нет. В подтверждение этому указывался факт непосредственного продолжения структур, выявленных А. Л. Яншиным в Северном Приаралье, в структуры, установленные авторами сводки, в юго-западной части Тургайского прогиба. Тогда же вышла моя статья (Гарецкий, 1955), в которой на основании геологического картирования и результатов бурения детально описывалось геологическое строение Теректысайской антиклинали и устанавливалась сильная эрозионная расчлененность палеозойского фундамента периферии Мугоджар.

К статье А. К. Замаренова (1955), посвященной описанию основных черт тектоники юго-восточной окраины Прикаспийской впадины, приложена тектоническая схема района, на которой в виде осей изображены простирания структур на территории к западу и юго-западу от Чушкакульской антиклинали. По данным А. К. Замаренова, Кокпектинская антиклиналь затухает, не доходя до р. Жаинды. Структуры западного крыла Чушкакульской антиклинали продолжаются на западо-юго-запад, причем одно из них (Каракульское) поворачивает почти в широтном направлении. Последующими работами эти данные не подтвердились. В чинках Устюрта Замаренов выделил Чагамбайскую антиклиналь, которую он рассматривал как южное продолжение Чушкакульской антиклинали.

А. Л. Яншин (1955) опубликовал работу, в которой он привел краткий обзор новых данных о глубинном геологическом строении периферии Мугоджар. Эти данные, по мнению А. Л. Яншина, подтверждают гипотезу о погружении и затухании к югу Уральской складчатой системы. В его статье сообщались результаты бурения, проведенного на Изембетской, Ильинской и Кокпектинской антиклиналях, материалы бурения на юге Чушкакульской антиклинали (строение южного конца которой

иллюстрировалось широтным разрезом), а также основные результаты, полученные сейсморазведочными работами на юге Берчогурской синклинали. В статье была дана схематическая геологическая карта палеозойских отложений южного окончания Уральской складчатой системы, на которой отчетливо видно ее затухание и погружение к югу.

Р. И. Быков (1955) в статье о тектонике Актюбинско-Темирского Приуралья дал схематичное описание западного склона Мугоджар и Предуральского передового прогиба, ширина которого на широте ст. Эмба достигает, по его мнению, очень большой цифры (более 250 км).

В 1955 г. вышла из печати крупная монография Б. А. Петрушевского «Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань», посвященная анализу мезо-кайнозойской истории обширной территории эпипалеозойской платформы Советского Союза. В ней впервые проведено последовательное сравнение основных черт строения молодой эпигерцинской платформы с древней эпипротерозойской. По аналогии с древними платформами Б. А. Петрушевский выделяет здесь, вслед за Н. С. Шатским (1951), щиты, синеклизы и плиты. В работе приведены общие черты строения Урало-Сибирской платформы, основные закономерности и особенности ее развития. Небольшая глава посвящена описанию структур Северного Приаралья, сделанного по данным А. Л. Яншина. Возражая А. Л. Яншину, автор монографии на основании интенсивности дислокаций мезо-кайнозойских отложений на островах Аральского моря считает, что Уральская складчатая система к югу не затухает, а соединяется с Тянь-Шанем.

В 1955 г. трестом «Актюбнефтеразведка» закончено крелиусное бурение на Музбельской брахиантиклинали, причем по кровле неокома была составлена структурная карта (В. Е. Ржанников). На юге Чушкакульской антиклинали была заложена глубокая скважина Г-1 и начато крелиусное бурение к югу от Чушкакульской антиклинали, в районе пос. Актумсук и западного края Чаграйского плато. Продолжались геофизические работы конторы «Спецнефтегеофизика» (Ф. З. Полойко, Н. Г. Гурвич, А. Ш. Файтельсон, Б. А. Бычин, С. А. Погребинский, П. Б. Хазанова и А. Р. Бройтман). Они выявили ряд существенных черт глубинного строения изученной территории, на освещении которых мы остановимся ниже. В начале 1956 г. вышла статья В. В. Лаврова, в которой была сделана попытка сопоставить стратиграфические схемы континентальных третичных отложений Арало-Тургайских равнин и Западной Сибири.

На основании изучения литературы и личных наблюдений автором описаны кластические дайки, подразделенные на два типа: инъекционные и нептунические (Гарецкий, 1956). Дайки, развитые на периферии Мугоджар в тасаранской свите эоцена, на основании находок в них ископаемой фауны, характерной для лежащей выше саксаульской свиты, отнесены к нептуническим.

О. А. Кузьминой и автором (1956) были опубликованы основные результаты работ 1954 г. на Алагузском поднятии к северу от горы Жаксыбуташ. В статье описан выход меловых континентальных отложений в ядре поднятия. Эти отложения были подразделены на четыре свиты (снизу вверх): карачетаускую, кызылшенскую, алтыкудукскую и жиркиндекскую. Первые три свиты намечены по аналогии со свитами, выделенными В. А. Вахрамеевым в пределах Чушкакульской антиклинали. Их названия предлагалось распространить на соответствующие отложения всей периферии Мугоджар. Жиркиндекская свита выделена впервые. Описанию нуммулитовых слоев, окаймляющих выход меловых отложений ядра Алагузского поднятия, посвящена статья Г. И. Немкова и автора (1956).

В конце 1956 г. вышла статья (Гарецкий, Шрайбман, 1956), в которой описывалось глубинное строение Северного Устюрта. На основании геофизических данных высказывалась гипотеза о существовании в фундаменте непосредственно к северу от чинка Устюрта зоны скрытого погре-

бенного разлома с опущенным южным крылом (плато Устюрт). Происхождение чинка связывалось с образованием ослабленной трещиноватой зоны в сарматских отложениях над полосой разлома. В 1956 г. продолжалось бурение в Челкарском артезианском бассейне (Ю. В. Архидьяконских, Н. М. Шаповалов и В. Д. Кращенко). Ряд скважин был пробурен в Донгузтауском артезианском бассейне (Н. Н. Горленко, С. А. Игумнов). На Кокпектинской антиклинали трестом «Актюбнефтеразведка» было закончено крелиусное бурение (В. Б. Васильев) и в опущенном крыле разлома начато глубокое бурение.

Трестом «Актюбнефтеразведка» к западу от Чушкакульской антиклинали была проведена структурно-геологическая съемка с применением большого объема картировочного бурения. В результате этих работ к западу от горы Алитау выявлена цепочка поднятий, оборванная с запада разломом, который прослежен от горы Намаztау более чем на 50 км к югу (Г. Г. Мулдакулов, В. П. Тупиков). Эта цепочка поднятий упомянутыми геологами рассматривалась как ответвление от Чушкакульской антиклинали.

В 1956 г. закончено бурение глубокой скважины Г-1 на юге Чушкакульской антиклинали (Ф. М. Пухова). Скважина под верхнепермскими красноцветами вошла в сильно метаморфизованную толщу туфопесчаников и туфов предположительно среднедевонского возраста. В 1956 г. закончено крелиусное бурение к югу от Чушкакульской антиклинали (В. Е. Ржанников). Конторой «Спецнефтегеофизика» на Северном Устюрте продолжались сейсморазведочные работы (В. Л. Скибельский, А. Р. Бройтман, В. Ф. Дунаев).

В 1957 г. П. Я. Авров к статье, освещающей тектонику и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья, приложил тектоническую схему, на которой зону Уралтау и связанные с нею Терекτысайскую и Кокпектинскую антиклинали, соединил в одну линию со структурами Южноэмбенского поднятия. В 1957 г. вышло из печати несколько стратиграфических работ, в той или иной степени затрагивающих периферию Мугоджар. В. В. Лавров (1957) посвятил работу морскому палеогену и его континентальным эквивалентам. В его выводах содержится много спорных, а зачастую даже неверных заключений. Е. Д. Заклинская (1957) опубликовала монографическое описание пыльцы голосеменных кайнозойских отложений Северного Приаралья и разобрала их стратиграфическое значение. С. Н. Колтыпин (1957) разобрал стратиграфию верхнемеловых отложений Урало-Эмбенской области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья. Последний район был описан им главным образом по работам А. Л. Яншина. С. Н. Колтыпин коротко описал условия залегания верхнемеловых отложений и формирования структур в эпоху верхнего мела, причем подчеркнул длительность этого процесса.

В статье М. П. Казакова и В. В. Знаменского (1957) коротко разбирались вопросы геологии юго-восточного обрамления Русской платформы. Анализируя характер гравитационного поля, авторы статьи пришли к выводу о том, что Чушкакульский максимум силы тяжести испытывает поворот на юго-запад, навстречу Бузачинско-Астраханской области, отражая тем самым поворот Урала в этом направлении. В этом же году вышла работа М. П. Казакова «Основные черты тектоники Прикаспийской впадины», в которой повторяется вывод о повороте Урала на юго-запад, на соединение с Северобузачинской ветвью погребенных герцинид. В. И. Шрайбманом (1957) была опубликована статья, в которой повторяются основные выводы о глубинном строении Северного Устюрта, сообщенные автором статьи и мной в 1956 г., приводится карта по III отражающему горизонту (подошва неокома) и делается предположение о перспективности в отношении нефтеносности мезо-кайнозойских

структур Северного Устюрта. В. С. Журавлевым (1957, 1960) был разобран вопрос о юго-восточной границе Русской платформы и Предуральского периклинального прогиба.

В конце 1956 г. вышла из печати тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000 под редакцией Н. С. Шатского, а затем (1957 г) — и объяснительная записка к ней. В объяснительной записке кратко рассматривалось строение унаследованных дислокаций периферии Мугоджар и упоминалось об обнаружении нижнеюрских — верхнетриасовых отложений на юге Чушкакульской антиклинали, отнесенных к нижнему структурному подэтажу платформенного чехла.

В 1957 г. была опубликована работа (Гарецкий, 1957) о глубинной геологии Кокпектинской антиклинали. Тогда же территория Устюрта и Западного Примугоджарья была охвачена аэромагнитной съемкой Δ Та, проведенной Новосибирским геофизическим трестом (П. А. Кононлин, А. И. Пургалин, А. Х. Рейтборд). В Челкарском артезианском бассейне продолжалось бурение к югу от ст. Челкар (В. М. Овчинников, Н. М. Шаповалов, Г. Г. Чубарь).

С целью поисков каменных углей в палеозойских отложениях Западного Примугоджарья ЗККГЭ был пробурен профиль скважин в южной части Бакайской синклинали на широте пос. Орь и несколько скважин на юго-восточном окончании Терсктысайской синклинали к северу от ст. Эмба (В. А. Лобанчук). Почти все скважины прошли мезо-кайнозойские отложения и вскрыли породы палеозоя, отнесенные В. А. Лобанчуком к верхнему девону.

В начале 1958 г. была опубликована статья о геологическом строении и перспективах нефтеносности южного погружения Мугоджар (Гарецкий, 1958), В ней приводится схема погружения к югу герцинского массива Мугоджар.

В. И. Шрайбманом и автором данной статьи (1958) прослежено южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы от выходов палеозойских отложений на поверхность через ряд антиклинальных структур на несколько сотен километров к югу до северных чинков Устюрта. Было установлено, что с запада эта полоса поднятий ограничена зоной Сакмарско-Кокпектинского разлома.

В 1958 г. вышла крупная монография коллектива авторов под руководством М. П. Казакова и М. М. Чарыгина «Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины», в которой более подробно обоснованы соображения о повороте Урала на юго-запад, высказанные ранее М. П. Казаковым (1957).

Ю. М. Васильев (1958), развивая дальше мысль М. П. Казакова о связи Уральских герцинид с Северобузачинскими, стремился подтвердить эту связь путем выделения цепочки мезо-кайнозойских брахиантиклиналей, идущей от Чушкакульской антиклинали через Северный Устюрт к п-ову Бузачи. Последующие сейсморазведочные работы эту точку зрения не подтвердили.

В этом же году вышла статья Р. Л. Мерклина, А. Л. Яншина и автора (1958), посвященная стратиграфии неогеновых и отчасти олигоценовых отложений Северо-Восточного Устюрта. Л. И. Киселев (1958) описал сеть древних долин, развитых на юго-восточном склоне Мугоджар. Возраст красно-бурых и зеленых глин, выполняющих эти долины и более широко распространенных в верховьях Шет-Иргиза, он считал верхнеплиоценовым — нижнечетвертичным.

В. И. Лымарев (1958) подтвердил наблюдения А. Л. Яншина (1953) о различной высоте залегания древнеаральской террасы на северном берегу Аральского моря. Он пришел к выводу, что наиболее пониженное положение (абсолютные отметки от 52 до 54 м) древнеаральская терраса занимает в местах выхода к побережью синклиналей, а самое высокое (от 56 до 64 м) — в осевых частях антиклиналей.

А. Ш. Файтельсон (1958) привел пример сопоставления результатов комплексных геофизических исследований по профилю вдоль линии Оренбургской железной дороги от ст. Берчогур до ст. Саксаульская. Выводы по тектонике Устюрта на основании геофизических работ сделал Н. В. Неволин (1958). Ж. Сыдыков и А. В. Сотников (1958) подробно описали гидрогеологию Актюбинской области. В. Л. Яхимович, А. М. Кузнецова и В. Ф. Самсонов (1958), по материалам геологической съемки 1948 г. в бассейне Маннысая выделили пачку пород, заключенную между маастрихтскими и среднеэоценовыми отложениями и отделенную от лежащих выше и ниже толщ фосфоритовыми слоями. Эту пачку они отнесли к датпалеоцену. Р. И. Назаров (1958) по ряду скважин Кокпектинской антиклинали произвел корреляцию разрезов нижнемеловых отложений. Н. А. Болховитина (1958) привела спорово-пыльцевую характеристику морских готеривских отложений той же структуры. Трестом «Актюбнефтеразведка» был проведен широтный профиль крелиусных скважин II—II на широте соляного купола Мортук (Л. П. Трайнин, А. И. Ткаченко, В. Б. Васильев). Этим же трестом на п-ове Куланды в присводовой части западного крыла Куландинской антиклинали и на южном окончании Актумсукской структуры на Северном Устюрте были заложены опорные скважины (Е. Метбаев, М. Е. Букаев). Материалы первой скважины обрабатываются геологами ВНИГНИ (М. А. Ясенева и И. Я. Петрова), второй — геологами ВНИГРИ (И. Г. Гринберг и др.).

В 1959 г. вышла работа А. К. Замаренова, посвященная описанию палеогеновых отложений юго-восточной окраины Прикаспийской впадины. В ней под названием маннысайской свиты нижнего эоцена А. К. Замаренов описал пачку пород, впервые выделенную в бассейне Маннысая В. Л. Яхимович и В. Ф. Самсоновым и отнесенную ими к датскому и палеоценовому ярусам. В этой же работе А. К. Замаренов дал описание тасаранской свиты среднего — верхнего эоцена для района, расположенного непосредственно к западу от Чушкакульской антиклинали. В статье В. М. Алешина (1959) содержатся некоторые сведения о тектонике палеогеновых и меловых слоев Северного Устюрта. Он отметил, что характер залегания подошвы палеогена подтверждает наличие Чагамбайской антиклинали и Бесбайского прогиба, ранее выделенных А. К. Замареновым (1955).

А. К. Замаренов и др. (1959), учитывая данные сейсморазведочных работ, опубликовали статью о строении Актумсукской антиклинали на Северном Устюрте. К статье была приложена устаревшая и во многих местах неверная схема тектоники юго-восточной окраины Прикаспийской впадины, опубликованная А. К. Замареновым еще в 1955 г. Авторы работы отрицают наличие погребенного разлома у северного чинка Устюрта, хотя приводимые ими графики только подтверждают его. Актумсукская антиклиналь рассматривалась как южное продолжение Чушкакульской.

А. Л. Яншиным и автором этой работы (1959) была опубликована статья о Кокпектинском погребенном ультрабазитовом массиве. По геофизическим и геологическим данным были даны его структурное положение и примерные размеры. Отмечалось, что в его пределах целесообразны поиски хромитовых и никелевых руд. В 1959 г. вышла в свет крупная монография Л. Н. Формозовой, посвященная описанию оолитовых железных руд Северного Приаралья. В ней приведен очерк стратиграфии и литологии тургайской серии среднего — верхнего олигоцена, детально освещено строение всех железорудных месторождений района, их генетические типы и палеогеографическая обстановка их образования. В этом же году опубликована работа Ю. М. Васильева, в которой освещаются основные черты геологического развития зоны юго-восточного обрамления Русской платформы. Для района периферии Мугоджар эта работа нового ничего не внесла.

В 1959 г. (Гарецкий, 1959) было приведено описание осадков средней и частично верхней юры периферии Мугоджар (узунтальской свиты), отложений нижней юры и верхнего триаса (чушкакульской серии), а также пород верхней перми и среднего девона Чушкакульской антиклинали; коротко освещено строение южной части этой антиклинали.

На основании спорово-пыльцевого изучения палеозойских отложений скв. Г-6 Изембетской антиклинали Е. Ф. Шаткинская (1959) пришла к выводу о верхнедевонском возрасте этих пород.

Приведенный обзор работ, посвященных геологии периферии Мугоджар, показывает, что к 1959 г. накопился значительный материал не только по стратиграфии, но и по тектонике платформенного чехла и фундамента этого района. Как было видно, ряд вопросов строения периферии Мугоджар был описан и разобран в различных статьях. В настоящей работе делается попытка обобщить все опубликованные и неопубликованные материалы, существующие по тектонике района.

Глава II

КРАТКИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Периферия Мугоджар расположена на непосредственном продолжении к югу Уральской складчатой системы, которая погребена здесь под осадочным платформенным чехлом. Урал представляет собой одну из самых крупных линейных складчатых систем с очень выдержанным простиранием основных структурных элементов. Как и в более северных районах Урала, на южном его окончании выделяется ряд меридионально вытянутых тектонических зон, различных по своему геологическому строению [1].

С запада на восток здесь можно различить следующие зоны: Актюбинского Приуралья, осевую (Сакмарскую и Уралтау), Зеленокаменную, Урало-Тобольскую, Прииргизскую, Аятскую и Кустанайскую.

1. Зона Актюбинского Приуралья. В зоне предгорий Урала развит полный разрез верхнедевонских, каменноугольных и пермских отложений. Для нее характерна правильная линейная складчатость и постепенное погружение осей всех складок к югу. Благодаря этому верхнедевонские отложения Зилаирского синклинория, относимые к граувакковой, эспидной формации (Келлер, 1949), по простиранию складок фестончато погружаются под каменноугольные, последние погружаются под отложения всех ярусов нижней перми, а еще дальше к югу на их продолжении появляются осадки верхней перми и нижнего триаса. В связи с таким кулисообразным погружением красноцветные породы верхней перми немного южнее широты Актюбинска почти вплотную подходят к древнему массиву Сакмарской тектонической зоны.

Таким образом, на крайнем юге Урала отчетливо видно, как зона краевого прогиба резко расширяется, разрастаясь на восток, в пределы Уральской геосинклинальной области. Его каменноугольные и пермские молассы лежат здесь не на платформенных осадках, а на верхнедевонских породах Зилаирского синклинория. Как будет видно ниже, под моласовые толщи прогиба южнее погружаются и более восточные зоны Урала, т. е. здесь на южном погружении Уральской складчатой системы, в конце палеозоя развился типичный периклинальный прогиб [2], который можно назвать Южноуральским.

---

[1] Геологическое строение южного окончания Урала отражено в работах Г. И. Водорезова, Н. П. Хераскова Б. А. Чухина, А. Л. Яншина, геологов Западно-Казахстанского геологического управления и др. По их материалам, главным образом по обзорам А. Л. Яншина (1951, 1953), дается настоящая глава.

[2] Периклинальными прогибами Н. П. Херасков предложил называть такие прогибы, которые развиваются не на платформенном (в отличие от краевых прогибов), а целиком на геосинклинальном основании в области погружения (периклинали) складчатой системы.

2. Осевая зона (Уралтау и Сакмарская). К востоку, отделяясь от предгорий Урала линией крупного надвига, расположена Сакмарская зона. В тектоническом отношении она тесно связана с зоной Уралтау. Уже подходя с севера к широтному отрезку р. Урал, кристаллические сланцы Уралтау периклинально погружаются под комплекс пород Сакмарской зоны, снова появляются из-под него в пределах Орь-Илекского междуречья и опять скрываются под породами этого комплекса в бассейне Уиссыл-кара, левого притока р. Ори. Сакмарская зона специфична для самой южной части Урала, так как уже у северной рамки листа М-40 она погружается под верхний девон Зилаирского синклинория и не имеет аналогов в более северных районах. Для Сакмарской зоны характерны мощные геосинклинальные формации нижнего палеозоя. Здесь распространены отложения разных отделов кембрия, выше которых развит полный разрез ордовика и готландия. Значительно меньше распространен девон, а карбон появляется лишь на южном погружении зоны, в районе верховьев левых притоков Ори. Время главной складчатости Сакмарской зоны приходится на верхний карбон — нижнюю пермь.

Для геоантиклинальной зоны Уралтау характерен выход на поверхность кристаллических сланцев докембрия, которые на крайнем юге зоны слагают крупное антиклинорное поднятие Орь-Илекского водораздела. Южная часть этого поднятия перекрыта огромным пластообразным Кемпирсайским массивом ультраосновных пород. На широте г. Актюбинска, в районе р. Уиссыл-кара намечается погружение этого поднятия под палеозойские отложения. Древние породы Уралтау еще раз появляются на поверхности в виде небольшого выхода в верховьях р. Аксу.

На продолжении восточной части зоны Уралтау, южнее широты Актюбинска, возникает широкий Бакайский прогиб, выполненный отложениями верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Здесь развиты также и конгломераты, возможно, верхнего карбона[1]. Отложения Бакайского прогиба почти целиком перекрывают древние породы зоны Уралтау.

Южным продолжением Бакайского прогиба является Предмугоджарский прогиб, осадки которого местами выходят у подножия Мугоджар. К северу от выхода Эмбы из гор в гряде Кызыладыр развиты конгломераты верхнего палеозоя, в которых, по данным Г. И. Водорезова, в изобилии содержатся гальки известняка с фауной визе, намюра и низов среднего карбона.

На широте ст. Изембет все древние породы палеозоя и докембрия осевой зоны Урала погружаются под осадочные отложения нижнего карбона (данные бурения на южном погружении зоны Уралтау будут освещены ниже). Вероятно, ранее они были перекрыты даже красноцветными породами верхней перми, сохранившимися сейчас лишь в грабене у западного подножия Мугоджарских гор.

3. Зеленокаменная зона. Следующая к востоку тектоническая зона геосинклинального развития (зеленокаменная) сложена породами готландия, девона и нижнего карбона, которые образуют два крупных антиклинория, разделенные на юге Берчогурской синклиналью. Западному, Жамантаускому антиклинорию, соответствует главный хребет Мугоджар, который состоит из зеленокаменной эффузивной толщи с кремнистыми прослоями общей мощностью свыше 4000 м, относимой к готландию и нижнему девону.

---

[1] А. Л. Яншин (1948, 1951) отмечал, что в Бакайском прогибе, по данным Г. И. Водорезова, развиты отложения верхнего карбона и сакмарского яруса нижней перми. Однако сборы фауны, проведенные здесь в 1955 г. А. Л. Яншиным и Р. Г. Гарецким из верхней части разреза палеозойских пород по рекам Бакай и Кокпекты, показали, что они относятся к среднему карбону. Развитые в самых верхах разреза конгломераты, возможно, верхнекаменноугольные, содержат гальку с микрофауной нижнего и среднего карбона.

Мугоджарский горный хребет ограничен полосой крупных разломов. В этой зоне разломов развиты в виде узких полос отложения верхнего и среднего девона, отделенные обычно разломами и от более древних зеленокаменных пород готландия и от молодых мезо-кайнозойских осадков периферии Мугоджар. Среди площади распространения девонских отложений, рассекая ее на две части, здесь известна своеобразная чрезвычайно узкая (от 50 до нескольких сотен метров ширины), но вытянутая на расстояние более чем 150 км, пониженная в рельефе полоска красноцветных пород. Эти отложения, представленные красноцветными мергелистыми песчанистыми глинами, песчаниками, иногда конгломератами, неотличимы от точно таких же красноцветных пород верхней перми, известных в районе соляных куполов Джилансаида, Мортука и других мест развития верхнепермских красноцветов. Полоса красноцветных пород западного подножия Мугоджар представляет собой грабен, зажатый между отложениями верхнего девона.

Жанганинский антиклинорий также сложен зеленокаменными породами готландия — нижнего девона. У северного центриклинального окончания Берчогурской синклинали, а также на ее крыльях выше зеленокаменной толщи сохранились породы среднего девона, представленные альбитофирами, их туфами, конгломератами и песчаниками с линзами известняков (со среднедевонской фауной) максимальной мощностью до 200 м.

Описанные отложения от готландия до среднего девона представляют нижний структурный ярус Мугоджар, для которого характерны сложные формы складчатости. Все отложения этого структурного яруса вплоть до среднего девона прорезаны различными кислыми и основными интрузиями (от оливиновых габбродиоритов и норитов до плагиогранитов).

Интрузии имеют доверхнедевонский возраст, так как их галька содержится в верхнедевонских отложениях этой зоны. Основная складчатость здесь происходила во второй половине среднего девона или в начале верхнего девона.

Отложения, выполняющие Берчогурскую синклиналь, относятся к другому структурному ярусу. Ни по фациям, ни по характеру тектоники они не могут быть названы типично геосинклинальными. По возрасту эти отложения относятся к верхнему девону и нижнему карбону. Для них характерны простые формы дислокаций, слабое проявление кливажа и почти полное отсутствие следов вулканизма, одновременного их отложению или более позднего. Иногда отложения этого структурного яруса лежат настолько полого, что образуют отдельные столовые горы-останцы (гора Арал-тюбе), столь характерные для участков горизонтального залегания мезо-кайнозойских осадков периферии Мугоджар. Верхний девон начинается конгломератами, которые содержат гальку всех более древних осадочных, эффузивных и интрузивных пород Мугоджар. Выше их развиты различные известковистые песчаники и известняки, которые в нижней части содержат франскую, а в верхней — фаменскую фауну брахиопод. Отложения верхнего девона лежат резко несогласно на более древних породах от среднего девона до готландия. Общая мощность верхнего девона достигает 300—400 м. Кверху осадки его постепенно переходят в каменноугольные отложения, заполняющие всю центральную часть Берчогурской синклинали. В осадках карбона выделяют две свиты: нижнюю — берчогурскую и верхнюю — карабулакскую.

Берчогурская свита является угленосной. Она сложена в основном переслаиванием серых сидеритовых песчаников и темных аргиллитов. Прослои каменных углей подчинены аргиллитовым пачкам. До недавнего времени берчогурская свита, за исключением нижних ее слоев, считалась континентальной. Ее углям приписывалось речное происхождение

(Афанасьев, 1938). Для самой северной части Берчогурской синклинали это предположение, по-видимому, правильно. Однако уже близ линии железной дороги в разных ее частях были обнаружены тонкие прослои песчаников и мергелей с морской фауной. Бурение к югу от линии железной дороги, вскрывшее эту свиту под покровом меловых пород, обнаружило значительное увеличение количества и мощности прослоев с морской фауной. Здесь она состоит из переслаивания несомненно континентальных и морских отложений, т. е. представляет собой типичную паралическую угленосную формацию. Мощность свиты вдоль оси синклинали резко увеличивается с севера на юг от 480 м в наиболее северных разрезах до 1260 м у линии железной дороги. Судя по остаткам фауны и флоры, берчогурская свита относится к нижнему и среднему турне.

В осевой части Берчогурской синклинали сохранились более высокие слои карбона, известные под названием карабулакской свиты. Она сложена чередованием мергелей, известняков и глинистых сланцев и содержит ископаемую фауну верхнего турне и нижнего визе (Балашова, 1945, 1953, 1956$_{1,2}$). Ее мощность колеблется от 200 до 340 м.

Отложения карабулакской свиты к югу увеличиваются в мощности и переходят в толщу почти сплошных известняков, в верхах которой была встречена фауна брахиопод верхнего визе или нижнего намюра.

4. Урало-Тобольская зона. Отделяясь от зоны зеленокаменных пород крупным разломом, примерно к западу от меридиана 59°, лежит широкая (в южной части около 55—60 км) Урало-Тобольская геоантиклинальная зона. В основном она сложена сильно метаморфизованными породами, по-видимому, архейского возраста: гнейсами, гнейсогранитами, различными кристаллическими сланцами, кварцитами и др. Все породы секутся многочисленными жилами пегматитов, аплитов и кварца. В виде узких меридиональных зон, ограниченных разрывами, на докембрии залегают менее метаморфизованные породы, которые, судя по редким остаткам фауны, по крайней мере частично относятся к нижнему палеозою и силуру.

Более молодые осадочные отложения палеозоя известны лишь на севере Урало-Тобольской зоны. В южной же ее части они имеются только в одном месте в бассейне Улу-Талдыка. Здесь в грабенообразной депрессии поверхности докембрийских пород лежит толща альбитофиров, их туфов и туфобрекчий, с прослоями известняков в верхней части, общей мощностью до 1000 м, по возрасту относимая к среднему девону. К западу от полосы альбитофиров, отделяясь от нее разломом, залегает мощная (не менее 1000 м) толща моноклинально падающих к востоку серых известняков. Предполагалось, что верхняя часть этих известняков относится уже к верхнему карбону (Яншин, 1951, 1953). Однако определения послойных сборов фауны, сделанных здесь в 1956 г. Л. И. Киселевым, показали, что наиболее молодые слои известняков Улу-Талдыка относятся к мячковскому горизонту московского яруса среднего карбона. Низы известняковой толщи принадлежат средневизейскому подъярусу. На западе они резко несогласно с конгломератами в основании ложатся на нижнепалеозойские породы.

В пределах Урало-Тобольской зоны полностью отсутствует готландско-нижнедевонская зеленокаменная толща, а средневизейские известняки с резким несогласием и значительным перерывом налегают на различные древние нижнепалеозойские и докембрийские породы. Все эти факты говорят о том, что Урало-Тобольская зона в палеозое была относительно приподнята и, по-видимому, в значительной степени консолидирована уже в докембрийское время. В среднем палеозое она испытала дислокации преимущественно дизъюнктивного типа. Ее отдельные узкие полосы по разломам претерпели глубокое погружение, благодаря чему в них и сохранились мощные толщи альбитофиров и известняков.

Древние породы Урало-Тобольской зоны в ряде мест прорваны большими интрузиями послевизейских порфировидных гранитов, а у восточного края мелкими интрузиями щелочных сиенитов. Отдельные небольшие выходы пород Урало-Тобольской зоны известны южнее их сплошного развития уже в пределах распространения мезо-кайнозойских осадков. Один из таких выходов древних пород был указан еще М. М. Пригоровским (1914) в долине Шет-Иргиза. Он представляет небольшую меридиональную грядку моноклинально падающих на восток кремнистых, кремнисто-серицитовых и актинолитовых сланцев. Это эрозионный останец древнего мезозойского рельефа.

5. Прииргизская зона. Далее к востоку, вдоль меридиональной долины Улу-Иргиза, протягивается еще одна зона Мугоджарского массива, близкая к Урало-Тобольской зоне, но имеющая ряд существенных черт отличия. В ней также выходят, а на севере даже широко развиты гнейсы и другие сильно метаморфизованные породы архея. Среди них отдельными полосами распространены менее метаморфизованные породы среднего палеозоя и протерозоя. На левом берегу Иргиза выше них развита толща верхнедевонских песчаников, конгломератов, реже алевролитов с прослоями оолитовых известняков мощностью в 800—900 м. Резко трансгрессивно и несогласно вплоть до гнейсов архея залегает мощная (около 1500 м) толща зеленокаменных эффузивов, близких к диабазово-спилитовой формации зеленокаменной зоны, к которой она долгое время и относилась (Водорезов, Яншин, 1949; Яншин, 1951). Судя по определениям найденных среди этих эффузивов брахиопод, она имеет визейский возраст (Бойцова и др., 1955). К востоку от р. Иргиз диабазово-спилитовый комплекс выше постепенно переходит в толщу, по-видимому, также визейских кислых эффузивов мощностью более 1000 м. Наиболее молодые визе-намюрские известняки трансгрессивно и несогласно налегают на различные более древние породы и распространены на отдельных небольших участках.

Для Прииргизской зоны характерно наличие множества преимущественно меридиональных крупных расколов, представляющих крутые надвиги. Палеозойские отложения между расколами обычно залегают спокойно: моноклинально или синклинально. Наличие в Прииргизской зоне мощных толщ среднего палеозоя позволяет рассматривать ее как зону геосинклинального развития.

В западной части Прииргизской зоны в районе р. Шет-Иргиз, в верховьях балки Тюлюсай, в среднем течении Узеня и Шолак-Кайракты Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Б. М. Михайловым и Н. К. Овечкиным (1955) выделяется Узень-Кайрактинская антиклинальная структура, которая по своей морфологии может быть названа антиклинорием. Восточнее, примерно в центральной части зоны, ими намечается Терективский синклинорий, на продолжении которого уже под небольшим покровом мезо-кайнозоя расположен Иргизский синклинорий, выполненный нижнекаменноугольными эффузивами. На крайнем востоке Прииргизской зоны упомянутыми авторами выделяется Карашатауская антиклинальная структура. В ее сводовой части выходят породы докембрия, которые сложно дислоцированы, собраны в крутые складки, осложненные вторичной складчатостью. Отдельный выход пород Прииргизской зоны среди третичных отложений был обнаружен В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным (1940) к югу от р. Иргиз в урочище Жаманшин (мелкосопочник Жибынынтау).

6. Аятская зона. К востоку от Прииргизской геосинклинальной зоны палеозоя на водораздельных пространствах перекрыт мощной корой выветривания и осадочными породами мела и палеогена. Его выходы имеются только в глубине речных долин. В связи с плохой обнаженностью палеозойские отложения здесь недостаточно изучены, и по вопросу

о выделении структурно-фациальных зон и проведении границ между ними существуют разные точки зрения (Вялова и Вялов, 1939; Херасков, 1948; Яншин, 1951, 1953; Горский и Леоненок, 1958 и др.). На крайнем востоке Уральской складчатой системы мы выделяем структурно-фациальные зоны в соответствии с последней работой Е. А. Мазиной и др. (Геологическое строение СССР, 1958), которая основана, кроме изучения обнажений, на анализе большого количества бурового материала. Сливающиеся к югу Шалкарегакаринский и Денисовский антиклинории мы называем Аятской геоантиклинальной зоной.

7. Кустанайская зона. Восточнее выделяется Кустанайская геосинклинальная зона с развитием в ее пределах мощных вулканогенно-осадочных толщ палеозоя вплоть до низов визейского яруса карбона. Многочисленные интрузии относятся к герцинскому возрасту. Основная складчатость была герцинской, посленижнекаменноугольной. Почти вся зона лежит в пределах Тургайской впадины и перекрыта мезокайнозойскими отложениями.

Глава III

ОБЩИЙ ПЛАН РАСПОЛОЖЕНИЯ УНАСЛЕДОВАННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

В дальнейшем изложении, еще до детального описания отдельных унаследованных структур, нередко придется называть те или иные антиклинали, синклинали и разломы. Поэтому для большей ясности дается настоящая глава, в которой излагается общий план географического расположения унаследованных структур периферии Мугоджар (фиг. 1).

На западе территории, в полосе южного погружения зоны Актюбинского Приуралья, примерно до широтного отрезка течения Эмбы, унаследованных дислокаций мы не знаем. Здесь главным образом по геофизическим материалам можно наметить южные продолжения структур Актюбинского Приуралья (с запада на восток): Западно-Актюбинской, Актюбинско-Алгинской, Жилянско-Табантальской и Петропавловско-Борлинской.

В последнее время в результате буровых работ к югу от широтного отрезка течения Эмбы вплоть до северных чинков Устюрта в мезо-кайнозойском платформенном чехле были обнаружены унаследованные дислокации. На западе этот участок ограничен сменой линейных унаследованных структур на изоморфные солянокупольные, на востоке — еще более четкими унаследованными дислокациями, расположенными на продолжении осевой зоны Уральской складчатой системы.

Крайняя с северо-запада на этом участке унаследованная антиклиналь (Кумжарганская) лежит на продолжении восточной части зоны Актюбинского Приуралья и обнаружена в районе песков Кумжарган, расположенных на правом берегу среднего течения Эмбы. К западу от нее выделяется Ащисайская синклиналь, выполненная с поверхности отложениями тасаранской свиты эоцена. С запада она оборвана разломом, имеющим небольшую амплитуду, но вытянутым более чем на 30 км. Восточнее Кумжарганской антиклинали находится Батпаккульская синклиналь, в осевой части которой расположены озера Батпаккуль и Соркуль. Все перечисленные структуры вытянуты в почти меридиональном направлении. Они еще слабо изучены. Наиболее четко они улавливаются по профилю скважин II—II, проведенному трестом «Актюбнефтеразведка» вдоль широтного течения Эмбы от купола Мортук, расположенного в нижнем течении р. Темир, до района оз. Кандыкуль, лежащего к югу от ст. Эмба Оренбургской железной дороги.

Южнее, в верховьях Жаинды и Маннысая, расположена Бакыртауская группа структур, которая в результате буровых работ выявлена по поведению кровли меловых отложений. С запада на восток здесь выделяются: Токсанбайская антиклиналь, Прижиделинская синклиналь,

Жиделинская антиклиналь, Кумсайская синклиналь, Саралжиндинская антиклиналь и Бакыртауская синклиналь. Они простираются параллельно друг другу почти в меридиональном направлении и вытянуты на 40—80 км. Их амплитуда по кровле мела колеблется от 20 до 70 м.

В виде структурных носов и западин складки Бакыртауской группы продолжаются далеко на юг вплоть до северных чинков Устюрта. Здесь, по данным сейсморазведки и структурного бурения на продолжении Кумсайской синклинали наиболее четко выявляется Замстанская синклиналь, а на продолжении Саралжиндинской структуры — Жапракская антиклиналь.

К западу от отмеченной полосы унаследованных структур продолжения зоны Актюбинского Приуралья ясно выраженная линейность структур теряется и они зачастую приобретают мозаичный характер. Здесь расположена юго-восточная окраина Русской платформы, в пределах которой происходит выклинивание гидрохимических осадков кунгурского яруса нижней перми. Только на крайнем севере изучавшейся территории граница Русской платформы отступает несколько западнее точно установленных унаследованных структур. Граница же соленосной толщи кунгура, наоборот, смещается вглубь зоны Актюбинского Приуралья.

Уже в районе крайних южных выходов пород осевой зоны Урала (Сакмарской и Уралтау) по р. Аксу наблюдается первое в этой зоне унаследованное поднятие меловых отложений, которое хорошо выделяется на геологической карте последовательными полосами развития альбских, а затем верхнемеловых отложений, обнажающихся среди палеогеновых осадков и окружающих выходы древних пород палеозоя и докембрия.

От верховьев Аксу почти в меридиональном направлении протягивается полоса приподнятого залегания меловых и палеогеновых отложений — Кокпектинская антиклинальная зона (фиг. 1, 2, 3). На широте ст. Изембет широтный профиль скважин треста «Актюбнефтеразведка» в этой полосе выявил унаследованные Изембетскую и Ильинскую антиклинали. На продолжении к югу последней структуры, близ ст. Эмба, расположена более крупная Теректысайская антиклиналь с выходом верхнеальбских отложений по р. Теректысай в сводовой части структуры. Ее крылья сложены сантонскими и кампанскими осадками, а соседние погружения — палеогеновыми породами. Эти антиклинали асимметричны: с более крутыми западными и пологими восточными крыльями. В 26 км к югу от ст. Эмба, в балке Узень-Караганды, среди поля кампанских отложений выходят породы сантона, слагающие сводовую часть Карагандинской антиклинали. Близ урочища Кандыкуль находится Кандыкульская антиклиналь, состоящая из двух кулисообразно расположенных поднятий с выходами континентальных отложений турона и верхнего альба в их сводах.

К западу от этих структур, близ урочища Коскуль, скважинами профиля II—II была обнаружена Коскульская антиклиналь, лежащая на прямом продолжении Теректысайского поднятия. Южнее отмеченных выше антиклиналей в районе урочищ Каиршактыкуль, Жартыкуль и Караганкуль намечается ряд небольших брахиантиклинальных и брахисинклинальных структур Каиршактыкульской группы. Наиболее крупная из них Каиршактыкульская антиклиналь имеет четко выраженное асимметричное строение и периклинальные окончания. В ее своде выходят отложения верхнего альба. Кроме нее, здесь известны Шукыркульская брахиантиклиналь, оборванная с запада разломом, Прикаиршактыкульская, Караганкульская, Жартыкульская и Шийбулакская антиклинали. Ядра антиклиналей сложены породами верхнего альба, на которых непосредственно залегают эоценовые осадки тасаранской свиты. В своде Жартыкульской структуры обнаружен небольшой выход пород каменноугольного возраста.

На непосредственном продолжении к югу Каиршактыкульской структуры расположена крупная Кокпектинская антиклиналь, которая на геологических картах вырисовывается дугообразно вытянутым полем верхнеальбских отложений среди более молодых пород мела и палеогена. Антиклиналь состоит из двух кулисообразно расположенных поднятий, осложненных двумя брахиантиклинальными вздутиями. С запада структура ограничена разломом, который является частью крупного, на значительном протяжении погребенного, Сакмарско-Кокпектинского разлома.

Южнее этот разлом окаймляет с запада Намазтаускую антиклиналь, состоящую из ряда брахиантиклиналей, в сводах наиболее северных из которых обнажаются отложения турона, в более южной — породы кампана, а в своде самой южной — маастрихта.

Описываемая полоса поднятий продолжается и дальше на юг и, повидимому, соединяется с Актумсукской антиклиналью, выявленной сейсморазведкой по подошве неокома и более низким условным горизонтам и хорошо улавливаемой бурением по кровле мела в районе северных чинков Устюрта. Западное ее крыло также осложнено дизъюнктивным нарушением, являющимся продолжением того же Сакмарско-Кокпектинского разлома.

Уже в пределах Устюрта близ его северного чинка Актумсукская антиклиналь почти под прямым углом сочленяется с Аксайской антиклиналью, имеющей широтное простирание и лежащей на окраине расположенного южнее обширного Североустюртского прогиба.

Восточнее полосы унаследованных антиклиналей, вытянутой более чем на 350 км, на продолжении Орского грабена на такое же расстояние протягивается Примугоджарская синклинальная зона, которая хорошо выделяется на геологической карте почти сплошным развитием палеогеновых отложений. В ее пределах намечается ряд обособленных синклиналей. На севере — это Шиилийская, южнее — Барбисайская и Алитауская, а у Чушкакульского сора — Причушкакульская синклиналь.

На погружении Жамантауского антиклинория зеленокаменной полосы Урала расположена крупная и сложно построенная Чушкакульская антиклинальная зона, которая вытянута на 115 км от массива Жамантау на севере до Чушкакульского сора на юге. На местности ей соответствуют Чушкакульские горы. На геологической карте она отчетливо выделяется широким полем распространения меловых отложений среди палеогеновых пород. Чушкакульская антиклинальная зона состоит из осевого поднятия и параллельных ему четырех крыльевых поднятий (по два на каждом крыле). Оси поднятий ундулируют, в результате чего образуется ряд брахиантиклиналей: Жаиндинская, Каракульская, Узунтальская, Музбельская, Южночушкакульская и др. Эти поднятия отделены друг от друга разломами и сопровождающими их приразломными синклиналями или отдельными мульдами и синклиналями. Чушкакульская антиклинальная зона на юге заканчивается двумя структурными носами, вытянутыми в сторону широтных чинков Чаграйского плато: Карамолинским и Сарысайским.

На продолжении восточного антиклинория зеленокаменной зоны — Жанганинского — в бассейне балки Бахатай развита Бахатайская антиклиналь с выходом в своде эоценовых отложений тасаранской свиты среди пород верхнеэоценовой саксаульской свиты и осадков плиоцена. Южное продолжение Берчогурской синклинали, расположенной между Жамантауским и Жанганинским антиклинориями, довольно четко прослеживается по значительному полю развития плиоценовых отложений в бассейне Саадысая и по пониженному положению меловых пород относительно соседних участков.

На погружении Урало-Тобольской зоны в мезо-кайнозойском чехле развит широкий наложенный Челкарский прогиб, протягивающийся от

выходов пород палеозоя и докембрия на поверхность до северных чинков Устюрта, где он сливается с еще более крупным Североустюртским прогибом. Челкарский прогиб отмечается широким распространением в его пределах континентальных отложений среднего и верхнего олигоцена, а в ряде мест наличием в его осевой части пород нижнего и среднего миоцена. Расположенной на широте Чушкакульского сора Жумагульской седловиной Челкарский прогиб делится на два синклинальных погружения: Каргантузское — на севере и Кашкаратинское — на юге.

Северо-западное крыло Челкарского прогиба осложнено Каульджурской антиклиналью, которая намечается выходами верхнеальбских и верхнемеловых отложений в долине р. Жаманшпили (Аккуурдана) и полосой развития пород саксаульской свиты верхнего эоцена, идущей отсюда к району ст. Каульджур.

На продолжении Узень-Кайрактинского антиклинория западной части Приаргизской полосы вплоть до берегов Аральского моря протягивается цепочка антиклинальных унаследованных структур — Куландинская антиклинальная зона. Наиболее северным отчетливым поднятием этой зоны является Карачулакская антиклиналь, которая выделяется выходом в ее своде на большой площади пород верхнеэоценовой саксаульской свиты, находящимся у северо-восточной окраины песков Большие Барсуки. В центре антиклинали находится возвышенность Карачулак.

На этой же линии поднятий кулисообразно по отношению к предыдущей структуре у железнодорожного разъезда Кос-оба расположена Кособинская антиклиналь, в ядре которой обнажены отложения эоценовой тасаранской свиты. Западное крыло антиклинали оборвано разломом, в опущенном крыле которого развиты породы среднего миоцена.

Юго-западнее Кособинской структуры кулисообразно расположена крупная, вытянутая на 110 км, Жаксыбуташская антиклиналь. На всем протяжении с востока ее сопровождает Жерлепесский разлом, который наиболее ясно можно наблюдать в балке Жерлепес, на берегу Аральского моря. Ось антиклинали по простиранию ундулирует, в результате чего образуется ряд брахиантиклиналей. В своде наиболее крупной из них — Алагузской, расположенной непосредственно к северу от горы Жаксыбуташ, — выходят отложения среднего и верхнего альба.

К югу от балки Жерлепес, далеко в Аральское море, вдается п-ов Куланды, которому соответствует Куландинская антиклиналь. В ее своде обнажаются породы среднего и верхнего альба, а на крыльях появляются отложения верхнего мела и палеогена. Структура не оканчивается берегом полуострова, а продолжается в южном направлении далее в море. Здесь к этой же антиклинальной зоне принадлежат антиклинали островов Возрождения и Лазарева.

В центре Приаргизской зоны в ее обнаженной части выделяется Теректинский синклинорий, а на его продолжении к югу, восточнее меридионального участка течения р. Иргиз, по данным бурения, в палеозойских породах намечается Иргизская синклиналь. Еще же дальше на юг по этой линии, уже в пределах рассматриваемой территории, лежит мезо-кайнозойская Джиланская синклинальная зона, в осевой части которой на пересечении ее железной дорогой находится ст. Джилан. Эта синклинальная зона протягивается до берегов Аральского моря и хорошо прослеживается благодаря широкому развитию в ее пределах континентальных отложений тургайской серии (средний и верхний олигоцен).

На крайнем востоке Приаргизской зоны проходит Карашатауский антиклинорий, на продолжении которого к югу под тонким чехлом мезокайнозоя в породах палеозоя намечается Кналыкульское поднятие, а еще далее к югу — поднятие сопок Жибынын-тау (урочище Жаманшин). На продолжении к югу этой линии палеозойских поднятий лежит крупная Тасаранская антиклинальная зона, вытянутая на расстояние более 170 км

от сопок Жибынын-тау на севере до Аральского моря на юге. С востока эта антиклинальная зона ограничена Тастыбулакским разломом. В результате ундуляции оси возник ряд брахиантиклиналей, наиболее крупными из которых являются Аккуурданская с выходом в ядре сантона и низов палеогена и собственно Тасаранская, представляющая собой горст-брахиантиклиналь с выходом в своде пород среднего и верхнего альба.

Восточнее Тасаранской антиклинали, уже на продолжении Аятской зоны, располагается Тугузская синклинальная зона, ось которой пересекает железную дорогу вблизи ст. Тугуз. Она протягивается параллельно всей Тасаранской структуре, хорошо выделяется на геологической карте полосой распространения отложений среднего и верхнего олигоцена и отдельными пятнами нижнего миоцена, достигает берегов Аральского моря и продолжается в его пределы.

Меридионально вытянутой полосе песков Малых Барсуков соответствует одноименная антиклиналь. В южной части ее восточное крыло оборвано разломом, который близ пос. Агыспе хорошо устанавливается по резкому контакту отложений верхнеэоценовой саксаульской свиты и нижнеолигоценовой чеганской свиты. От ст. Чокусу к п-ову Шубартарауз по почти сплошной полосе распространения отложений тургайской серии среднего и верхнего олигоцена прослеживается Чокусинская синклиналь. В западной части п-ова Коктурнак, входящей в пределы описываемой территории, выходы тасаранской свиты эоцена намечают две небольшие брахиантиклинали: Тастюбекскую, находящуюся на крайнем западе, и Кучокинскую, расположенную в центре полуострова.

Глава IV

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ, ВСКРЫТЫХ БУРЕНИЕМ НА ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

Многие скважины, пробуренные на периферии Мугоджар, под платформенным чехлом вошли в породы палеозойского складчатого фундамента. Эти данные позволяют составить схематическую карту распространения палеозойских пород под мезо-кайнозойским чехлом в Примугоджарье. Они дают представление о характере складчатого фундамента, на котором развивались унаследованные дислокации периферии Мугоджар. Поэтому в этой главе я разберу новые данные о палеозойских отложениях, обнаруженных бурением на отдельных участках периферии Мугоджар.

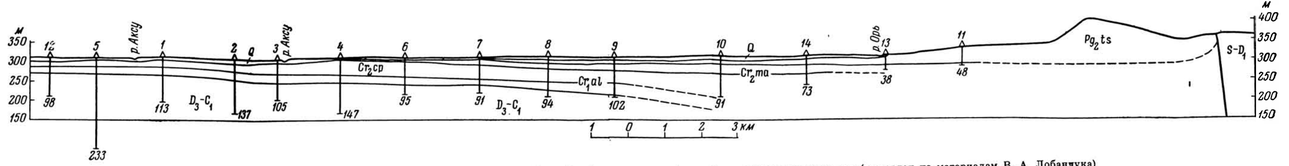
СЕВЕР ШИИЛИЙСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

На севере Шиилийской синклинали от пос. Орь, на одноименной реке до фермы Аксу, в месте впадения р. Куласу в р. Аксу, ЗККГЭ (В. А. Лобанчук) был проведен широтный профиль скважин (фиг. 4). Крайняя западная скважина профиля расположена примерно в 5 км от выходов древних пород докембрия в долине Аксу.

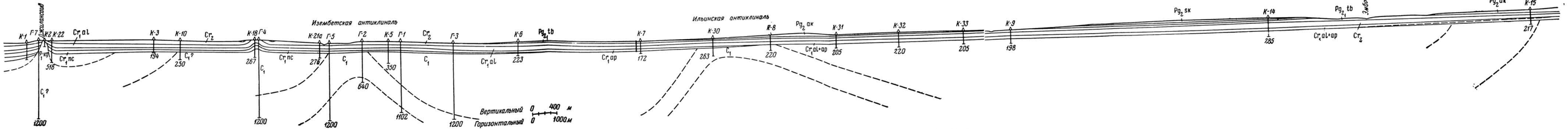
В западной части профиля на протяжении 15 км под отложениями альба (местами, возможно, и апта) на глубинах от 40 до 99 м обнаружена однообразная сероцветная толща, сложенная частым чередованием аргиллитов, песчаников, реже гравелитов и доломитизированных известняков.

Аргиллиты темно-серые с обуглившимися растительными остатками, с неровным изломом, с многочисленными зеркалами скольжения и микросбросами. Песчаники полимиктовые, серые, от мелко- до крупнозернистых, обычно разнозернистые, иногда переходят в гравелиты. В керне скважин отмечаются углы падения слоев, которые изменяются от 8 до 60°. Наиболее часто встречаются углы 20—40°.

В. С. Заспелова в образцах, присланных В. А. Лобанчуком из интервала 63—72 м (скв. 2), обнаружила следующий комплекс остракод: *Paraparchites* sp. indet., *Sansabella* aff. *ovata* Coop., *Selebratina* sp., *Amphissites* sp. indet., *Acratia* cf. *mucronata* Coop., *Richterina* (*Richterina*) cf. *costata* (Richter), *R.* (*R.*) cf. *kiliginae* Posner, *Fossirichterina* sp., *Cavellina* (?) sp. indet., *Nehdentomis* sp., *Graphiodactyllis* (?) sp. indet. Как видно, в комплексе встречены остракоды сем. Endomidae, главным образом представители рода *Richterina*, значительно реже *Fossirichterina* и *Nehdentomis*. Представители этих родов широко распространены в отложениях верхнего девона Западной Европы. Виды родов *Richterina* известны и в нижнем карбоне. Вид *Richterina* (*Richterina*) *kiliginae* Posner, к которому близки остракоды скв. 2, В. М. Познером установлен



Фиг. 4. **Широтный** геологический разрез через северную часть Шинлийской синклинали от пос. Аксу до Мугоджарских гор (составлен по материалам В. А. Лобанчука)



Фиг. 5. Широтный геологический разрез по линии Джилансаид — подножие Мугоджарских гор (составлен по материалам Чен Ын Ена)

из озерско-хованских слоев верхов верхнего девона Русской платформы. Единичные виды из родов *Acratia* и *Selebratina* сходны с видами, распространенными в верхнедевонских отложениях Русской платформы. Виды родов *Paraparchites*, *Sansabella*, *Amphissites* и *Graphiodactyllis* (?) наиболее близки видам, известным из нижнего карбона Русской платформы и Северной Америки. И. С. Спасская в описываемой толще обнаружила несколько отпечатков пелеципод *Posidonia mariannae* T s c h e r n., характерных для турнейского яруса нижнего карбона. Н. И. Филиппова из нескольких западных скважин выделила спорово-пыльцевой комплекс, сходный с комплексом самых верхов верхнедевонских отложений Русской платформы и Актюбинского Приуралья.

Таким образом, вскрытую профилем скважин однообразную толщу сероцветных терригенных пород севера Шиилийской синклинали по возрасту можно отнести к низам нижнего карбона (турнейский ярус) и верхам верхнего девона (фаменский ярус). Как увидим дальше, по литологическому характеру и возрасту описываемая толща принадлежит к изембетской серии, наиболее полно вскрытой на Изембетской антиклинали и широко распространенной в Примугоджарье. Наибольшая пройденная мощность толщи в скв. 5 равна 191 м. Скорее всего, далее к востоку, ближе к осевой части синклинали, под мезо-кайнозоем развиты еще более молодые палеозойские отложения, которые, возможно, относятся уже к верхнему палеозою и намечают продолжение распространенных севернее верхнепалеозойских пород Бакайской синклинали.

ПРОФИЛЬ СКВАЖИН ОТ СОЛЯНОГО КУПОЛА ДЖИЛАНСАИД ДО ПОДНОЖИЯ МУГОДЖАР

На широте 7 км севернее ст. Изембет трестом «Актюбнефтеразведка» в 1951 г. пройден широтный профиль картировочных, крелиусных и глубоких скважин от соляного купола Джилансаид, расположенного близ линии Оренбургской железной дороги, до подножия Мугоджарских гор (фиг. 5). На обнаруженной в пределах этого профиля Изембетской антиклинали был заложен ряд дополнительных скважин, пробуренных по профилям, параллельным основному (Чен Ын Ен, Н. Н. Михина). Крелиусные и глубокие скважины под различными горизонтами нижнемеловых отложений вскрыли однообразную сероцветную толщу аргиллитов, алевролитов и песчаников с редкими прослойками гравелитов и известняков. По аналогии их литологического состава с верхнепалеозойскими отложениями Актюбинского и Оренбургского Приуралья А. Л. Яншин (1955) считал, что по возрасту они относятся к среднему, верхнему карбону и нижней перми. Более детально палеозойские отложения по керну глубоких скважин изучались А. К. Замареновым, В. В. Липатовой и Е. Ф. Шаткинской, данные которых использованы в приведенном ниже описании палеозоя района широтного профиля.

Наиболее древние породы были обнаружены в скв. Г-6, в которой на глубине 1750 м и до забоя (1896 м) был поднят керн крепких темно-зеленых роговообманковых сланцев и зеленых и светло-зеленых змеевиков. В породах нередко встречаются зеркала скольжения и прожилки, выполненные пиритом и кальцитом. Упомянутые породы относятся к одной из глубоко погруженных ультрабазитовых интрузий. Возраст большинства интрузий обнаженной части зоны Уралтау устанавливается как среднедевонский (Водорезов и Розман, 1956). Поэтому предположительно тот же среднедевонский возраст можно принять и для пород низов скв. Г-6.

В той же скв. Г-6 выше интрузивных пород в интервале 150—1750 м были вскрыты сероцветные флишеподобно переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты. А. К. Замаренов выделил здесь две толщи: нижнюю (530—1750 м) — преимущественно песчаную и верхнюю

(150—530 м) — аргиллитовую. В нижней толще преобладают песчаники и алевролиты. Аргиллиты залегают прослоями от 1 до нескольких десятков сантиметров или отдельными небольшими пачками от 5—7 до 12—18 м. На электрокаротажной диаграмме толща выделяется расчлененной кривой КС с большими значениями $\rho_к$ (на отдельных участках до 200—250 ом·м) и сравнительно сильно дифференцированной кривой ПС. Песчаники серые, от мелкозернистых до грубых, преобладают разнозернистые и крупнозернистые. Иногда песчаники в отдельных интервалах переходят в гравелиты. Обломки состоят из зерен кварца; значительно реже встречаются зерна полевых шпатов, халцедона, кремня и эффузивных пород; единичны зерна глауконита, хлорита и мусковита. Цемент глинисто-карбонатный или карбонатный. Алевролиты серые, местами темно-серые; обломочный материал и цемент тот же, что и у песчаников. Аргиллиты темно-серые и серые, с большим количеством углистых включений.

Верхняя, аргиллитовая толща содержит несколько небольших пачек (от 12—15 до 25 м) песчаников и алевролитов. Однако песчаники здесь не разнозернистые, как в нижней толще, а преимущественно однородные по гранулометрическому составу, мелко- и среднезернистые. На электрокаротажной диаграмме аргиллитовая толща выделяется невысокими пиками КС со значениями $\rho_к$ в 20—40 ом·м с отдельными более резкими пиками, отвечающими пачкам песчаников.

По минералогической характеристике обе толщи близки и отличаются только некоторыми количественными соотношениями содержания обломочных зерен (например, в верхней толще несколько больший процент гранатов).

С разных глубин интервала 325—1660 м обеих толщ Е. Ф. Шаткинской (1959) был выделен богатый спорово-пыльцевой комплекс: *Archaeozonotriletes regularis* Naum., *A. retiformis* Naum., *A. timanica* Naum., *A. dedaleus* Naum., *A. compactus* Naum., *A. purus* Naum., *Archaeotriletes honestus* Naum., *A. parvibasilaris* Naum., *A. fidus* Naum., *A. variabilis* Naum., *Leiotriletes trivialis* Naum., *L. acutangulus* Naum., *L. rotundus* Naum., *L. minutissimus* Naum., *Lophotriletes grumosus* Naum., *L. salebrosus* Naum., *L. subrotundatus* Naum., *L. rugosus* Naum., *L. scurrus* Naum., *Trachytriletes subminor* Naum., *Tr. minor* Naum., *Tr. medius* Naum., *Tr. solidus* Naum., *Tr. giganteus* Naum., *Stenozonotriletes fulvosus* Naum., *St. simplex* Naum., *St. reticulatus* Naum., *St. consperatus* Naum., *St. tersus* (Waltz) Naum., *St. definitus* Naum., *St. infirmus* Naum., *St. laevigatus* Naum., *Acanthotriletes polygamus* Naum., *Ac. spinellosus* Naum., *Ac. serratus* Naum., *Ac. dentatus* Naum., *Ac. tenuispinosus* Naum., *Ac. pullus* Naum., *Hymenozonotriletes livnensis* Naum., *H. bellus* Naum., *H. imperfectus* Naum., *H. hyalinus* Naum., *H. medius* Naum., *Archaeoperisaccus ovalis* Naum., *Retusotriletes communis* Naum., *Perisaccus verruculatus* Naum. и др.

Приведенный комплекс характеризуется преобладанием спор группы *Triletes*. Здесь также встречаются споры подгруппы *Hymenozonotriletes* и *Archaeazonotriletes*, принадлежащие древним папоротникообразным. Значительно реже находится пыльца голосеменных типа древнейших хвойных (*Archaeoperisaccus*) и кордаитов (*Perisaccus*). Указанный комплекс близок спорово-пыльцевому комплексу, изученному С. Н. Наумовой из верхнедевонских отложений Русской платформы. На этом основании описанную толщу скв. Г-6 Е. Ф. Шаткинская считает верхнедевонской.

Стратиграфически выше описанных отложений в большинстве скважин (Г-1, Г-2, Г-3, Г-4, Г-5, Г-7) вскрыты (см. фиг. 18) сероцветные чередующиеся между собой аргиллиты, глины, алевролиты, песчаники и конгломераты. Редко встречаются прослои известняков и доломитов. По преобладанию тех или иных пород вскрытые отложения подразделяются на

три толщи: нижнюю аргиллитовую, песчаниковую и верхнюю аргиллитовую.

Наиболее древняя, нижняя аргиллитовая толща была обнаружена в скв. Г-5 с глубины 900 м и до забоя (1200 м), а также в низах скв. Г-1 (997—1102 м) и, возможно, Г-2. Она представлена плитчатыми серыми аргиллитами с большим количеством обуглившихся растительных остатков и песчаниками темно-серыми, полимиктовыми, мелко- и среднезернистыми, с включениями растительных остатков и прожилками кальцита. Песчаники состоят из угловатых и полуокатанных обломков главным образом кварца, реже полевого шпата и кремнистых пород. В одном интервале скв. Г-5 был встречен прослой (0,15—0,2 м) тонко- и мелкокристаллического известняка. Нижняя аргиллитовая толща выделяется увеличенным содержанием шпинели, мусковита и почти полным отсутствием эпидота. На электрокаротажной диаграмме эта толща характеризуется спокойной кривой и небольшими пиками кажущегося удельного сопротивления.

Песчаниковая толща встречена в скв. Г-4 (810—1180 м), Г-5 (130—900 м), Г-2 (вся часть палеозойского разреза этой скважины, кроме, возможно, самых низов), Г-1 (660—997 м) и, видимо, Г-3 (самые низы ее разреза). Она сложена песчаниками и аргиллитами, аналогичными породам нижней толщи. Аргиллитовые прослои незначительной мощности: от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м, в отдельных случаях до 10—12 м. Песчаники имеют высокое сопротивление, всегда превышающее 100 ом·м, а иногда доходящее до 2800 ом·м. В некоторых случаях встречаются прослои мелкогалечных конгломератов (с галькой кварца и темноцветных пород), гравелитов и брекчиевидных известняков. В скв. Г-2 разрез наиболее песчанистый и породы обладают наибольшими сопротивлениями. Это, по мнению А. К. Замаренова, говорит о том, что скв. Г-2 расположена в присводовой части Изембетской складки. Наиболее глинистый разрез наблюдается на ее восточном крыле (скв. Г-1 и Г-3): здесь весь разрез имеет меньшие сопротивления, и даже песчаники дают всего 80—90 ом·м. По минералогическим особенностям эта толща отличается от лежащей ниже меньшим количеством шпинели и мусковита и некоторым увеличением содержания эпидота.

Верхняя аргиллитовая толща была вскрыта скв. Г-4 (170—810 м), Г-1 (155—660 м), Г-3 (160—1075 м) и Г-7 (935—1200 м). Наиболее четко эта толща выделяется в скв. Г-1 и Г-3, в которых аргиллиты занимают более $^2/_3$ разреза. Прослои песчаников немногочисленные, и в редких случаях их мощность достигает около 10 м. Обычно она колеблется от 5—8 см до нескольких десятков сантиметров — нескольких метров.

Разрезы скв. Г-4 и Г-7 более опесчанены. В скв. Г-4 и Г-7 часто встречаются прослои песчаников и алевролитов и даже редкие прослои гравелитов, а в скв. Г-7 был встречен прослой тонкокристаллического доломита.

Сопротивление пород верхней аргиллитовой толщи обычно колеблется от 10 до 40 ом·м. От лежащей ниже толщи она отличается только несколько большим содержанием шпинели.

Е. Ф. Шаткинская из разных частей описанных толщ выделила следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Azonotriletes piriformis* (Loose) Lub., *A. lasius* Waltz, *A. scrobiculatus* Lub., *A. erinaceus* Waltz, *A. microrugosus* (Ibr.), *A. grumosus* (Ibr.) Lub., *A. pusillus* (Ibr.) Waltz, *A. glaber* (Naum), *A. inermis* Waltz, *A. insignitus* (Ibr.) Lub., *A. cancellatus* Waltz, *A. amplectus* (Naum.) Waltz, *A. lobophorus* Waltz, *A. subinfortus* Waltz, *A. spinosus* (Naum.) Waltz, *A. alveolatus* Waltz, *A. subangularis* Lub., *A. macrurus* Lub., *A. lacunosus* (Ibr.) Lub., *Zonotriletes stenozonalis* Waltz, *Z. pusillus* (Ibr.) Waltz,

Z. incrustatus Lub., *Z. heterotomus* Waltz, *Z. maculatus* (Ibr.) Lub. *Z. sulcatus* Waltz, *Z. microalveolatus* Waltz, *Z. lepidus* Waltz, *Z. fimbriatus* Waltz, *Z. subangularis* Lub., *Z. velatus* Waltz, *Z. cinctus* Waltz, *Z. tersus* Waltz, *Z. stenolomus* Waltz, *Z. trilateralis* (Naum.) Waltz, *Z. subtriquetrus* Lub., *Z. laevigatus* (Naum.) Waltz, *Z. eurypterus* Waltz, *Z. literatus* Waltz, *Azonomonolctes minutus* (Ibr.) Lub., *Azonaletes grandicornis* Lub.. *Leiotriletes furcatus* Naum., *L. pullatus* Naum., *Cycadofilicitriletes ignoratus* Lub., *C. mollis* (Lub.), *C. simplex* Naum., *C. bertschoguriensis* Lub., *Calamotriletes bulliferus* (Mol.) Lub., *Filicitriletes phaleratus* Lub., *F. rubiginosus* (Lub.), *Lycopodozonotriletes latispinus* Lub.

Указанный спорово-пыльцевой комплекс характеризуется большим разнообразием спор, относящихся к папоротникообразным. Значительно меньше встречается пыльцы кордаитов и цикадофитов и единично — пыльца хвойных древнего облика. Видовой состав имеет большое сходство с комплексами спор и пыльцы, изученными А. А. Любер (1937) и Н. И. Филипповой из фаунистически охарактеризованного нижнего карбона (турне и нижнее визе) Берчогурской синклинали. Таким образом, все три толщи по возрасту можно отнести к нижнему карбону. Общая вскрытая истинная мощность отложений нижнего карбона оценивается А. К. Замареновым в 1200—1300 м.

Крелиусные скважины широтного профиля на небольшую глубину вошли в однообразные сероцветные породы. Скв. К-19, скорее всего, вскрыла нижнюю аргиллитовую толщу нижнего карбона, скв. К-13, К-17 — песчаниковую толщу. Остальные скважины, пробуренные в пределах Иембетской антиклинали, а также скважины профиля К-3, К-10, К-18, К-7 обнаружили верхнюю аргиллитовую толщу нижнего карбона. Скв. К-30 и К-8, заложенные в сводовой части Ильинской антиклинали, вскрыли, по-видимому, первая — песчаниковую, а вторая — нижнюю аргиллитовую толщу. Остальные скважины профиля обнаружили сходные по литологии породы, однако определить их возраст затруднительно. Видимо, они принадлежат также нижнему карбону. Не исключено, что отложения, вскрытые скв. К-9 и К-14, могут относиться и к более высоким горизонтам нижнего, среднего и даже верхнего карбона.

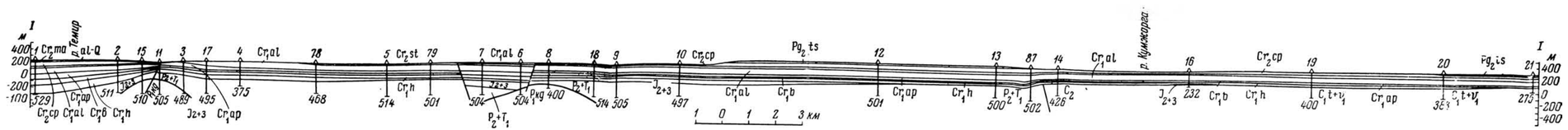
Описанные однообразные сероцветные толщи аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов, реже конгломератов и известняков довольно широко развиты в Западном Примугоджарье. Наиболее полно они изучены на Иембетской антиклинали. Эти породы могут быть выделены в серию. По имени ст. Иембет и одноименной антиклинали ее лучше всего назвать иембетской. По возрасту иембетская серия принадлежит верхнему девону и нижнему карбону, скорее всего, его турнейскому и низам визейского ярусов.

Все описанные отложения в присводовых частях антиклиналей наклонены под углами в 40—60°, а в синклинальных участках углы их падения уменьшаются до 10—20°.

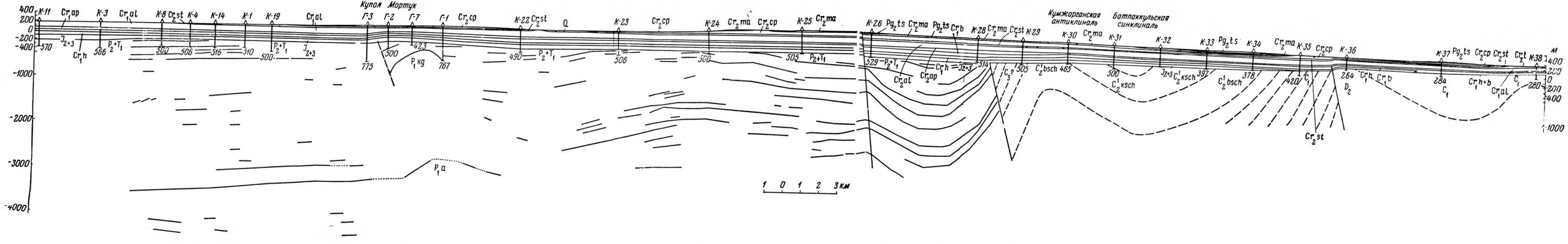
ПРОФИЛЬ I—I

Профиль I—I (фиг. 6) — это широтный профиль крелиусных скважин, пробуренный трестом «Актюбнефтеразведка» в 1958—1959 гг. от ст. Кудук Оренбургской железной дороги до района впадения р. Кульденен-Темира в р. Темир (А. И. Ткаченко, Л. П. Трайнин, В. Б. Васильев).

Наиболее восточная из скважин (21), заложенная близ ст. Кудук, под темными глинами апта на глубине 203 м вошла в сероцветную песчаниковую толщу. Песчаники серые и темно-серые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, местами крупно- и разнозернистые, с включениями обуглившихся растительных остатков. Встречаются тонкие (1—2 см)



Фиг. 6. Геологический разрез по линии I—I через Западное Примугоджарье (составлен по материалам треста «Актюбнефтеразведка», 1959 г.)



Фиг. 7. Геологический разрез по линии II—II через Западное Примугоджарье (составлен по предварительным материалам треста «Актюбнефтеразведка» и Актюбинской геофизической экспедиции, 1959 г).

прослои темно-серого аргиллита с неровным изломом. Вся толща рассечена диагональными и почти вертикальными трещинками, заполненными кальцитом. Угол падения слоев 21—30°. Пройденная мощность песчаниковой толщи 72 м.

Расположенная западнее скв. 20 под зеленоцветными отложениями неокома на глубине 215 м обнаружила толщу песчаников, сходную с описанной выше, но содержащую значительно большее количество прослоев аргиллитов, а в верхней части несколько прослоев конгломератов. Углы падения слоев этой аргиллитово-песчаниковой толщи, пройденной на глубину 168 м, изменяются от 10° в ее верхах до 40° в нижней части разреза.

В следующей к западу скв. 19 на глубине 218 м была вскрыта сероцветная песчаниково-аргиллитовая толща, основную часть разреза которой занимают аргиллиты и несколько более подчиненную — мелко- и среднезернистые песчаники. Углы падения слоев достигают 50—80°. Пройденная скважиной мощность толщи 182 м.

В скв. 16 с глубины 218 м под среднеюрскими отложениями были пройдены всего на 14 м темно-серые аргиллиты с тонкими прослоями серых мелкозернистых песчаников. На забое был встречен прослой коричневато-серого глинистого известняка. Углы падения слоев 60—70°.

Ю. С. Шахиджановым из скв. 19 и 20 были переданы образцы на спорово-пыльцевой анализ. Н. Д. Коваленко из образцов интервалов 222—227, 237—240, 315—321, 330—333, 377—380 м в скв. 19 и интервалов 245—248, 291—295, 318—324 м в скв. 20 выделены богатые, но сходные между собой спорово-пыльцевые спектры. Наиболее характерными и часто встречающимися видами данного спорового комплекса являются: *Leiotriletes inermis* (Waltz) Isch., *L. nigratus* Isch., *L. platirugosus* (Waltz) Isch., *Lophotriletes subintortus* Isch., *L. tuberculatus* (Waltz) Isch., *L. imperfectus* Isch., *Lophozonotriletes lebedensis* Naum., *Acanthotriletes pennatus* Isch., *A. uncinatus* Isch., *A. mirus* Isch., *Hymenozonotriletes variabilis* Naum., *H. multicavatus* Isch., *H. pusillus* (Ibr.) Isch., *H. latus* Isch., *H.* aff. *variabilis* Naum., *Stenozonotriletes facilis* Isch., *St. facilis* Isch. var. *paacrassus* Isch., *St. illustris* Isch., *St. limbosus* (Andr.) Isch., *St. clarus* Isch., *St. simplex* Naum., *St. stenozonalis* (Waltz) Isch., *St. pusillus* (Ibr.) Isch., *St. spetcandus* Naum., *St. extensis* Naum. var. *minor* Naum., *St. demens* Isch., *Euryzonotriletes crassipterus* (Waltz) Isch., *E. literatus* (Waltz) Isch., *E. tersus* (Waltz) Isch., *E. mediasulcatus* (Waltz) Isch., *E. sulcatus* (Waltz) Isch., *E. astrictus* Isch., *E. hederatus* Isch., *E. translaticus* Isch., *Trachytriletes punctulatus* (Waltz) Isch., *Simozonotriletes conduplicatus* (Andr.) Isch., *Dictyotriletes mediareticulatus* (Ibr.) Isch., *D. reticulatus* (Ibr.) Isch., *Camptotriletes striatus* Isch., *Periplecotriletes amplectus* (Naum.) Isch. f. *kasachstanensis* Lub., *Archaeotriletes fidus* Naum., *Camarozonotriletes breviculus* Isch.

В комплексе преобладают гладкие споры с плотной оторочкой, относящиеся к подгруппам *Euryzonotriletes* и *Stenozonotriletes*. Такие формы первой подгруппы, как *Euryzonotriletes literatus* (Waltz) Isch. и *E. sulcatus* (Waltz) Isch. известны только из отложений турнейского яруса и нижней части визейского яруса. Часто встречаются споры подгрупп *Lophotriletes*, *Acanthotriletes* и *Periplecotriletes*. Для данного комплекса особенно характерны споры *Lophotriletes tuberculatus* (Waltz) Isch., *Acanthotriletes pennatus* Isch. и *Periplecotriletes amplectus* (Lub.) Isch. f. *kasachstanensis* Lub. В комплексе имеется большое видовое разнообразие спор подгруппы *Leiotriletes*. В нем встречаются также представители подгруппы пленчатых таких, как *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Isch.

По заключению Н. Д. Коваленко, сходный комплекс спор был описан А. М. Ищенко из отложений турнейского и нижней части визейского ярусов нижнего карбона западного продолжения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. На этом основании к тому же возрасту относятся и отложения скв. 19 и 20. Из пород интервала 222—227 м скв. 19 Е. А. Рейтлингер был обнаружен *Archaediscus* (?) sp., в какой-то мере подтверждающий визейский возраст отложений.

Судя по литологическому характеру, по-видимому, турнейскими — нижневизейскими являются и породы скв. 21 и 16. Таким образом, отложения палеозоя, вскрытые скважинами в восточной части профиля I—I по литологическому составу и возрасту принадлежат изембетской серии.

В скв. 14 под отложениями неокома на глубине 226 м была обнаружена толща серых и темно-серых аргиллитов с резко подчиненными прослоями серых песчаников и известняков. По этой толще скважина шла 200 м и была в ней остановлена. Слои падают под углом 45°. В породах встречаются плохо сохранившиеся остатки аммонитов и пелеципод. В известняках интервала 408—413 м скв. 14 были обнаружены плохой сохранности фораминиферы, среди которых Е. А. Рейтлингер определила *Schubertella* sp., *Glomospira* sp., *Tetrataxis* ex gr. *conica* E h r e n b., свидетельствующие о среднекаменноугольном (скорее всего, несколько более молодом, чем башкирский ярус) возрасте вмещающих их слоев.

Остальные скважины, находящиеся в западной части профиля под неокомскими (87, 13 и 12) или под юрскими (прочие скважины) отложениями, вошли в красноцветную толщу, по литологическому составу отнесенную к верхней перми — нижнему триасу. Она состоит из красных, коричневато-красных, красно-бурых, зеленых, нередко пятнистых аргиллитов, с прослоями красно-бурых и зеленовато-серых известковистых алевролитов и песчаников. Иногда встречаются прослои гравелитов и конгломератов и очень редко светлых известняков. Слои толщи падают под углами от 10 до 40°. Скв. 12 в пермо-триасовых породах прошла 276 м и не вышла из них.

Несколько скважин (8, 6, 3, 11, 15) в сводовых частях соляных куполов ниже пермо-триасовых пород, а в отдельных случаях прямо под средней юрой, вскрыли кунгурские отложения, представленные белым, голубовато-белым и светло-серым кристаллическим гипсом. В верхней части их разреза обычно встречаются включения и прослои серых аргиллитов и песчаников. В скв. 15 была обнаружена каменная соль.

ТЕРЕКТЫСАЙСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Трестом «Актюбнефтеразведка» в пределах Теректысайской антиклинали было пробурено шесть широтных профилей крелиусных скважин (Ч н Ын Ен). Все скважины под отложениями нижнего мела, а местами средней юры вошли в палеозойские породы, краткое описание которых было приведено в ранее опубликованной статье (Гарецкий, 1955). В районе восточного конца самого южного профиля (см. фиг. 28) Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедицией было пробурено 6 скважин (В. А. Лобанчук).

Большинство скважин под отложениями апта, а некоторые из них под осадками неокома и юры на глубинах от 94 до 182 м вскрыли однообразную сходную во всех скважинах сероцветную толщу, состоящую из чередования темно-серых и серых однородных аргиллитов, серых алевролитов и крепких мелко- и среднезернистых, иногда крупнозернистых известковистых песчаников. В этой толще довольно часто встречаются углистые растительные остатки, а иногда наблюдаются тонкие прослойки каменного угля. В одной из скважин, пробуренных ЗККГЭ, было обнаружено несколько прослоев светло-серого и серого глинистого кристаллического

известняка. Породы толщи, в особенности песчаники, часто прорезаны тонкими трещинками, заполненными кальцитом. Все слои толщи имеют значительный наклон, измеряемый от 10° до вертикального, причем преобладают углы в 40—80°.

По литологическому составу описываемая толща относится к изембетской серии и наиболее близка берчогурской свите нижнего карбона Берчогурской синклинали, а также нижнекаменноугольным отложениям Изембетской антиклинали. Поэтому тот же нижнекаменноугольный возраст можно предположить и для отложений Теректысайской антиклинали. Наибольшая глубина, на которую были вскрыты эти породы в районе Теректысайской антиклинали, 200 м.

ПРОФИЛЬ II—II

Профиль крелиусных скважин II—II (фиг. 7) был проведен трестом «Актюбнефтеразведка» примерно вдоль широтного течения Эмбы от оз. Кандыкуль на востоке, через соляные купола Мортук и Кумсай до района впадения балки Караганды в р. Темир на западе (Л. П. Трайнин, А. И. Ткаченко, В. Б. Васильев). Наиболее древние породы палеозоя были вскрыты скв. К-36, в которой под морскими отложениями готерива на глубине 222 м обнаружены зеленые хризотиловые змеевики с многочисленными трещинками, заполненными кальцитом. Змеевики были пройдены на 42 м. В районе скв. К-36 находится одна из ультрабазитовых интрузий южного продолжения Урала, которая здесь приближается к поверхности. По аналогии с более северными массивами ее возраст можно считать среднедевонским.

Крайняя к востоку скв. К-38 под пестроцветными отложениями неокома на глубине 157 м вошла в однообразную сероцветную толщу, почти нацело сложенную полосчатыми (черными, темно-серыми и серыми, иногда зеленовато-серыми) слюдистыми аргиллитами с неровным изломом, местами сильно обогащенными углистым веществом с включениями пирита, с многочисленными зеркалами скольжения. Изредка встречаются тонкие прослойки мелкозернистого светло-серого полимиктового слюдистого известковистого песчаника. Наблюдается довольно значительное количество трещин, заполненных кальцитом. Верхние 20 м толщи сильно выветрелые. Углы падения 45—70°.

Е. А. Рейтлингер в известковистом песчанике, поднятом с глубины 246—249 м, были определены плохо сохранившиеся фораминиферы: *Globoendothyra* cf. *numerabilis* V i s s., *Lituotubella* (?) sp. и *Palaeotextularia* ex gr. *longiseptata* L i p. По мнению Е. А. Рейтлингер, указанный состав фораминифер свидетельствует предположительно о нижневизейском возрасте вмещающих их слоев. Пройденная скв. К-38 вертикальная мощность аргиллитовой толщи 123 м.

В соседней к западу скв. К-37 под неокомом на глубине 221 м была вскрыта сероцветная, аргиллитово-песчаниковая толща. Аргиллиты имеют много общего с аргиллитами скв. К-38. Песчаники полимиктовые, слюдистые, мелкозернистые, известковистые. Встречается несколько прослоев гравелита. В толще многочисленные трещины, заполненные кальцитом. Углы падения слоев достигают 25—30°. Аргиллитово-песчаниковая толща пройдена скв. К-37 на глубину 63 м. По своей литологической характеристике она очень близка отложениям низов нижнего карбона Берчогурской синклинали и изембетской серии Изембетской антиклинали. Это та же изембетская серия нижнего карбона — верхнего девона, скорее всего, ее нижнекаменноугольная (турнейская) часть.

К изембетской серии также принадлежит аргиллитовая толща, вскрытая скв. К-35 под морским готеривом на глубине 314 м. Она почти нацело состоит из черных, темно-серых, серых и зеленовато-серых слюдистых

аргиллитов, часто полосчатых, с неровным изломом, с многочисленными зеркалами скольжения, с большим количеством обугливших растительных остатков и даже редкими, очень тонкими (1—3 мм) прослоями каменного угля. Встречено несколько прослоев серых тонкозернистых песчаников. Углы падения слоев толщи от 60 до 90°. Толща очень близка породам скв. К-38. Из образцов, присланных Ю. С. Шахиджановым, Н. Д. Коваленко с глубины 321—327, 336—340, 360—364, 391—395 и 401—407 м (скв. К-35) был обнаружен богатый споровый комплекс, аналогичный описанному выше споровому спектру турнейских — нижневизейских отложений скв. К-19 и К-20 профиля I—I. Пройденная мощность аргиллитовой толщи равна 106 м.

В скв. К-34 под юрскими отложениями на глубине 371 м были обнаружены белые сахаровидные органогенные крупнокристаллические часто доломитизированные известняки (табл. 1), вскрытые всего на 7 м. Аналогичная известняковая пачка была вскрыта под среднеюрскими отложениями на глубине 448 м в скв. К-30, заложенной в сводовой части Кумжарганской антиклинали. Здесь также обнаружены известняки органогенные, перекристаллизованные, белые, светло-серые, местами темно-серые, крепкие, чистые, трещиноватые (трещины заполнены кальцитом, с включением пирита). Известняковая пачка была пройдена на 17 м. В известняке скв. К-34 на глубине 373 м Е. А. Рейтлингер были обнаружены фораминиферы *Eostaffella* cf. *pseudostruvei* Raus et Bel. Их наличие показывает, что известняки скв. К-34, скорее всего, следует относить к башкирскому ярусу среднего карбона. Из скв. К-30 в нескольких образцах, взятых на различных глубинах известняковой пачки, Е. А. Рейтлингер определен более разнообразный комплекс фораминифер: *Endothyra irregularis* Reitl., *Bradyina cribostomata* Raus. et Reitl., *Globivalvulina moderata* Reitl., *Archaediscus* ex gr. *bashkiricus* Krest. et Teod., *Arch. parvus* Raus., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. compressa* (Raus.) и водоросли *Donezella* sp. Этот комплекс фораминифер говорит о принадлежности известняков к нижней части башкирского яруса среднего карбона. Таким образом, известняковые пачки, вскрытые скв. К-34 и К-30, относятся к башкирскому ярусу среднего карбона.

В скв. К-33 под юрскими отложениями на глубине 395 м были обнаружены известняки, в которые скважина вошла всего на 2 м. Известняки органогенные, светло-серые, крепкие, крупнокристаллические, с трещинами, заполненными кальцитом. Среди обнаруженных в известняке фораминифер Е. А. Рейтлингер были определены: *Schubertella minima* Sosn., *Schub. gracilis* Raus., *Prafusulinella* cf. *prisca* (Deprat.) и *Hemifusulina* cf. *splendida* var. *globosa* Saf. Указанный комплекс позволяет отнести известняки скв. К-33 к каширскому горизонту московского яруса среднего карбона.

В следующей к западу скв. К-32 на глубине 402 м была вскрыта 14-метровая пачка зеленовато-серых, слабослюдистых аргиллитов с зеркалами скольжения, с неровным изломом. В середине ее встречен пласт органогенного крупнокристаллического светло-серого и белого известняка мощностью 3 м. В основании пачки встречен слой (мощность 1 м) песчаника полимиктового, известковистого, светло-серого, крупнозернистого. Скважина не вышла из описываемой пачки. На глубинах 406—408 м и 409 м были обнаружены *Schubertella* cf. *gracilis* Raus. и *Prafusulinella* sp., которые позволили Е. А. Рейтлингер отложения скв. К-32 отнести к каширскому горизонту.

Породы, по-видимому, каширского горизонта на глубине 487 м вскрыла скв. К-31. Она прошла в них 13 м (до забоя). В основании скважины были встречены темно-серые и зеленовато-серые известковистые аргиллиты, в которых с глубины 489—493 м определены *Hemifusulina* cf. *splendida*

Таблица 1

Анализы карбонатных пород среднего карбона из скважин профиля II—II

Номер скважины и глубина взятия образца, м	Возраст образца	Минеральный нерастворим. остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	CO_2 избыточный	CaO избыточный	MgO избыточный
Скв. К-34, 371	C_2, башкирский ярус	0,33	0,22	45,77	8,28	45,15	99,75	81,79	17,31	0,10	—	—
То же, 373	»	0,51	0,26	48,78	5,50	44,75	99,89	87,33	11,50	0,29	—	—
» 378	»	0,96	1,24	44,28	9,27	44,40	99,15	79,13	18,30	—	—	0,52
Скв. К-30, 448—451	»	0,74	0,26	55,10	0,30	43,69	100,09	98,46	0,63	—	0,07	—
То же, 452—460	»	0,75	0,28	54,91	0,80	43,60	100,34	98,12	0,75	—	—	0,36
» 464—465	»	0,89	0,24	54,82	0,40	43,75	100,05	97,96	0,84	0,17	—	—
Скв. К-32, 406—408	C_2, московский ярус, каширский горизонт	5,30	0,50	47,23	3,16	40,05	96,24	84,40	5,52	—	—	0,52
То же, 406—408	»	1,63	0,74	52,84	1,69	43,20	100,10	94,42	3,10	—	—	0,21
» 409	»	3,60	0,42	50,80	2,58	42,30	99,70	90,78	4,44	—	—	0,46
» 411	»	4,52	0,55	51,90	0,71	41,80	99,48	92,74	1,48	0,19	—	—
Скв. К-33, 396—397	»	0,69	0,20	54,82	0,40	43,15	99,26	97,75	1,04	—	—	0,38
Скв. К-31, 406—412	C_2, московский ярус, подольский горизонт	8,51	1,07	48,21	1,20	38,80	97,79	86,15	1,65	—	—	0,41

Примечание. Анализы проведены в лаборатории Геологического института АН СССР.

var. *rhomboidalis* Raus., встречающиеся в каширском горизонте Русской платформы. Х. С. Розман из этого же интервала были определены брахиоподы: *Chonetes* (*Chonetes*) *carboniferus* Kays., *Productus* sp., *Aulopora* sp. и *Buxtonia subpunctata* (Nik.). Последняя форма в центральных районах Русской платформы появляется на границе среднего и верхнего карбона и известна в отложениях касимовского и нижней части гжельского горизонтов верхнего карбона. Однако наличие фораминифер каширского горизонта и залегание данной пачки под достоверными слоями подольского горизонта, которые будут описаны ниже, заставляет считать, что *Buxtonia subpunctata* (Nik.) в Западном Примугоджарье опускается до каширского горизонта среднего карбона. Не противоречат этому и определенные из этой пачки Л. Л. Халфиным пелециподы: *Pseudomusium* cf. *ufaense* (Tschern.), *Astartella* cf. *vera* Hall. и *Pleurophorus tropidophorus* Meek. Первые две формы, определенные со знаком «cf.», известны в нижних свитах верхнего карбона Донбасса: первая — в свите C_3^1 (исаевской), вторая — в свитах C_3^1 — C_3^3 (исаевской, авиловской и араукаритовой). Однако последняя из названных форм встречается в белокалитвенской свите (C_2^4) Донбасса.

Таким образом, в скв. К-33, К-32 и низах палеозойского разреза скв. К-31 были обнаружены отложения каширского горизонта московского яруса среднего карбона, причем, судя по местоположению и разрезам скважин, наиболее нижние части горизонта были встречены скв. К-33, средние — скв. К-32 и пограничные с подольским горизонтом — скв. К-31.

В осевой части Батпаккульской синклинали скв. К-31 под юрскими отложениями на глубине 402 м вскрыла толщу переслаивающихся аргиллитов, известняков и песчаников. Аргиллиты зеленовато-серые, серые и темно-серые, реже коричневато-серые, известковистые, с неровным изломом, с многочисленными зеркалами скольжения. Известняки органогенные, светло-серые, серые, коричневато-серые, с трещинами, заполненными аргиллитом и кальцитом. Песчаники полимиктовые, слюдистые, известковистые, зеленовато-серые и серые, мелко-, средне- и реже крупнозернистые, с включением желваков пирита. Слои известняково-аргиллитовой толщи скв. К-31 наклонены под углом 80—85°.

Толща по всему разрезу содержит раковинки многочисленных фораминифер, среди которых Е. А. Рейтлингер были определены: *Schubertella subkingi* Putrja, *Sch. obscura* Lee et Chen, *Sch.* cf. *minima* Sosn., *Ozawinella donbassensis* Sosn., *Hemigordis* sp., *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen), *Ps. ozawai* cf. var. *compacta* Manuk., *Ps.* cf. *topilini* Putrja, *Ps. latispiralis* Kur., *Ps. umbilicata* Putrja et Leont., *Ps. larionovae* Raus., *Ps. larionovae* var. *polasnensis* Raus. et Saf., *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *Pr. pseudolibrovichi* Saf., *Pr. pseudolibrovichi* var. *atelica* Raus., *Fusiella* cf. *typica* Lee et Chen, *Fusulinella vozhgalensis* Saf., *F. vozhgalensis devexa* Raus., *F. bocki* Moell., *F.* ex gr. *colaniae* Lee et Chen., *F. praecolaniae* Saf., *Fusulina dunbari* Sosn., *F.* cf. *schellwieni* Staff., *F.* cf. *kamensis* Saf., *F.* cf. ex gr. *elegans* Raus. et Bel., *F.* cf. *elegans* var. *devexa* Raus., *Hemifusulina* ex gr. *communis* Raus., *H. communis* var. *acuta* Raus., *H.* cf. *subrhomboides* Raus., *H. splendida* Saf., *H.* cf. *pulchella* Raus., *H.* sp. nov. Указанный комплекс, без сомнения, говорит о принадлежности известняково-аргиллитовой толщи подольскому горизонту московского яруса среднего карбона.

Х. С. Розман из этой же толщи определила брахиоподы: *Chonetes* (*Chonetes*) cf. *carboniferus* Kays., *Marginifera timanica* (Tschern.), *Buxtonia subpunctata* (Nik.), *Choristites* ex gr. *jigulensis* (Stuck.), *Camarotoechia* ex gr. *pleurodon* (Phillips), *Productus* sp., *Spirifer* sp., *Schuchertella* sp., *Brachythyrina* sp. Среди этих форм *Marginifera*

timanica (T s c h e r n.) является руководящей формой подольского горизонта. Л. Л. Халфин из этих слоев определил пелеципод: *Pseudomusium* cf. *medium* (H e r r i c k) и *Pleurophorus tropidophorus* M e e k. Первая из названных форм в Донбассе обнаружена в свитах C_2^5 — C_3^2 (каменская—авиловская), вторая — в свите C_2^4 (белокалитвенская). Кроме того И. Н. Красиловой определены пелециподы *Aviculopecten* sp., *Streblochondria* sp. и *Dunbarella* sp. Из них первые две встречаются в карбоне и перми, а последняя распространена от верхов нижнего карбона до верхнего карбона.

Отложения подольского горизонта резко несогласно перекрываются юрскими породами и книзу постепенно переходят в отложения каширского горизонта. Вертикальная мощность пород подольского горизонта, пройденная скв. К-31, равна 85 м. В скв. К-29 под осадками юры на глубине 471 м вскрыта песчаниково-аргиллитовая толща. Аргиллиты зеленовато-серые, серые и темно-серые, слюдистые, известковистые, с неровным изломом, с включениями обуглившихся растительных остатков и пирита, с зеркалами скольжения и трещинами, заполненными кальцитом. Песчаники полимиктовые, слюдистые, известковистые, серые и зеленовато-серые, мелкозернистые. Слои падают под углами в 60—70°. Эта толща на основании изучения выделенных из нее комплексов спор и пыльцы по предварительному заключению С. Н. Наумовой, по-видимому, принадлежит к нижней перми или верхнему карбону. Пройденная мощность толщи 34 м.

Несколько скважин, заложенных в сводовой части соляного купола Мортук, на глубинах от 490 до 598 м вскрыли гидрохимическую толщу кунгура, представленную гипсоносными глинами, гипсами и солью. Скважинами она была пройдена только на глубину 20 м. По данным сейсморазведки, мощность кунгура в штоке купола Мортук достигает 2200—2400 м (см. фиг. 7).

Остальные скважины профиля II—II под юрскими отложениями входили в красноцветную толщу, относимую обычно к «пермо-триасу». А. К. Замареновым, В. А. Горяиновым и Е. Ф. Шаткинской были проведены специальные исследования по расчленению красноцветных пород пермо-триаса в районе купола Мортук. Благодаря этим работам удалось расчленить пермо-триасовые красноцветы на две части. Нижняя из них отнесена А. К. Замареновым и другими к татарскому ярусу верхней перми, а верхняя — к нижнему триасу.

Верхнепермские отложения представлены коричневыми, красно-бурыми аргиллитоподобными, часто песчанистыми глинами с прослоями темно-бурых и зеленовато-серых алевролитов и полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников. В одной скважине встречен прослой конгломерата, состоящего из плохо окатанных галек песчаника и кварца, сцементированных глинистым материалом.

В верхней части разреза В. В. Спириной были обнаружены: *Darwinula fragiliformis* S c h n., *D.* ex gr. *chramovi* (G o l d.), *D. stolmachovi* (S p i r h.), *D. teodorovichi* B e l. На основании такого определения остракод, комплекс которых близок к комплексу, встреченному в нижнетатарском подъярусе южной части Общего Сырта, эту часть красноцветных пород можно отнести к татарскому ярусу верхней перми. Так как остракоды были обнаружены только в отдельных прослоях толщи, и ее верхняя и нижняя стратиграфические границы еще неясны, данных для отнесения описываемой части красноцветов к тому или иному ярусу верхней перми недостаточно. Поэтому правильнее выделять их только как «верхнепермские отложения». Вскрытая мощность верхнепермских отложений достигает 160 м.

Верхняя часть красноцветных «пермо-триасовых» отложений Мортука относится к нижнему триасу. По литологическому составу она делится на

две пачки. Нижняя пачка представлена красноцветными породами: бурыми, буровато-коричневыми, красно-бурыми песчаниками, алевролитами и глинами с резко подчиненными прослоями зеленовато-серых и серых разностей. Песчаники полимиктовые, часто разнозернистые, иногда косослоистые, с включением гальки и гравия. Тяжелая фракция песчаников характеризуется высоким содержанием эпидота (до 26,5%). Местами появляется большое количество полимиктовых мелкогалечных конгломератов. Мощность этой пачки достигает 100 м.

Верхняя пачка нижнетриасовых красноцветов представлена зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками, реже глинами, которые переслаиваются с подчиненными прослоями красно-бурых глин, алевролитов и песчаников. Тяжелая фракция этих пород характеризуется значительным содержанием пирита, ильменита и других рудных минералов. В отдельных образцах почти вся тяжелая фракция сложена сидеритом. Мощность верхней пачки колеблется от 40 до 80 м.

А. К. Замаренов и другие относят нижнюю пачку, соответственно, к ветлужскому ярусу, а верхнюю — к баскунчакскому [1], основываясь на сходстве литологического состава этих отложений на Мортуке и в западной части Оренбургского Приуралья. Важно отметить, что нижнюю пачку можно сопоставить с бузулукской, а верхнюю — с тананыкской свитами Актюбинского Приуралья. Однако без дополнительных исследований трудно говорить о правильности такого сопоставления. В нижней пачке В. В. Спирина определила: *Darwinula fragilis* Schn., *D. oblonga* Schn., в серых глинах верхней пачки: *Darwinula* ex gr. *dasignata* Schn. и *D. oblonga* Schn. Аналогичный комплекс остракод приводится Г. Ф. Шнейдер из отложений нижнего триаса промыслового района Южной Эмбы.

КАИРШАКТЫКУЛЬСКАЯ ГРУППА СТРУКТУР

В 6 км к северо-востоку от оз. Каиршактыкуль в сводовой части Жаргыкульского поднятия тремя картировочными скважинами под небольшим покровом четвертичных отложений были обнаружены палеозойские породы, представленные круто наклоненными (60—70°) серыми и темно-серыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с обуглившимися растительными остатками и трещинами, заполненными кальцитом. Несколько южнее эти породы перекрываются глинами тасаранской свиты эоцена.

В осевой части соседней к западу синклинали оз. Каиршактыкуль пробуренная трестом «Актюбнефтеразведка» на воду крелиусная скважина под пестроцветными отложениями неокома на глубине 110 м вошла в аналогичную сероцветную монотонную толщу аргиллитов и песчаников с углами падения слоев до 70°. Скважина прошла в ней 71 м. По литологическому составу описанные породы палеозоя следует отнести к изембетской серии нижнего карбона — верхнего девона. Скорее всего, они принадлежат ее турнейской части.

КОКПЕКТИНСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

В пределах Кокпектинской антиклинали трестом «Актюбнефтеразведка» был проведен большой объем крелиусного (Чен Ын Ен, А. Ш. Хаджиев, В. Б. Васильев), а затем и глубокого бурения (В. Б. Васильев, Ф. М. Пухова). Большинство скважин под отложениями неокома и юры

[1] На последнем совещании по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы в декабре 1958 г. было установлено, что отложения тананыкской свиты Актюбинского Приуралья являются континентальными аналогами слоев баскунчакского яруса запада Прикаспийской синеклизы.

вскрыло палеозойские породы фундамента, кратко описанные А. Л. Яншиным (1955) и Р. Г. Гарецким (1957).

Кокпектинская антиклиналь, меридионально вытянутая на расстояние более 40 км, почти на всем протяжении с запада оборвана разломом. имеющим характер надвига. В приподнятом восточном крыле разлома, соответствующем сводовой части антиклинали, большинство крелиусных скважин под мезо-кайнозоем обнаружило интрузивные и эффузивно-терригенные породы предположительно ордовика и среднего девона. Сразу же к западу от линии разлома крелиусными и глубокими скважинами под среднеюрскими осадками были вскрыты совершенно иные породы палеозоя, а именно: мощные толщи терригенных осадочных отложений верхнего девона, нижнего и верхнего карбона и нижней перми.

Ордовикская (?) система

В своде Кокпектинской антиклинали несколькими крелиусными скважинами обнаружены наиболее древние породы палеозоя, предположительно отнесенные к ордовику. В скв. К-17 (см. фиг. 36) под неокомом была встречена хлоритовая, сильно ожелезненная перемятая порода, а в скв. К-20 на глубине 294—300 м — миндалекаменные базальтовые порфириты, основная масса которых представляет войлок игольчатых микролитов плагиоклаза в стекловатой массе. Для этой породы характерно большое количество более или менее округлых миндалин, выполненных кальцитом и хлоритом. Глубже в этой же скважине был обнаружен вариолит, основная масса которого состоит из тонкозернистого хлоритово-полевошпатового агрегата с большим количеством рудных минералов. В скв. К-1 под неокомом на глубине 331 м были вскрыты спилиты. Судя по каротажным диаграммам, возможно, такие же породы встречены в скв. К-3 и К-6, в которых не удалось поднять керн палеозоя. Таким образом, в северной части антиклинали, в ее сводовой части, выделяется участок развития каких-то древних эффузивных пород (см. фиг. 36). В скв. К-19 под неокомом были встречены змеевики (с глубины 289—293 м), а ниже обнаружены (до 323 м) темно-коричневые и шоколадные, сильно ожелезненные и перемятые туфосланцы с зеркалами скольжения. В скв. К-29 с глубины 420—426 м был поднят керн спилитов, а в скв. К-34 на глубине 447—448 м вскрыты сильно милонитизированный вариолит и спилит. Следовательно, на юге антиклинали вырисовывается новое поле распространения эффузивных пород, погребенное осадками мезозоя.

На крайнем юге обнаженной части зоны Уралтау миндалекаменные породы встречаются только в силуре и ордовике (Леоненок, 1955). Перечисленные выше породы ближе всего напоминают эффузивы ордовика. В отложениях этого возраста встречаются и породы, сходные с обнаруженными в скв. К-19. Наибольшая пройденная мощность предположительно ордовикских пород 56 м (скв. К-20).

Девонская система

Ультрабазиты среднего девона

В поднятом восточном крыле разлома Кокпектинской антиклинали большинством скважин под мезозоем на глубинах от 169 до 431 м были вскрыты змеевики, достоверная площадь распространения которых превышает 200 км^2. Змеевики зеленые, светло-зеленые, зеленовато-серые, крепкие, лишь в верхней части иногда подвергшиеся слабому выветриванию, часто с мелкими вкраплениями сульфидов. Наибольшая их вскрытая мощность 155 м (скв. К-14). Вторая большая площадь распро-

странения ультрабазитовых пород была вскрыта многими скважинами, пробуренными ЗККГЭ в районе балки Даул на севере Чушкакульской антиклинали и к западу от этой балки (К. А. Коблов). Здесь достоверная площадь их развития достигает 150 км².

Обнаруженный мной в 1951 г. по балке Даул и ее притоку Карашокы выход кварцитов, связывавшийся с зеленокаменной толщей массива Жамантау (Яншин, 1953; Гарецкий, 1958), при более внимательном изучении оказался выходом вторичных кварцитов коры выветривания серпентинитов. Здесь на дне балки и по ее бровке среди песчаных наносов балки и отложений плиоцена обнажены изолированные гребешки кварцитов, высота которых равна 0,3—1,0 м, а ширина колеблется от 1,5 до 5—8 м. Кварциты массивные, темно-бурого, желтого, желтовато-серого и зеленовато-желтого цвета. Кроме вторичных кварцитов, по балке встречаются зеленые и темно-зеленые нонтроиты и каолинизированные глины коры выветривания. Общая длина выхода коры выветривания серпентинитов достигает 7 км при ширине в 100—300 м.

Интересно отметить, что на всей площади выхода кварцитов мной было обнаружено массовое скопление кремнистых отщепов и нуклеусов. Здесь, по-видимому, находилась «мастерская» орудий первобытного человека. По мнению А. А. Формозова, просмотревшего кремневый материал, наиболее вероятен его неолитический возраст.

Кора выветривания серпентинитов мощностью до 10—20 м была прослежена под отложениями плиоцена, альба или неокома на значительную площадь к северу и западу от балки Даул и встречена почти во всех скважинах. Обнаружение в них древней коры выветривания со скоплениями силикатных руд никеля, безусловно, вызывает большой интерес с точки зрения поисков в этом районе промышленных месторождений никеля. Под корой выветривания многие скважины на глубинах от 7—25 м близ балки Даул до 130—160 м в 8—9 км западнее вошли в зеленые и зеленовато-серые серпентиниты, в верхней части обычно выщелоченные, карбонатизированные, трещиноватые (трещины заполнены кальцитом, опалом или халцедоном). Наиболее глубокие скважины вскрыли серпентинизированный перидотит, черный с зеленоватым оттенком, с вкраплением сульфидов. Наибольшая мощность, на которую были вскрыты серпентиниты и перидотиты, —133,5 м (скв. 2 в 8 км к западу от балки Даул). К. А. Кобловым была пробурена скв. 2а в 27 км к западу от балки Даул, в 9 км севернее горы Намаztау. Скв. 2а под пестроцветными породами неокома на глубине 280 м вскрыла серпентиниты, которыми прошла 38 м. Этой скважиной оба участка распространения серпентинитов (Кокпектинский и Даульский) соединяются в одну обширную площадь развития ультрабазитов.

Гравиметрические работы (Ф. З. Полойко) к западу от южного окончания Мугоджар и их продолжения — Чушкакульской антиклинали — обнаружила крупный максимум силы тяжести, захватывающий своим северо-западным краем Кокпектинскую антиклиналь и западное крыло северной части Чушкакульской антиклинали. В своде Кокпектинской антиклинали и в районе балки Даул в пределах этого гравитационного максимума обнаружены змеевики. Это позволяет предполагать, что он своим происхождением обязан огромному погребенному массиву ультраосновных пород — Кокпектинскому (Гарецкий, Яншин, 1959). Контур Кокпектинского ультрабазитового массива хорошо вырисовывается на гравиметрической карте резко повышенными значениями аномалий силы тяжести. Этот массив очень велик и по своим размерам (площадь около 1500 км²) не уступает известным массивам ультраосновных пород в открытой части зоны Уралтау (Кемпирсайский, Хабарненский, Халиловский), на южном продолжении полосы которых он и расположен. Кокпектинский ультраосновной массив является самым южным из известных в Уральской складчатой системе.

Как и для более северных ультрабазитовых интрузий Урала (Непомнящих, 1950, 1959), для Кокпектинского массива характерно пластообразное залегание змеевиков в периферийных частях плутона. Такое залегание их подтверждается данными бурения. В скв. К-19 ниже змеевиков были вскрыты терригенные породы, предположительно ордовика. Анализ гравиметрических данных всего массива показывает, что в его пределах выделяется ряд частных резко повышенных максимумов силы тяжести: Даульский, Сарыбай-мола, Алитауский и собственно Кокпектинский. Первые три максимума расположены ближе к восточной части ультрабазитового массива и лежат на прямом продолжении к югу крупного разлома, ограничивающего на западе поднятие Главного Мугоджарского хребта. По-видимому, с этими крупными частными максимумами и, в первую очередь, с Даульским, связаны центры внедрения ультраосновной магмы. Для Кемпирсайского, Халиловского и некоторых других районов южного окончания зоны Уралтау устанавливается среднедевонский, точнее верхнеживетский возраст ультрабазитовых интрузий (Водорезов и Розман, 1956). По аналогии можно предположить, что такой же возраст, скорее всего, имеют ультрабазиты Кокпектинского массива, лежащие в одной с ними структурной зоне. Следует отметить, что Кокпектинский массив, по-видимому, был сформирован в результате неоднократных внедрений магмы в разное время. Когда мы говорим о его среднедевонском возрасте, то имеем в виду вероятное время окончания его формирования.

Верхнедевонский отдел

К у м с а й с к а я т о л щ а. Кумсайская толща (названная по притоку р. Атжаксы — Кумсай) была обнаружена под юрой в опущенном крыле разлома Кокпектинской антиклинали скв. К-32 на глубине 427 м. Кумсайская толща представляет собой переслаивание аргиллитов и известняков, реже алевролитов и глинистых песчаников. Аргиллиты серые, темно-серые, зеленовато-серые, тонкослоистые, зачастую с зеркалами скольжения. Известняки серые, темно-серые, иногда с буроватым оттенком, мелкозернистые, кристаллические, редко с прожилками белого кристаллического кальцита. С глубиной наклон слоев толщи увеличивается: с 20—22° в интервале 448—454 м до 65—70° на глубине 512—519 м.

В прослоях известняков, относящихся к интервалу 460—463 м, Е. А. Рейтлингер были обнаружены остатки фораминифер: *Parathurammina paulis* B y k., *P. spinosa* L i p., *Endothyra* sp., *Archaesphaera* sp., *Sphaerella* sp. В известняке с глубины 475—479 м были определены: *Parathurammina paulis* B y k., *Endothyra* cf. *bella* T s c h e r n., *E.* ex gr. *communis* R a u s. Указанный комплекс фораминифер позволяет отнести кумсайскую толщу к верхней части фаменского яруса верхнего девона. Фаменский возраст кумсайской толщи подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа, проведенного С. Н. Наумовой. Из аргиллита с интервала 517—519 м выделен комплекс, в котором преобладают следующие виды спор: *Lophozonotriletes curvatus* N a u m., *L. grumosus* N a u m., *L. lebedenensis* N a u m., *Hymenozonotriletes lepidophytus* N a u m., *Stenozonotriletes conformis* N a u m., *Archaeozonotriletes dedaleus* N a u m. По заключению С. Н. Наумовой, этот комплекс спор имеет большое сходство с комплексами, изученными ею из лебедянских слоев Русской платформы.

В трех образцах скв. К-32, поднятых с глубины в 473—475, 481—483 и 517—519 м, Е. Ф. Шаткинской были обнаружены следующие споры и пыльца: *Leiotriletes plicatus* (W a l t z) N a u m., *Lophotriletes rotundus* N a u m., *L. grandicornis* (L u b.) N a u m., *Zonotriletes punctulosus* L u b., *Stenozonotriletes simplex* N a u m., *Hymenozonotriletes subtilis* (L u b.) N a u m., *Archaeozonotriletes orbiculatus* N a u m., *A. variabilis* N a u m., *Calamotriletes microrugosus* (W a l t z),

Lepidozonotriletes verriculifer f. *minor* Lub., *Lycopodizonotriletes pilantus* Lub., *Angaropteritriletes trichacanthus* f. *tenuis* Lub., *Filicitriletes inordinatus* Lub., *F. scrobiculatus* Lub., *Gynkgaletes retroflexus* Lub.

Указанный спорово-пыльцевой комплекс считается характерным для отложений нижнего карбона. Однако в юго-восточных районах нашей страны (Южный Урал, Южноэмбенское погребенное поднятие) уже неоднократно подобные спорово-пыльцевые комплексы указывались из отложений с морской фауной верхнего девона. Очевидно, здесь многие элементы нижнекаменноугольного флористического комплекса появились раньше, чем в Донецком бассейне, Подмосковье и вообще в более северных районах. Поэтому правильнее при определении возраста палеозойских слоев, вскрытых скв. К-32, более доверять определениям фораминифер, чем определениям пыльцы и спор. На этом основании я отношу их к верхам фаменского яруса девона. Не исключена, впрочем, возможность, что они относятся к слоям этрен, лежащим в основании турнейского яруса. По литологическому составу и возрасту кумсайская толща относится к изембетской серии.

Пройденная в кумсайской толще вертикальная мощность 92,5 м. Истинная мощность (с учетом средних углов падения слоев около 60°) 46 м.

Каменноугольная система

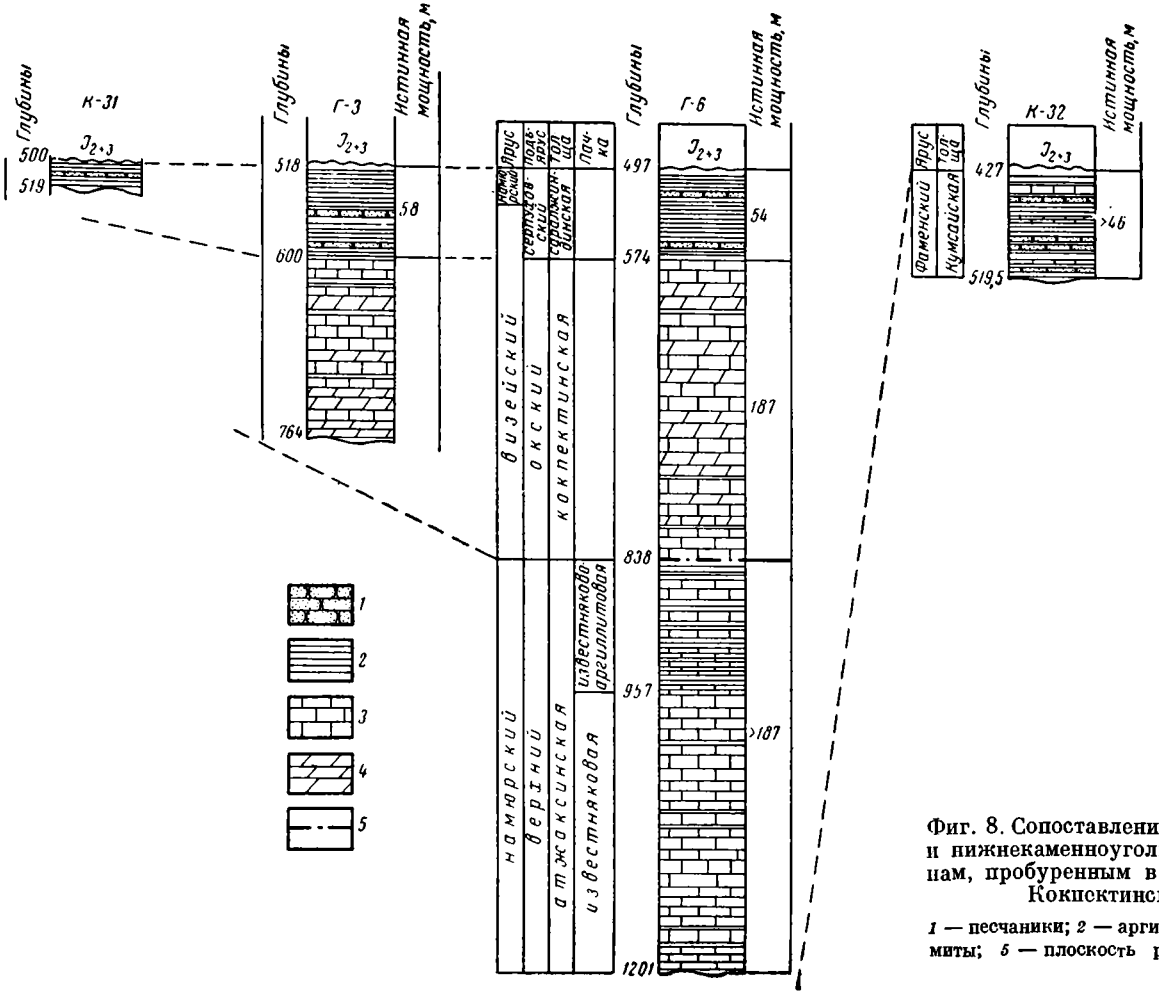
Нижнекаменноугольный отдел

На восточном крыле Кокпектинской антиклинали в скв. К-14 под неокомом на глубине 155 м выше змеевиков была встречена пачка песчаников и аргиллитов с конгломератом в основании, имеющая, по данным электрокаротажной диаграммы, мощность 14 м. Песчаники зеленовато-серые, местами почти черные, полимиктовые, слюдистые. Аргиллиты темно-серые, с зеленоватым оттенком, неровным изломом, с включением кристаллов пирита. В низах пачки в песчанике была найдена раковина *Spirifer* sp., имеющего, по мнению В. Н. Крестовникова, нижнекаменноугольный облик. Эта пачка пород также принадлежит изембетской серии.

Значительно более полный разрез нижнекаменноугольных отложений был вскрыт несколькими скважинами в опущенном западном крыле разлома Кокпектинской антиклинали. Они подразделяются на ряд толщ: кокпектинскую, саралжиндинскую и атжаксинскую (фиг. 8).

Кокпектинская толща. Кокпектинская толща (получившая название от р. Кокпекты) вскрыта скв. Г-6 на глубине 574—838 м и скв. Г-3 от 600 м до забоя (764 м). Эта толща представлена доломитами и известняками с очень редкими прослоями аргиллитов и песчаников. Доломиты светло-серые, серые, темно-серые, коричневато-серые, кристаллические, известковистые, крепкие, чистые. Известняки белые, серовато-белые, серые, реже темно-серые, органогенные, часто значительно перекристаллизованные, крепкие, чистые. В доломитах и известняках встречаются трещинки и каверны, заполненные кальцитом. Доломиты и известняки характеризуются высокими электросопротивлениями, колеблющимися в скв. Г-6 от 230 до 480 ом·м, а в скв. Г-3 достигающими даже 1000 ом·м. Аргиллиты темно-серые, песчанистые, слюдистые. Песчаники серые и темно-серые, полимиктовые, известковистые. На каротажной диаграмме они выделяются резко пониженными значениями КС, колеблющимися от 8 до 30 ом·м.

Е. А. Рейтлингер из образцов интервала 710—715 и 790—793 м скв. Г-6 были определены следующие фораминиферы: *Eostaffella* cf. *pseudostruvei* Raus. et Bel., *E.* cf. *parva* var. *decurta* Raus., *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra* ex gr. *omphalota* Raus.



Фиг. 8. Сопоставление разрезов верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений по скважинам, пробуренным в опущенном крыле разлома, Кокпектинской антиклинали

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — известняки; *4* — доломиты; *5* — плоскость разлома, пройденная скважиной

et Reitl., *End.* cf. ex gr. *globulus* (Eichw.), *Palaeotextularia consobrina* Lip.

Перечисленный комплекс говорит о принадлежности кокпектинской толщи к визейскому ярусу нижнего карбона. Из верхней части свиты с глубины 584—586 м были определены: *Endothyra exilis* Raus., *End. omphalota* Raus. et Reitl., *Bradyina* cf. *rotula* Eichw., *Eostaffella proikensis* Raus., *E. ikensis* Viss., *Parastaffella* sp. Частые находки *Endothyra omphalota* Raus. et Reitl. и *Eostaffella ikensis* Viss. позволяют, по мнению Е. А. Рейтлингер, более точно определить возраст данных отложений как верхнюю часть окского подъяруса (аналог михайловского и веневского горизонтов Русской платформы). Находки в интервале 752—756 м скв. Г-6 раковины брахиоподы *Striatifera* sp., определенной Т. Г. Сарычевой, также говорит о визейском возрасте доломитово-известняковых отложений кокпектинской толщи скв. Г-6. В скв. Г-3 фораминиферы были обнаружены с глубины 750—753 м. Среди них Е. А. Рейтлингер определены: *Pachysphaera* sp., *Parastaffella* cf. *struvei* (Moell.) и другие виды, близкие к формам с глубины 710—715 м скв. Г-6, т. е. также визейские.

Таким образом, верхняя возрастная граница кокпектинской толщи определяется верхами окского подъяруса визе (фораминиферы михайловского и веневского горизонтов в скв. Г-6 на глубине 584—586 м), нижняя ее граница неясна, так как скв. Г-3 не вышла из отложений этой толщи, а в скв. Г-6 нижняя ее часть, по-видимому, обрезана разломом (о чем свидетельствует более молодой намюрский комплекс фораминифер, обнаруженный сразу же ниже отложений кокпектинской толщи). Вскрытая часть кокпектинской толщи захватывает главным образом окский подъярус, видимо, включает весь или какой-то отрезок яснополянского подъяруса и безусловно не выходит за пределы визейского яруса.

Вскрытая вертикальная мощность кокпектинской толщи в скв. Г-6 равна 264 м, а в скв. Г-3—164 м. Учитывая углы падения пород, которые местами наблюдаются в керне скв. Г-6 и в среднем равны 45°, истинная пройденная мощность этих слоев в скв. Г-6 равна 187 м.

Саралжиндинская толща. Отложения саралжиндинской толщи (названа по притоку р. Кокпекты—Саралжинды) были обнаружены выше пород кокпектинской толщи прямо под среднеюрскими осадками в скважинах К-31, Г-3, Г-6 и, возможно, К-37. Эта толща сложена аргиллитами темно-серыми, серыми, часто алевритовыми, слюдистыми, с неровным изломом, нередко с обуглившимся растительным детритом и плоскостями скольжения, с заметной или неясно выраженной слоистостью (падающей в скв. Г-3 под углами 40—50° и в скв. Г-6 40—45°), с прослоями серых алевролитов и реже песчаников полимиктовых, слюдистых, мелкозернистых. На диаграмме кажущегося сопротивления саралжиндинская толща выделяется чрезвычайно ровной кривой и низкими значениями $\rho_к$, колеблющимися от 4 до 12 ом·м, с несколькими пиками, достигающими 15—20 ом·м и соответствующими песчаным прослоям. Не менее четко эта свита отмечается на диаграммах потенциалов собственной поляризации пород (ровной кривой и положительными аномалиями $V_{пс}$), а также на кавернограммах (мелкозазубренной кривой и значительным увеличением диаметра скважин с кавернами до 0,5—0,55 м).

С. Н. Наумовой в аргиллитах скв. К-31 (с глубин 508—512 и 512—519 м) был обнаружен спорово-пыльцевой комплекс: *Leiotriletes tristichus* (Lub.) Naum., *L. inermis* (Waltz) Isch., *Acanthotriletes multisetus* (Lub.) Naum., *Lophotriletes piriformis* (Lub.) Naum., *L. grandicornis* (Lub.) Naum., *L. variotuberculatus* (Lub.) Naum., *L. tuberculatus* (Waltz) Isch., *Hymenozonotriletes subtilis* (Lub.) Naum., *H. marginatus* (Lub.) Naum., *H. pusillus* (Ibr.) Isch., *Zonotriletes breviapiculatus* Lub., *Z. brachyacanthus* Lub. Перечисленный комплекс

спор и пыльцы наиболее близок спорово-пыльцевому комплексу, выделенному А. А. Любер (1955) из угленосных отложений карагандинской свиты Карагандинского бассейна, которая относится к нижнему карбону (скорее всего, к намюрскому и верхам визейского яруса).

В скв. Г-3 на различных глубинах интервала 525—565 м, а также в скв. Г-6 на глубинах 557—558 и 558—566 м С. Н. Наумовой был выделен спорово-пыльцевой комплекс, преимущественно состоящий из спор папоротникообразных. Среди последних преобладают следующие виды спор: *Leiotriletes microrugosus* (I b r.) N a u m., *Acanthotriletes macrurus* N a u m., *Lophotriletes subintortus* N a u m., *L. piriformis* (L o o s e) N a u m., *Stenozonotriletes definites* N a u m., *S. turbinatus* N a u m., *Rauserina prima* N a u m. Комплекс спор близок к комплексу, обнаруженному в нижненамюрских отложениях Львовской мульды.

Саралжиндинская толща лежит непосредственно выше фаунистически охарактеризованных отложений окского подъяруса визе, а по данным спорово-пыльцевого анализа, может быть отнесена к верхам визейского яруса — низам намюрского. Следовательно, и по положению в разрезе и по материалам спорово-пыльцевого анализа эту толщу условно можно отнести к серпуховскому подъярусу, который соответствует верхам визейского яруса, но, по данным ряда исследователей, захватывает низы намюрского яруса.

Вертикальная мощность саралжиндинской толщи в скв. Г-3 равна 82 м, а в скв. Г-6 — 77 м. С учетом углов падения (в среднем 45°) истинная вскрытая мощность толщи исчисляется соответственно в 58 и 54 м.

А т ж а к с и н с к а я т о л щ а. Атжаксинская толща вскрыта скв. Г-6 и по литологическому составу подразделена на две пачки.

И з в е с т н я к о в о - а р г и л л и т о в а я п а ч к а (838—957 м) сложена частым переслаиванием известняков и аргиллитов, которые присутствуют примерно в равных количествах. Известняки белые, серовато-белые, органогенные, часто перекристаллизованные, крепкие, чистые (табл. 2). Аргиллиты серые, темно-серые, слюдистые.

И з в е с т н я к о в а я п а ч к а (957 до забоя на 1201 м) состоит из известняков с редкими прослоями серых и темно-серых аргиллитов. Известняки белые, серовато-белые, розовато-белые, чистые (минеральный неорганический остаток колеблется от 0,14 до 1,07 %), с тонкими трещинками и кавернами, заполненными кристаллическим кальцитом и включениями зеленовато-серой, светло-зеленой, коричневато-серой глины.

Атжаксинская толща характеризуется довольно расчлененными диаграммами кажущегося сопротивления и потенциалов собственной поляризации. Известняки выделяются пиками с высокими значениями удельного сопротивления от 200 до 470 ом·м, аргиллиты отмечаются низкими величинами $\rho_к$ в 8—15 ом·м. Верхняя пачка отличается от нижней значительно бóльшей расчлененностью диаграмм КС и ПС, бóльшими амплитудами значения $\rho_к$ и несколько бóльшими величинами $V_{пс}$.

В известняках верхней пачки с глубины 908—912 м Е. А. Рейтлингер определены следующие фораминиферы: *Tolypammina elegans* R e i t l., *T.* ex gr. *vulgaris* R e i t l., *Archaediscus rugosus* R a u s.

В известняковой пачке на глубине 968—973 м были обнаружены: *Tolypammina* ex gr. *vulgaris* R e i t l., *Globivalvulina minima* R e i t l., *Archaediscus parvus* R a u s., *Arch. rugosus* R a u s.; на глубине 1009—1014 м: *Tolypammina* ex gr. *elegans* R e i t l., *Globivalvulina parva* T s c h e r n., *Gl. minima* R e i t l., *Endothyra bradyi* M i k h., *Bradyina* sp., *Eostaffella prisca* var. *ovoidea* R a u s., *E.* cf. *mosquensis* K i r., *E.* cf. *paraprotvae* R a u s., *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (D i t k.); на глубине 1030—1035 м: *Glomospira* ex gr. *elegans* R e i t l., *Endothyra* ex gr. *bradyi* M i k h., *Bradyina cribrostomata* R a u s. et R e i t l., *Globivalvulina minima* R e i t l., *Eostaffella prisca* var. *ovoidea* R a u s., *E.* cf.

Таблица 2

Анализы карбонатных пород нижнепермских и каменноугольных отложений Кокпектинской антиклинали

Номер скважины и глубина взятия образца, м	Возраст образца	Минеральный нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	CO_2 избыточный	CaO избыточный	MgO избыточный
Скважина Г-2												
1420—1425	P_1, среднешвагериновый подгоризонт	2,38	0,52	52,85	0,58	42,35	98,68	94,44	1,21	0,13	—	—
1493—1499		3,20	0,72	51,78	0,96	41,60	98,26	92,53	2,01	—	—	—
1493—1499		2,84	0,62	52,58	1,15	42,60	99,79	93,96	2,40	—	—	—
1530—1536		2,12	0,52	52,85	1,15	42,65	99,29	94,44	2,41	—	—	—
1559—1563		2,70	0,66	48,04	4,80	43,00	99,20	85,85	10,05	—	—	—
1559—1563		9,20	1,18	35,41	11,98	41,40	99,17	63,21	25,06	0,52	—	—
1588—1593		1,40	0,36	51,24	2,69	43,43	99,14	91,56	5,62	0,20	—	—
1588—1593		1,94	0,42	44,84	7,29	43,05	97,54	80,13	15,25	—	—	—
2322—2327	C_3, верхнекаменноугольный отдел	13,16	0,58	47,03	0,99	37,25	99,01	83,98	0,57	—	—	0,72
2327—2331		10,78	0,82	48,13	1,19	38,50	99,42	85,95	1,30	—	—	0,57
2335—2338		18,22	0,74	43,29	0,91	34,05	97,21	77,30	0,08	—	—	0,87
Скважина Г-5												
1108—1111	P_1, нижнешвагериновый подгоризонт	1,64	0,22	53,65	0,40	42,60	98,51	95,87	0,73	—	—	0,05
1155—1159		2,18	0,24	54,17	0,20	42,60	99,39	96,77	—	—	—	0,20
1219—1224		10,21	0,51	47,63	1,60	38,80	98,75	85,11	2,53	—	—	0,39
1267—1278		19,38	1,30	38,92	3,11	33,30	96,01	69,55	2,67	—	—	0,44
1302—1307		6,92	0,36	50,19	1,40	40,50	99,37	89,69	1,92	—	—	0,48
1302—1307		4,88	0,30	51,92	0,70	41,10	98,90	92,78	0,46	—	—	0,48
1324—1330	C_3, верхнекаменноугольный отдел	34,94	1,36	33,07	1,11	26,60	97,08	59,09	1,11	—	—	0,58
1496—1502		5,36	0,32	51,98	0,59	41,10	99,35	92,82	0,50	—	—	0,35
1534—1537		1,48	0,20	54,18	0,59	43,15	99,60	96,75	1,11	—	—	0,06
1565—1573		2,14	0,34	53,36	0,99	43,05	99,88	95,28	2,07	0,02	—	—
1629,7—1634,8		1,36	0,24	54,18	0,59	42,75	99,12	96,75	0,34	—	—	0,43
1776—1778		0,22	0,20	55,67	—	43,80	99,89	99,41	—	0,06	—	—
1776—1778		2,92	0,20	53,63	0,59	42,45	99,79	95,77	0,59	—	—	0,31
1856—1864		0,36	0,10	55,56	0,20	43,95	100,17	99,21	0,42	0,08	—	—
Скважина Г-6												
868—875	C_1, верхний намюр, атжаксинская толща	0,30	0,28	55,22	0,32	43,65	99,77	98,57	0,68	—	—	—
908—912		0,28	0,36	55,22	0,32	43,60	99,78	98,57	0,67	—	—	—
968—973		0,28	0,28	54,62	0,86	43,55	99,59	97,50	1,81	—	—	—
1009—1014		0,32	0,26	55,22	0,43	44,15	100,65	98,57	0,90	0,33	—	—
1030—1035		0,14	0,30	55,52	—	43,60	99,56	99,21	—	—	—	—
1070—1075		0,62	0,28	55,22	0,21	43,25	99,58	99,57	0,44	—	—	—
1114—1119		0,36	0,04	55,51	—	43,43	99,36	99,03	—	—	0,07	—
1195—1200		0,38	0,24	55,82	—	43,85	100,29	99,64	—	0,03	—	—
584—586	C_1 визе, окский подъярус, кокпектинская толща	0,82	0,14	53,65	1,53	44,15	100,29	95,71	3,20	0,42	—	—
637—644		0,86	0,36	32,03	19,95	47,05	100,25	57,14	41,18	0,19	—	—
665—670		0,72	0,34	30,43	20,92	46,98	99,39	54,29	43,74	0,40	—	—
710—715		0,52	0,22	54,71	0,76	43,80	100,01	97,60	1,59	0,08	—	—
710—715		0,60	0,30	31,23	20,15	46,80	99,08	55,71	42,13	0,34	—	—
752—756		0,62	0,24	54,98	0,57	43,90	100,31	98,08	1,19	0,18	—	—
790—793		0,48	0,30	55,78	—	43,75	100,31	99,51	—	0,02	—	—
832—836		0,06	0,42	55,52	0,32	43,60	99,92	99,10	0,67	—	—	—

Таблица 2 (окончание)

Номер скважины и глубина взятия образца, м	Возраст образца	Минеральный нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	CO_2 избыточный	CaO избыточный	MgO избыточный
Скважина Г-3	C_1, визе, окский подъярус, кокпектинская толща											
625—628		0,46	0,38	54,98	0,38	43,85	100,05	98,25	0,79	0,17	—	—
686—691		0,45	0,56	36,61	15,97	45,80	99,39	65,35	33,40	—	—	—
710—713		0,82	0,42	31,81	19,64	46,42	99,11	56,78	41,09	—	—	—
750—753		0,10	0,64	55,22	0,43	43,90	100,29	98,57	0,90	0,08	—	—

Примечание. Анализы проведены в лаборатории Геологического института АН СССР.

postmosquensis Kir., *Archaediscus bashkiricus* Krest. et Teod., *Arch. parvus* Raus.; на глубине 1070—1075 м: *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Globivalvulina parva* Tschern., *Gl.* cf. *scaphoidea* Reitl., *Eostaffella postmosquensis* var. *acutiformis* Raus.

На отмеченных глубинах в известняковой пачке комплекс фораминифер по сравнению с комплексом кокпектинской толщи меняется: исчезают все характерные визейские виды, имеющиеся в обилии в «вышележащих» отложениях скв. Г-6 (в кокпектинской толще). Комплекс фораминифер нижней пачки имеет однообразный характер, типичный для намюра—низов башкирского яруса. Частые находки *Tolypammina*, *Globivalvulina*, архиадискусов группы *Archaediscus bashkiricus*, мелких эоштаффелл группы *Eostaffella prisca* и *E. postmosquensis*, а также *Bradyina cribrostomata* позволяют определить возраст вмещающих отложений, скорее всего, как верхний намюр (аналог краснополянских слоев Русской платформы). В одном из образцов с глубины 1114—119 м были встречены плохие сечения *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Lutk.), говорящие о более молодом возрасте слоев. Возможно, что часть отложений атжаксинской толщи является аналогом уже не краснополянских слоев, а более высоких северокельтменских слоев Заволжья, выделенных там Е. А. Рейтлингер (1954). Таким образом, атжаксинская толща по возрасту относится к верхнему намюру, являясь аналогом краснополянских и северокельтменских слоев Заволжья. Нижняя возрастная ее граница неясна, так как скв. Г-6 не вышла из отложений этой толщи. Вертикальная мощность известняково-аргиллитовой пачки 119 м, а пройденная вертикальная мощность известняковой пачки 244 м. Атжаксинская толща пройдена, следовательно, на глубину 363 м. Углы падения в отложениях этой толщи нигде замерить не удается, поэтому затруднительно говорить об истинной мощности пройденных пород. Если предположить, что в среднем углы падения слоев в толще равны 50°, как и в лежащих выше слоях, вскрытых скв. Г-6, то истинная пройденная мощность всей атжаксинской толщи будет измеряться в пределах 187 м.

Верхнекаменноугольный отдел

Отложения верхнего карбона были вскрыты скв. Г-2 на глубине 2050 м и скв. Г-5 на глубине 1316 м. В первой скважине они представлены толщей переслаивающихся серых и темно-серых мелко- и среднезернистых полимиктовых известковистых песчаников и светло-серых и серых слабо известковистых алевролитов, темно-серых аргиллитов и коричневато-серых и серых мелкокристаллических и органогенных известняков, а в нижней

части доломитов. В целом толща выделяется сильно расчлененными кривыми КС и ПС с колебаниями значений $\rho_к$ от 4 до 250 ом·м, в отдельных случаях до 500. От лежащих выше нижнепермских отложений она отличается более частыми пиками, отвечающими песчаникам и известнякам и имеющими более высокое значение кажущегося сопротивления.

С. Ф. Щербович из этой толщи пород определила следующих форминифер: *Triticites* ex gr. *cullomensis* Dunb. et Condra, *Tr.* ex gr. *secalicus* (Say), *Tr.* aff. *altus* Ros., *Tr. schwageriniformis* Raus., *Pseudofusulina* ex gr. *anderssoni* (Schellw.), *Rugosofusulina* ex gr. *stabilis* Raus., *R.* aff. *serrata* Raus., *Quasifusulina longissima* (Moell.), *Q.* ex gr. *cayeuxi* (Deprat) и др. Указанный комплекс форминифер говорит о верхнекаменноугольном возрасте содержащих его отложений.

Среди отобранных Ф. М. Пуховой брахиопод Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской были определены *Chonetes* sp., *Dictyoclostus* sp., *Martinia* sp., Orthotetinae *Marginifera* sp. Плохая сохранность макрофауны не позволяет сделать более точные определения и дать заключение о возрасте содержащих ее отложений. Д. Л. Степановым из образцов Ю. С. Шахиджанова были определены *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.), *Phricodothyris* cf. *rostrata* (Kut.), *Echinoconchus* ex gr. *postpunctatus* Step., встречающиеся как в верхнем карбоне, так и в сакмарском ярусе нижней перми.

Скв. Г-2 прошла в породах верхнего карбона 568 м (до забоя на глубине 2618 м). Поскольку углы падения слоев верхнего карбона невелики (5—13°), постольку падением пород при подсчете мощности практически можно пренебречь и тогда пройденная мощность верхнекаменноугольных отложений равна 568 м.

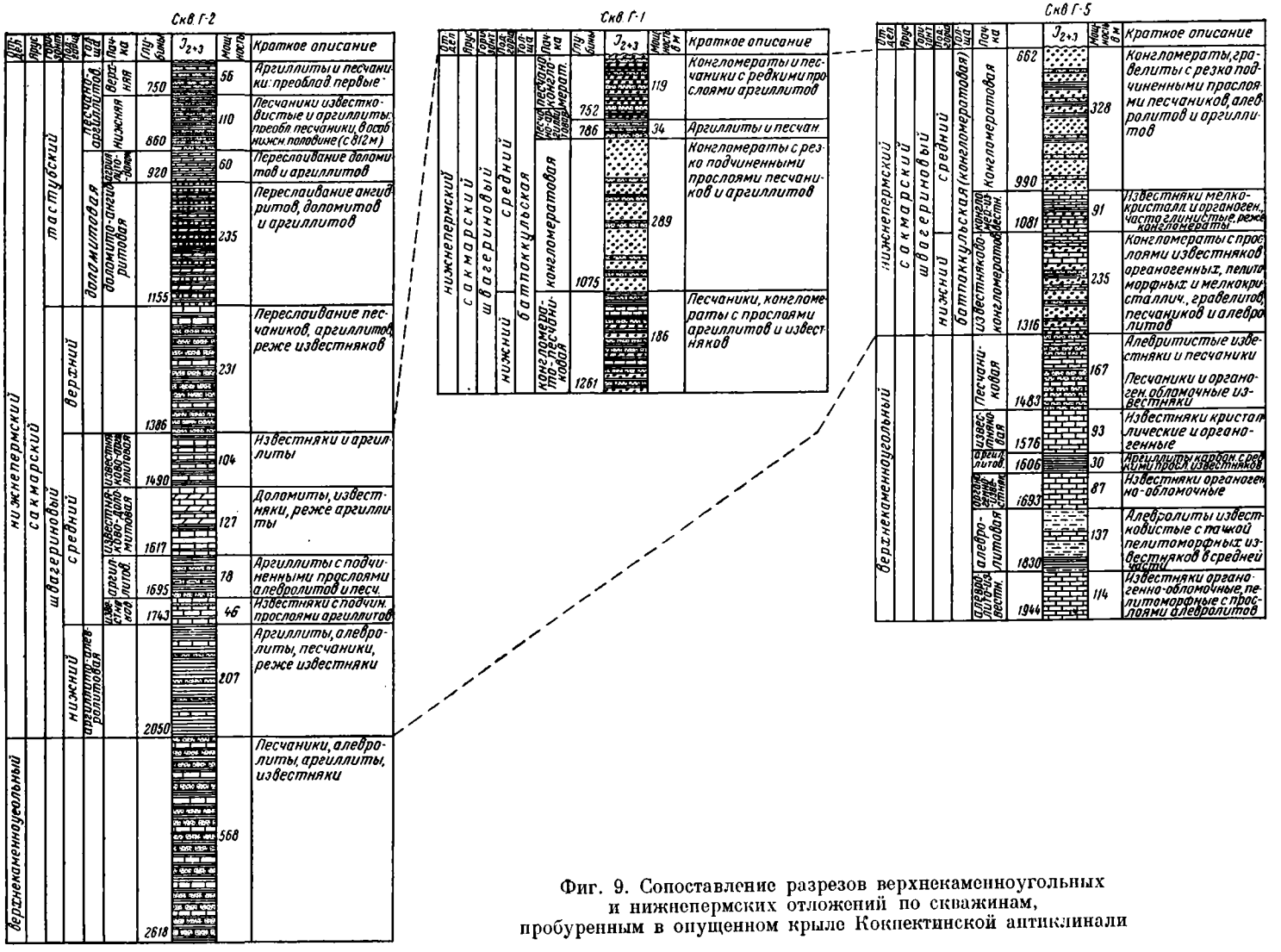
Верхнекаменноугольные отложения скв. Г-5 по литологическому составу и электрокаротажной характеристике подразделяются на следующие шесть пачек (снизу вверх): алевролито-известняковую, алевролитовую, органогенно-известняковую, аргиллитовую, известняковую и песчаниковую (фиг. 9).

Алевролито-известняковая пачка, пройденная с глубины 1830 м и до забоя (1944 м), сложена серыми, светло-серыми, темно-серыми, часто с коричневым оттенком известняками с прослоями светло-серых, серых и темно-серых алевролитов. Известняки органогенно-оолитовые, органогенно-обломочные и пелитоморфные, иногда песчанистые. Алевролиты полимиктовые, крупнозернистые, с кальцитовым цементом, среди обломочного материала алевролитов преобладают зерна известняков. На электрокаротажной диаграмме пачка выделяется высокими значениями $\rho_к$ до 250—500 ом·м.

Алевролитовая пачка (1693—1830 м) состоит из темно-серых известковистых полимиктовых алевролитов с редкими прослоями пелитоморфных алевритистых известняков того же цвета. В средней части пачки в интервале 1772—1790 м расположен пласт светло-серого с коричневым оттенком органогенно-обломочного, а местами темно-серого пелитоморфного известняка. Для алевролитовой пачки характерны очень спокойные ровные кривые КС и ПС со значением $\rho_к$ в 5—20 ом·м. Только пласт известняков выделяется резкой пикой КС с $\rho_к$ до 195 ом·м.

Органогенно-известняковая пачка (1606—1693 м) сложена светло-серыми, серыми, коричневато-серыми органогенно-обломочными известняками. Обломки раковин и единичные обломки кварца, халцедона, различных эффузивов, кварцитов сцементированы кальцитом. Характерно высокое значение $\rho_к$ до 250—285 ом·м.

Аргиллитовая пачка (1576—1606 м) — темно-серые карбонатные аргиллиты с редкими прослоями алевритистых известняков. Аргиллиты часто содержат до 25% алевритовой примеси, которая, по данным



Фиг. 9. Сопоставление разрезов верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений по скважинам, пробуренным в опущенном крыле Кокпектинской антиклинали

И. Б. Кононовой, состоит из обломков кварца, полевых шпатов, хлорита, слюд, серицитовых сланцев неправильной угловатой формы. Отличается исключительно ровной кривой КС и ПС со значениями кажущегося удельного сопротивления до 5—15 ом·м.

Известняковая пачка (1483—1576 м) — белые, светло-серые, коричневато-серые органогенно-обломочные, пелитоморфные, нередко кристаллические, иногда глинисто-алевритистые известняки. Характеризуется крупными волнами кривых КС и ПС с большими значениями $\rho_к$ до 500—650 ом·м.

Песчаниковая пачка (1316—1483 м) в верхней части (до 1410 м) состоит из серых и светло-серых песчаников и коричневато-серых и серых органогенно-обломочных известняков. Песчаники полимиктовые от грубозернистых до мелкозернистых. Обломки принадлежат известнякам, плагиоклазу, халцедону, глинисто-серицитовым сланцам, различным эффузивам, полевым шпатам и хлориту. Обломки известняков округлой формы, остальные угловатые. Известняки с большим содержанием терригенного материала. В верхней части пачки преобладают серые и темно-серые алевритистые известняки и песчаники. Значения удельного кажущегося сопротивления в верхней части пачки достигают 100—130, а в нижней — 200—350 ом·м.

В различных интервалах описанной толщи С. Ф. Щербович был определен комплекс фораминифер, позволяющий отнести ее к верхнему карбону. Здесь были встречены *Triticites schwageriniformis* Raus., *Tr. pararcticus* Raus., *Tr.* aff. *longus* Ros., *Tr.* ex gr. *jigulensis* Raus., *Rugosofusulina stabilis* Raus., *R. prisca* (Ehrenb. et Moell.), *Quasifusulina longissima* (Moell.), *Q. cayeuxi* (Deprat), *Daixina* aff. *ruzhencevi* Raus. и др.

Д. Л. Степанов с глубины 1629—1634 м из коллекции Ю. С. Шахиджанова определил следующих брахиопод: *Chonetes* cf. *strophomenoides* Waag., *Marginifera* cf. *schellwieni* Tschern. и *Spirifer* cf. *grandicostatus* Schellw. (M'Coy), подтверждающих верхнекаменноугольный возраст вмещающих их слоев. Породы верхнего карбона скв. Г-5 наклонены под углами в 50—70°. Общая пройденная мощность этих пород достигает 628 м, а с учетом среднего угла падения слоев в 60° — 314 м.

Пермская система

Нижнепермский отдел

Сакмарский ярус. Отложения сакмарского яруса были вскрыты скважинами Г-2, Г-5, Г-1 и К-2. Разрез скв. Г-2 подразделяется на швагериновый и тастубский горизонты. В остальных скважинах присутствует только швагериновый горизонт.

Швагериновый горизонт. Отложения швагеринового горизонта скв. Г-2 можно подразделить на три подгоризонта.

Нижнешвагериновый подгоризонт был вскрыт на глубине 1743—2050 м. К нему условно отнесена алевролитово-аргиллитовая толща, заключенная между фаунистически охарактеризованными средним подгоризонтом швагериновой толщи вверху и псевдофузулиновым горизонтом внизу. Переход между толщами постепенный. Нижнешвагериновый подгоризонт сложен темно-серыми аргиллитами, переслоенными алевролитами, реже мелкозернистыми песчаниками и известняками. Породы в той или иной степени известковистые. Песчаники часто глинистые, слюдистые. Они состоят из обломков кварца, халцедона, плагиоклаза, известняка, кварцита, хлорита и эффузивных пород. В аргиллитах встречается обуглившийся растительный детрит. На диаграмме КС алевритово-аргиллитовая толща отмечается мелкозазубренной кривой с не-

большими колебаниями значения $\rho_к^1$ обычно от 3 до 15 ом·м и с редкими, более высокими пиками в 20—40 ом·м, отвечающими известковистым песчаникам и известнякам. В толще встречаются плохо определимые остатки брахиопод, пелецепод и гастропод. Мощность нижнешвагеринового подгоризонта (без учета небольших углов наклона, равных 2—13°) 207 м.

Среднешвагериновый подгоризонт в скв. Г-2 (1386—1743 м) четко подразделяется на четыре пачки (снизу вверх); известняковую, аргиллитовую, известняково-доломитовую и известняково-аргиллитовую, между которыми наблюдаются постепенные переходы.

Известняковая пачка (1695—1743 м) сложена известняками белыми, розовато-белыми, серыми, органогенно-обломочными, нередко мелкокристаллическими, с трещинами, заполненными песчанистой глиной. Подчиненными прослоями встречаются аргиллиты темно-серые, слабо слюдистые, известковистые и песчаники полимиктовые, серые, мелкозернистые. Пачка характеризуется расчлененной кривой КС с высокими пиками до 200—500 ом·м и отдельными спадами кривой до 8—20 ом·м. Среди фораминифер из интервала 1696—1701 м С. Ф. Щербович определила: *Rugosofusulina complicata* (Schellwien), *R.* ex gr. *kargalensis* Raus., *Pseudofusulina* ex gr. *lutuginiformis* Raus., *Ps.* cf. *lutuginiformis* var. *pointeli* Raus., *Ps. subnathorsti* (Lee), комплекс которых свидетельствует о среднешвагериновом возрасте известняковой пачки. Среди брахиопод Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской были обнаружены: *Camarophoria* (?) cf. *superstes* Vern., *Chonetes pygmaeus* Loczy, *Ch.* ex gr. *strophomenoides* Waag., *Chonetes* sp., *Streptorhynchus* cf. *semiplanus* Waag., *Marginifera timanica* Tschern., *Marginifera* sp., *Dielasma* sp., *Dictyoclostus* sp., *Orhotetinae* sp. Брахиоподы указывают на принадлежность известняковой пачки к швагериновому горизонту. Мощность известняковой пачки 48 м.

Аргиллитовая пачка (1617—1695 м) представлена темно-серыми аргиллитами с подчиненными прослоями серых алевролитов и редко известковистых мелкозернистых песчаников. Цемент пород глинисто-карбонатный. В обломочной части обычно встречаются кварц, хлорит, рудные минералы (пирит, магнетит), полевые шпаты, известняк и циркон. Пачка на электрокаротажной диаграмме выделяется ровно идущей мелкозазубренной кривой КС с небольшими значениями $\rho_к$ в 5—14 ом·м. Ровную, с небольшими колебаниями, кривую образуют потенциалы собственной поляризации. Очень ярко аргиллитовая пачка отмечается на кривой кавернограммы (имеющей мелкозазубренный вид) резко повышенными значениями диаметра скважины, достигающими 0,5—0,65 м.

Породы аргиллитовой пачки содержат многочисленные раковинки фораминифер, отпечатки и раковины брахиопод, пелецепод, гастропод и криноидей. С глубины 1630—1635 м С. Ф. Щербович определила: *Triticites* ex gr. *contractus* (Schellwien), *Pseudofusulina pailensis* Lee, что говорит о швагериновом возрасте пачки. Здесь же Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская среди брахиопод определили: *Schizophoria juresanensis* Tschern., *Chonetes strophomenoides* Waag., *Mesolobus mesolobus* Norw. et Pratt., *Marginifera* cf. *capaci* (Orb.), *Cancrinella* cf. *koninckiana* (Keys.). Мощность аргиллитовой пачки 78 м (без учета углов наклона слоев, достигающих местами, по-видимому, 15°).

Известково-доломитовая пачка (1490—1617 м) состоит из известняков, доломитизированных известняков, доломитов с подчиненными прослоями аргиллитов. В пачке присутствуют почти все переходы от известняка до доломита (см. табл. 2). Известняки, доломитизированные известняки, известковистые доломиты и доломиты серые, светло-серые, нередко с коричневым оттенком, органогенные. Встречаются разности чистых, мало загрязненных глинистым материалом известняков (содержание минерального неорганического осадка колеблется от 1,40 до

3,2%). Часто в карбонатной породе имеются значительные включения в виде прослоев, линзочек, разводов неправильной формы глинистого и алевритового материала.

На диаграмме кажущегося сопротивления пачка выделяется сильно расчлененной кривой с высокими пиками до 200—375 ом·м. Также значительно расчленены кривые потенциалов собственной поляризации и кавернограммы.

В карбонатных породах было обнаружено много фораминифер, среди которых С. Ф. Щербович определены: *Schwagerina schamowi* Scherb., *Schw. mukhamedjarowi* Scherb., *Schw. karagalensis* Scherb., *Schw. vulgaris* var. *aschensis* Scherb., *Pseudoschwagerina intermedia* Raus., *Paraschwagerina* ex gr. *fasulinoides* (Schellw.), *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *R. alpina* (Schellw.), *R.* cf. *devexa* Raus., *R. pulchella* Raus., *Pseudofusulina parapointeli* Raus. и др. Этот богатый комплекс фораминифер свидетельствует о принадлежности известняково-доломитовой пачки к средней части швагеринового горизонта. Мощность пачки равна 127 м.

Известняково-аргиллитовая пачка (1386—1490 м) сложена известняками, переслоенными аргиллитами, причем в верхней половине пачки (примерно до 1444 м) преобладают известняки, а в нижней — аргиллиты. Известняки темно-серые, с коричневым оттенком, белые, органогенные, часто перекристаллизованные, трещиноватые (трещины заполнены аргиллитом), с прослоями и включениями черного аргиллита. Аргиллит черный и темно-серый, известковистый, однородный, с раковистым изломом. В пачке редко встречаются алевролиты и мелкозернистые песчаники. Во всех породах присутствует много раковин фораминифер и брахиопод. В целом пачка выделяется расчлененными кривыми КС и ПС. Верхняя половина пачки характеризуется большим количеством высоких пик, достигающих 50—225 ом·м. В нижней половине их число уменьшается, а значения $\rho_к$ поднимаются только до 20 ом·м. Аргиллитовые прослои выделяются спадами $\rho_к$ до 7—8 ом·м.

С. Ф. Щербович и С. Е. Розовская из этой пачки определили: *Schwagerina moelleri* Raus., *Pseudofusulina complicata* Schellw., *Ps.* ex gr. *gregaria* Lee, *Rugosofusulina stabilis* Raus., *Quasifusulina cayeuxi* (Deprat). Указанный комплекс фораминифер позволяет отнести известняково-аргиллитовую пачку к средней части швагеринового горизонта. Среди брахиопод в пачке были найдены: *Marginifera uralica* Tschern., *Dictyoclostus* sp. и *Terebratuloidea* sp. Мощность известняково-аргиллитовой пачки 104 м.

Верхнешвагериновый подгоризонт (1155—1386 м) представлен песчаниками и аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и известняков. В интервале 1287—1292 м Ф. М. Пуховой отмечены включения и небольшой прослой голубовато-серого ангидрита. Песчаники зеленовато-серые, полимиктовые (в обломках: кварц, халцедон, плагиоклазы, известняки, хлориты, эффузивные породы), известковистые, мелкои среднезернистые. Аргиллиты темно-серые, иногда с бурыми пятнами, слабослюдистые, известковистые, с раковистым изломом. Известняки белые, серовато-белые, органогенные. Встречаются алевритистые известняки. В верхней половине подгоризонта, примерно до 1290 м, появляется большое количество пестроцветных, в основном красноцветных, пород: песчаников красных с зелеными пятнами, аргиллитов буровато-красных, глинистых, розовых и красных известняков.

На электрокаротажной диаграмме толща выделяется изрезанными кривыми КС и ПС. Значения $\rho_к$ изменяются от 5 до 20—25, реже 30—50 ом·м. Следует отметить, что кровля верхнешвагеринового подгоризонта по электрокаротажу отбивается недостаточно четко.

В породах описываемой толщи встречаются раковинки фораминифер,

среди которых С. Ф. Щербович были определены: *Rugosofusulina* aff. *complicata* var. *lancetiformis* M.-Mc., *R.* ex gr. *complicata* (Schellw.) (в интервале 1359—1362 м) и *Paraschwagerina* ex gr. *fusulinoides* (Schellw.) и *Pseudofusulina* sp. (в интервале 1287—1292 м). Этот комплекс форминифер, по всей вероятности, говорит о принадлежности толщи к верхней части швагеринового горизонта. Мощность верхнешвагеринового подгоризонта 231 м.

К востоку от меридиана скв. Г-2, вблизи разлома Кокпектинской антиклинали, отложения швагеринового горизонта были вскрыты скв. К-2, Г-1 и Г-5. Их литологический состав по сравнению с разрезом скв. Г-2 резко меняется. Они представлены здесь главным образом конгломератами. Конгломератовая толща впервые была обнаружена скв. К-2, расположенной в северной части Кокпектинской структуры недалеко от оз. Батпаккуль, по имени которого она названа батпаккульской.

В скв. Г-5 батпаккульская (конгломератовая) толща была встречена на глубине 662 м под отложениями средней юры. По литологическому составу она может быть подразделена на три пачки (снизу вверх): известняково-конгломератовую, конгломератово-известняковую и конгломератовую.

Известняково-конгломератовая пачка пройдена с глубины 1081 м до кровли верхнего карбона (1316 м). Она сложена конгломератами и гравелитами с прослоями известняков, песчаников и алевролитов. Конгломераты и гравелиты состоят в основном из округлой гальки и гравия органогенных и пелитоморфных, часто перекристаллизованных известняков. Значительно реже встречаются обломки плохо окатанных зерен кварца, кварцита, халцедона, глинистых и глинисто-серицитовых сланцев, эффузивов. Цементом является разнокристаллический пелитоморфный кальцит. Известняки органогенные, пелитоморфные мелко- и скрытокристаллические, белые и светло-серые, нередко с примесью алевритового и гравийного материала. Алевролиты и песчаники серые и темно-серые полимиктовые, известковистые, состоят из неокатанных обломков кварца, известняков, халцедона, кварцитов, плагиоклазов, слюдистых сланцев, эффузивов, хлорита, граната и др. Во всех породах встречаются кристаллы пирита.

На электрокаротажной диаграмме известняково-конгломератовая пачка выделяется довольно расчлененными кривыми КС и ПС со значениями $\rho_к$, колеблющимися от 15 до 750 ом·м и обычно равными 100—250 ом·м.

С. Ф. Щербович на различных глубинах этой пачки были обнаружены *Rugosofusulina stabilis* var. *longa* Raus., *Pseudofusulina paragrigaria* Raus., *Globivalvulina* sp. и другие формы, говорящие о ее принадлежности к швагериновому горизонту.

Положение известняково-конгломератовой пачки между фаунистически охарактеризованным среднешвагериновым горизонтом и псевдофузулиновыми слоями позволяет условно считать ее нижнешвагериновой. Не противоречит этому и определение брахиопод, произведенное Д. Л. Степановым из интервалов 1219—1224 и 1267—1278 м коллекции Ю. С. Шахиджанова. Д. Л. Степановым были определены *Liosotella tartrica* (Tschern.), *Sinoproductus* sp., *Muirwoodia pseudoartiensis* (Stuck.), *Paramarginifera* cf. *tuberculatiformis* (Fred.) и *Camarophoria* sp.

Конгломератово-известняковая пачка (990—1081 м) состоит из мелкокристаллических органогенных, часто глинистых известняков с прослоями конгломератов. По характеристике они аналогичны описанным выше. На диаграммах КС и ПС выделяется относительно пониженными (по сравнению с лежащими ниже и выше пачками) значениями $\rho_к$ и $V_{пс}$. Удельное кажущееся сопротивление изменяется от 5 до 80—100 ом·м (в одном случае до 190 ом·м).

Конгломератовая пачка (662—990 м) сложена конгломератами и гравелитами с резко подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Конгломерат состоит в основном из различно окатанной гальки белых, светло-серых и розовато-серых известняков размером 1—6 см и более. Реже встречается галька кварца и темно-окрашенных пород (халцедона, кварцитов, глинистых сланцев, эффузивов). Цементом конгломератов и гравелитов служит крупнокристаллический кальцит. Песчаники серые, светло-серые и розовато-серые, полимиктовые (состоят из обломков кварца, известняка, плагиоклаза, халцедона, эффузивов, глинистых сланцев, мусковита и др.), мелкозернистые, с кальцитовым цементом, нередко с включением гравия и гальки. Алевролиты (того же состава, что и песчаники) и аргиллиты темно-серые.

Конгломератовая пачка характеризуется расчлененной кривой КС с повышенными значениями $\rho_к$ в 250—500 ом·м, иногда до 750 ом·м и менее зазубренной кривой ПС.

Из различных интервалов конгломератов известняковой и конгломератовой пачек С. Ф. Щербович определила фораминифер, указывающих на их принадлежность среднешвагериновому подгоризонту. В частности, здесь были обнаружены *Rugosofusulina* cf. *alpina* (Schellw.), *R. stabilis* Raus., *Pseudofusulina* cf. *lutuginiformis* Raus., *Pseudoschwagerina* ex gr. *muongthensis* Deprat, *Ps. tumida* Lich., *Schwagerina* ex gr. *sphaerica* Scherb. и др. Мощность швагеринового горизонта без учета наклона слоев в скв. Г-5 654 м.

В разрезе скв. Г-1 батпаккульскую толщу можно подразделить на четыре пачки (снизу вверх): конгломератово-песчаниковую, конгломератовую, песчано-аргиллитовую и песчано-конгломератовую, связанные между собой постепенными переходами.

Конгломератово-песчаниковая пачка (от 1075 м до забоя—1261 м) сложена песчаниками, конгломератами, аргиллитами и известняками. Песчаники буровато-серые, зеленовато-бурые, бурые, зеленовато-серые, розовато-серые, полимиктовые (состоят из обломков кварца, слюды, известняков, диабазов, спилитов, змеевиков и др.), известковистые, иногда глинистые, мелко- и среднезернистые, местами с включением гравия и гальки известняков и кремнистых пород. На некоторых участках песчаников заметна косая слоистость под углом 15—25°. Конгломераты состоят из полуокатанной гальки розовато-серых, серых и желтовато-серых известняков и реже кремнистых и магматических пород. Размер гальки колеблется от 3 до 32 мм. Цемент песчано-известковистый. Аргиллиты шоколадно-серые, зеленовато-бурые, грязно-сиреневые и зеленовато-серые, с пятнами желтовато-бурого и темно-малинового цвета, известковистые, нередко песчанистые, с раковистым изломом, иногда с включением гравия и мелкой гальки известняков. Известняки светло-серые, желтовато-серые и зеленовато-серые, песчанистые, разбиты трещинами, заполненными песчано-глинистым полимиктовым материалом. Возможно, что некоторые образцы керна известняков представляют собой не прослой в разрезе, а просто отрезанный при бурении скважины кусок от крупной глыбы известняка, входящей в конгломерат.

В гальках известняка в последнем интервале подъема керна (1257—1261 м) Д. М. Раузер-Черноусовой и С. Ф. Щербович были обнаружены фораминиферы: *Bradyina* cf. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Climacammina* aff. *volgensis* Reitl., *Archaediscus* ex gr. *bashkiricus* Krest. et Teod., *Globivalvulina* sp., *Endothyra bradyi* Mikh., *End.* cf. *spirilliniformis* Brazhn., *Eostaffella* ex gr. *pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Eost.* ex gr. *postmosquensis* Kir., *Eost. parva* Moell., *Eost. protvae* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), говорящие о принадлежности известняков или к самым низам башкирского яруса, или к верхам намюра. На глубинах 1133—1136 и 1184—1189 м в известняках были определены

Rugosofusulina pulchella Raus., *R. pulchella* var. *firma* Sul., *Schwagerina moelleri* Raus., *Triticites* sp., позволяющие отнести эти известняки к швагериновому горизонту сакмарского яруса перми. По-видимому, такого же возраста фораминиферы (*Schubertella paramelonica* var. *minor* Sul., *Sch. sphaerica* Sul., *Pseudofusulina* ex gr. *fecunda* Scham. et Scherb.) были встречены в известковистых песчаниках интервала 1221—1223 м. Пройденная мощность конгломератово-песчаниковой пачки 186 м (без учета возможных углов падения слоев, достигающих 25°).

Конгломератовая пачка (786—1075 м) сложена конгломератами, состоящими преимущественно из гальки белых, бледно-розовых, светло-серых, серых и темно-серых известняков. Гальки имеют различные размеры (от 0,1 до 5 см и более, так как иногда керн обрезан по гальке) и различную окатанность — от угловатой до окатанной, причем преобладают слабо окатанные и угловатые. Значительно реже встречается галька белого и светло-серого кварца, черных, темно-серых, зеленовато-серых и красноватых кремнистых пород, еще более редко — темноцветных магматических пород (диабазов, спилитов). Как правило, эти гальки имеют меньшие размеры, чем известняковые, но также иногда достигают в диаметре 2—4 см. Для них характерна меньшая окатанность. Цемент конгломератов песчано-глинистый, известковистый, бурый, буровато-серый, зеленовато-серый. Судя по электрокаротажу, в конгломератовой пачке встречаются единичные прослои песчаников. По данным электрокаротажа, проведенного до глубины 842 м, конгломератовая пачка выделяется высокими сопротивлениями до 500—1000 ом·м.

Конгломераты содержат гальку известняков, принадлежащих на основании определенных фораминифер (Д. М. Раузер-Черноусова и С. Ф. Щербович) к визейскому ярусу нижнего карбона, к каширскому горизонту среднего карбона, к низам башкирского яруса — намюру. В. Б. Спириной в одной известняковой гальке (интервал 826,5—828,5 м) была обнаружена раковина *Triticites* ex gr. *montiparus* (Ehrenb. et Moell.), говорящая о принадлежности известняка к нижней части верхнего карбона.

В большинстве случаев галька представлена известняками визейского яруса нижнего карбона и каширского горизонта среднего карбона. Какой-либо закономерности в их распространении уловить не удается: гальки известняков различного возраста встречаются и вместе и в разных интервалах. Так, например, фораминиферы визе встречаются не только в конгломератовой пачке (866,5—868,7; 1017—1019 м), но также в самых верхах толщи (657—660 м) и в последнем интервале подъема керна (1257—1261 м).

Многие разновидности гальки известняков как конгломератовой, так и других пачек батпаккульской толщи по своему составу, а часто и по содержащимся в них окаменелостям неотличимы от известняков кокпектинской и атжаксинской толщ скв. Г-3 и Г-6. По-видимому, известняки этих толщ давали в громадном количестве известняковую плохо окатанную гальку батпаккульской толщи и в первую очередь ее конгломератовой пачки. Мощность конгломератовой пачки равна 289 м.

Песчано-аргиллитовая пачка (752—786 м) представлена аргиллитами буровато-серыми, местами с зеленовато-серыми пятнами, известковистыми и песчаниками желтовато-серыми, буровато-серыми, полимиктовыми, слюдистыми, известковистыми, мелко- и среднезернистыми, местами с включениями угловатого гравия белых известняков и кремнистых пород. В песчаниках иногда заметна косая слоистость, идущая под углами 15—25°. Местами песчаник пересечен прожилками (от 1 мм до 1,5 см) розовато-белого кристаллического гипса, идущими под различными углами от 5 до 30°. Песчано-аргиллитовая пачка характеризуется пиками кажущихся сопротивлений в 8—15 ом·м, которые отражают чередование

1—2-метровых пластов песчаников и аргиллитов. Мощность пачки 34 м.

Песчано-конгломератовая пачка (633—752 м) состоит из чередующихся конгломератов, аналогичных тем, которые встречаются в конгломератовой пачке, но менее крепких и с большим количеством песчано-глинистого цемента, и песчаников серых, бурых, полимиктовых, мелкозернистых, известковистых, с включением гальки белого известняка, реже кремня. На диаграмме кажущегося сопротивления конгломераты выделяются высокими пиками со значениями $\rho_к$ в 50—100 ом·м, а песчаники — значительно меньшими величинами $\rho_к$ в первые десятки ом·м. Мощность отдельных пластов колеблется в пределах 1—3 м. В известняковых гальках были обнаружены фораминиферы главным образом визейского яруса. Мощность пачки 119 м. В скв. К-2 на глубине 355 м и до забоя (365 м) были вскрыты конгломераты (с галькой известняков нижнего и среднего карбона), принадлежащие, скорее всего, к песчано-конгломератовой или конгломератовой пачке.

Тастубский (?) горизонт. Тастубский горизонт венчает палеозойский разрез скв. Г-2. Ранее эта часть разреза ошибочно относилась мной (Гарецкий, 1957) к верхнему карбону. Тастубский горизонт четко подразделяется на две толщи: нижнюю—доломитовую и верхнюю—песчано-аргиллитовую.

Доломитовая толща может быть подразделена на две пачки (снизу вверх): доломитово-ангидритовую и аргиллитово-доломитовую.

Доломитово-ангидритовая пачка (920—1155 м) представлена часто переслаивающимися белыми, голубовато-белыми, иногда пятнистыми кристаллическими ангидритами и серыми глинистыми доломитами [1], реже серыми и серовато-коричневыми аргиллитами.

На диаграммах КС и ПС пачка характеризуется сильно зазубренной расчлененной кривой, на которой выделяются своеобразные заостренные пики ангидритов (с $\rho_к$ до 15 ом·м) и доломитов (с $\rho_к$ до 15—20 ом·м). Аргиллитовые пласты отмечаются спадом кривой КС с $\rho_к$, равным 5—8 ом·м. Мощность доломитово-ангидритовой пачки 235 м.

Аргиллитово-доломитовая пачка (860—920 м) состоит из глинистых серых доломитов, дающих характерные острые пики на кривой КС с $\rho_к$ до 25—40 ом·м и темно-серых однородных аргиллитов ($\rho_к$ до 11 ом·м). В аргиллитах наблюдается неясно выраженная горизонтальная слоистость. Мощность пачки измеряется 60 м.

Песчано-аргиллитовая толща может быть подразделена на две пачки: нижнюю с преобладанием песчаников и верхнюю, в которой значительно больше аргиллитов.

Нижняя пачка (750—860 м) сложена песчаниками и аргиллитами. Песчаники светло-серые, серые и темно-серые, сильно известковистые, полимиктовые, тонко- и мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью. Аргиллиты темно-серые, слюдистые, нередко песчанистые. В пачке преобладают песчаники, в особенности их количество возрастает в нижней половине (примерно с глубины 812 м). Мощность прослоев от 0,5 до 5 м. На расчлененной кривой КС песчаники выделяются значительными пиками с $\rho_к$ до 25—75 ом·м.

В самых верхах пачки (750—753 м) песчаники содержат большое количество хорошо сохранившихся раковинок фораминифер, первоначально определенных Д. М. Раузер-Черноусовой и С. Ф. Щербович, как *Triticites* ex gr. *pseudoarcticus* Raus., что позволило им отнести эти отложения к верхнекаменноугольным (Гарецкий, 1957). Однако более детальное изучение встреченных фораминифер показало, что они принадлежат к

[1] Химические анализы карбонатных пород этой части разреза приведены в моей статье (Гарецкий, 1957).

какому-то другому виду и, возможно, относятся к *Daixina* sp. Кроме того, были обнаружены *Pseudofusulina* aff. *sulcata* K o r z., широко распространенные в тастубском горизонте сакмарского яруса. Таким образом, положение доломитовой и песчано-аргиллитовой толщи выше фаунистически доказанного верхнешвагеринового подгоризонта и наличие *Pseudofusulina* aff. *sulcata* K o r z., весьма характерной для тастубского горизонта, и *Daixina* (*Triticites?*) sp., как правило не встречающейся в стерлитамакском и более высоких горизонтах, позволяет отнести эти толщи предположительно к тастубскому горизонту. В том же интервале Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской были определены брахиоподы: *Cancrinella koninckі* V e r n e u i l, *C. koninckiana* (K e y s.), *Tapajotia tapajotensis* (D e r b y), *Dielasma* sp. и Orthotetinae, которые наиболее характерны для самых верхов верхнего карбона, но часто встречаются и в нижней перми. Мощность нижней пачки равна 110 м.

В е р х н я я п а ч к а (691—750 м) выделена только по электрокаротажной диаграмме, так как из этой пачки керн поднят не был. Судя по каротажу, она представлена переслаиванием аргиллитов ($\rho_к$ до 11—12 ом·м) и песчаников ($\rho_к$ до 25 ом·м). Мощность прослоев 0,5—4 м. Мощность пачки более 59 м (верхняя граница ее размыта; с резким размывом на нее налегают отложения юры).

Верхнепермские (?) отложения

На восточном крыле Кокпектинской антиклинали в скв. К-15 (см. фиг. 36) под среднеюрскими отложениями была встречена пачка (до 5 м), охарактеризованная скудным керном, который представлен розовато-серым и буровато-серым конгломератом, состоящим из редкой кремнистой, глинистой и известковой гальки до 0,8 см в диаметре, с глинисто-известковистым цементом. Судя по литологическому характеру и распространению красноцветных отложений верхней перми далее к востоку (на Чушкакульской антиклинали), эта пачка, скорее всего, относится к верхней перми.

ЧУШКАКУЛЬСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Палеозойские отложения были вскрыты глубокими скважинами, пробуренными трестом «Актюбнефтеразведка» на крайнем юге Чушкакульской антиклинали (П. Я. Авров, М. А. Чимбулатов, В. Б. Васильев). В 1959 г. скважины ЗККГЭ на севере Чушкакульской антиклинали вскрыли восточное окончание описанного выше Кокпектинского ультраосновного массива, а на продолжении массива Жамантау обнаружили палеозойские породы зеленокаменной полосы Мугоджар (К. А. Коблов). Подробное описание палеозойских отложений юга Чушкакульской антиклинали и очень краткое освещение палеозоя ее северной части было приведено в моей статье (Гарецкий, 1959).

Север Чушкакульской антиклинали

Наиболее древние породы палеозоя в пределах Чушкакульской антиклинали были обнаружены на ее севере скважинами ЗККГЭ. В трех скважинах, пробуренных всего в 1 км к югу от окончания массива Жамантау на глубинах от 8 до 14 м под отложениями плиоцена были вскрыты зеленокаменные породы: спилиты и хлоритовые сланцы.

В 5 км к юго-юго-западу под пестроцветными отложениями неокома на глубинах от 67 до 100 м три скважины вошли в кору выветривания небольшой мощности, а затем в коренные зеленокаменные породы. В одной скважине был обнаружен зеленовато-серый спилит, в двух других — зеленые серицитовые и хлоритовые сланцы. Наибольшая пройденная их мощность равна 35 м.

В 9 км к юго-юго-западу от окончания массива Жамантау, в 2 км к востоку от балки Даул скв. 26 под неокомом на глубине 74,4 м вскрыла серовато-зеленые спилиты и прошла в них 7,1 м. Все описанные выше породы, обнаруженные на непосредственном продолжении к югу зеленокаменной толщи Мугоджар, несомненно принадлежат к ней и по возрасту относятся к силуру.

В 2 км к восток-юго-востоку от окончания Жамантау в скв. 23 на глубине 19,5 м под зеленовато-серыми отложениями плиоцена были вскрыты конгломераты, состоящие из гальки кремнистых и эффузивных пород на песчано-глинистом цементе. Здесь же обнаружены зеленовато-серые аргиллиты. Один небольшой прослой состоял из серого известняка. Пройденная мощность этих пород 13,5 м. Судя по литологическому составу, описанные отложения близки к верхнедевонским породам Берчогурской синклинали.

Юг Чушкакульской антиклинали

В своде Южночушкакульской брахиантиклинали глубокая скв. Г-2 ниже красноцветных отложений, по-видимому, верхней перми с глубины 880 м вошла в какие-то сероцветные породы, которыми прошла до глубины 1250 м (забой). Однако данных об этой части разреза очень мало, так как в силу различных технических причин отсюда почти совсем не был поднят керн. Имеется лишь небольшой образец с глубины 1246—1250 м. Эта порода представляет собой туфопесчаник серый и темно-серый полимиктовый, разнозернистый, метаморфизованный. Основную массу обломков составляют кремни, но также много обломков основных эффузивов, значительно меньше кварца и полевых шпатов. Порода сильно кальцитизирована, разбита мелкими трещинками, заполненными кальцитом. Эти породы резко отличаются от лежащих выше красноцветов и по электрическим свойствам. Пики электросопротивления резко сменяются с 3—20 ом·м выше 880 м до 25—125 ом·м (а в скв. Г-1 до 160 ом·м) ниже. Кривая КС имеет здесь значительно большую амплитуду колебания и расчлененность.

Позже была пробурена глубокая скв. Г-1, которая, судя по литологии и данным электрокаротажа, с глубины 1070 м вскрыла те же породы палеозоя. Они представлены однообразной сероцветной толщей туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов. В верхней половине пройденной толщи преобладают туфопесчаники, состоящие из плохо окатанных, часто угловатых обломков диабазов, диабазовых порфиритов, кремнистой породы, спилитов, кварца, полевого шпата. Цемент хлоритово-серицитовый. В нижней половине преобладают туфы основных эффузивов, а туфопесчаники встречаются реже. Во всех шлифах пород наблюдаются сульфиды (пирит и др.). Везде встречаются многочисленные прожилки кальцита, реже кварца.

Таким образом, эта толща представляет собой переслаивание несомненно вулканических туфов порфиритового состава и обломочных пород (песчаников, алевролитов, реже глинистых сланцев), также во всех случаях содержащих значительное количество туфогенного материала, причем в верхней части толщи преобладают обломочные породы, а в нижней — туфы.

Все породы толщи подверглись сильному динамометаморфизму, который выражается многочисленными зеркалами скольжения, видимыми глазом трещинами и микротрещинами, заполненными кальцитом, а в некоторых случаях микроплойчатостью, определенной ориентировкой минералов, связанной с участками сильного сдавливания. Под влиянием динамометаморфизма во всех образцах наблюдаются признаки различных метасоматических процессов. По полевым шпатам образовался эпидот и цоизит. Кальцит не только заполнил трещины, но и заместил зерна дру-

гих минералов. Зерна минералов не только в туфах, где они имеют первично остроугольную, а иногда игольчатую форму, но и в туфопесчаниках, корродированы и носят следы сильных реакций замещения. Некоторые более крупные зерна полевых шпатов разорваны серией трещин поперек спайности, что говорит о сильном их сжатии в этом направлении. Учитывая состав описываемой толщи, можно сделать следующие выводы.

1. Породы этой толщи древнее верхнего девона, отложения которого на западном и восточном склонах Мугоджар уже не содержат туфов и не подвержены динамометаморфизму.

2. Фациальное замещение к югу эффузивной толщи готландия и нижнего девона Мугоджар описываемыми породами маловероятно в силу большого различия их состава.

3. Выход на юге Чушкакульской антиклинали непосредственно под верхней пермью отложений более древних, чем готландий Мугоджар, также маловероятен по структурным соображениям, так как в пределах Мугоджарского хребта наблюдается погружение к югу шарнира антиклинория зеленокаменных пород.

4. Поскольку в более северных районах Мугоджар порфириты и их туфы, а также различные туфогенные породы встречаются в среднем девоне, постольку наиболее вероятным для этой толщи является среднедевонский возраст. На восточном склоне Южного Урала средний девон также представлен похожими образованиями. Скв. Г-1 прошла породами туфовой толщи 1188 м и не вышла из нее. В своде Южночушкакульской брахиантиклинали двумя скважинами Г-1 и Г-2 под отложениями чушкакульской серии нижней юры — верхнего триаса или под пестроцветными осадками неокома, соответственно, на глубинах 609 и 495 м была вскрыта толща красноцветных пород палеозоя. Скв. Г-1 из этой толщи почти совсем не дала кернового материала, поэтому о ее составе можно судить только по скв. Г-2, в которой, по-видимому, были подняты все разновидности пород толщи, представленной чередованием красноцветных конгломератов, песчаников и аргиллитов.

Конгломераты красновато-бурые, серовато-бурые, реже зеленовато-серые и пятнистые, состоят из гальки красновато-бурых аргиллитов, кремнистых пород, кварцита, яшмы, кварца, реже сланцев и эффузивных (в том числе зеленокаменных) пород. Галька имеет различную окатанность. Диаметр гальки колеблется от 0,2—0,3 до 1, реже до 2—4 см, преобладает же 0,3—0,8 см. Встречаются окатанные, полуокатанные гальки и несколько меньшее количество угловатых. Аргиллитовые гальки обычно окатаны лучше. Конгломераты довольно плотно сцементированы песчано-глинистым цементом красно-бурого цвета.

Песчаники буровато-серые, буровато-красные, светло-коричневые часто пятнистые (красно-бурые с пятнами зеленовато-серых), слюдистые, полимиктовые (состоящие из обломков кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, эффузивов), различной зернистости (от мелкой до грубой), часто с включением отдельных галек кремнистых пород, кварца, аргиллита, эффузивов, крепкие, часто известковистые.

Аргиллиты буровато-красные, коричневые, иногда с зеленоватыми пятнами, часто известковистые, с неровным изломом, нередко песчанистые и с включением отдельных галек мугоджарских пород. Все породы пронизаны довольно многочисленными прожилками и линзочками кальцита.

На электрокаротажной диаграмме эта толща выделяется сильно изрезанной кривой КС и несколько менее изрезанной кривой ПС, что отражает частое чередование конгломератов, песчаников и аргиллитов. Преобладающими являются конгломераты и песчаники, которые отмечаются пиками КС со значениями $\rho_к$ в 8—20 ом·м. Аргиллиты характеризуются обратными спадами кривой КС ($\rho_к$ = 3—7 ом·м). Значительно более

ровными кривыми КС и ПС с меньшими величинами кажущегося сопротивления отмечаются верхние, примерно 97 м электрокаротажной диаграммы, что говорит о более глинистом характере этой части разреза. В остальной главным образом песчано-конгломератовой пачке разреза можно выделить несколько (до 7—8) крупных слоев, в которых резко преобладают конгломераты и песчаники и примерно столько же слоев, в которых почти такое же значение приобретают аргиллиты.

Судя по данным электрокаротажа, скв. Г-1 прошла в красноцветных отложениях палеозоя 461 м, причем вся эта толща пород хорошо подразделяется на две пачки: верхнюю (609—900 м) и нижнюю (900—1070 м). Верхняя пачка, пройденная мощность которой равна 291 м, характеризуется ровными спокойными кривыми КС и ПС, что, по-видимому, говорит о преобладании аргиллитов над песчаниками и конгломератами. Условно к этой же песчано-аргиллитовой пачке могут быть отнесены верхние 97 м красноцветных отложений скв. Г-2. Нижняя пачка, в которой скв. Г-1 шла 170 м, имеет тот же характер кривых, что и вся основная часть разреза красноцветных пород скв. Г-2, и может быть названа песчано-конгломератовой.

Интервал, пройденный скв. Г-2 в описываемых отложениях, равен 385 м. Учитывая крутые углы падения пород (60—65°), которые можно замерить в некоторых образцах керна, истинная мощность этих пород в скв. Г-2 равна примерно 173 м. По своей литологической характеристике породы скв. Г-2 неотличимы от верхнепермских красноцветов Актюбинского Приуралья. На основании такого их сходства можно предположить верхнепермский возраст наиболее молодых осадков палеозоя, вскрытых в сводовой части юга Чушкакульской антиклинали. Близкие по литологическому составу триасовые отложения отличаются от верхнепермских значительно меньшей карбонатностью и бо́льшей пестротой окраски.

ВЕРХОВЬЯ ШЕТ-ИРГИЗА

В верховьях Шет-Иргиза, в районе его притоков Сарлыбая, Каинды, а также в верховьях Ащесая ЗККГЭ было пробурено большое число скважин, многие из которых на глубинах обычно в несколько десятков метров, но не более 100 м вскрыли различные магматические, метаморфические и осадочные породы палеозоя и докембрия (С. А. Спирин, А. С. Саламатов, П. А. Зайцев). Эти породы аналогичны породам, развитым в обнаженной части Урало-Тобольской зоны.

Во многих местах (район Талдык-Ащисая, Каинды, Кировский участок, к югу от Актогая) под отложениями альба развиты наиболее молодые породы палеозоя, сложенные известняками и принадлежащие визейскому и, возможно, намюрскому ярусам нижнего карбона. Так, в районе Каинды на глубинах 25—40 м под альбскими породами были обнаружены известняки темно-серые, битуминозные, трещиноватые, с остатками брахиопод: *Chonetes* (*Megachonetes*) cf. *sublyi* P a e c k, а в другой скважине *Gigantoproductus* sp. (определения Х. С. Розман). В Подмосковной котловине первая форма часто встречается в алексинском горизонте, редко — в михайловском и веневском. Таким образом, она позволяет отнести этот известняк к середине визе. Вторая форма встречается от тульского до протвинского горизонтов, поэтому возраст известняка второй скважины можно считать визе-намюрским.

КУЛАНДИНСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

В присводовой части западного крыла Куландинской антиклинали трестом «Актюбнефтеразведка» была пробурена опорная скважина, вскрывшая палеозойские отложения (Е. Метбаев). Скважина на глубине 1305 м

вскрыла однородную толщу красно-бурых, красновато-серых, коричневато-серых, серых, в верхней части зеленовато-серых известковистых песчаников. Песчаники полимиктовые, слюдистые и слабослюдистые, известковистые, крепкие, от мелко- до грубозернистых (преобладают крупнозернистые), часто разнозернистые, с включением гравия, реже гальки кварца и темноцветных кремнистых пород, пересеченные тонкими трещинками, заполненными кальцитом, реже аргиллитом; местами косослоистые (угол падения слоев до 40°).

На электрокаротажной диаграмме песчаниковая толща выделяется сильно зазубренной кривой КС со значениями $\rho_к$ в 2,5—10 ом·м и более спокойной кривой ПС с повышенными величинами $V_{пс}$.

В самых низах толщи, в интервале 1570—1632 м, И. Я. Петровой были выделены единичные споры и пыльца, среди которых определены споры невыясненной систематической принадлежности типа *Azonoletes fabaginus* S a m., (похожие на *Equisetales* (*Tenuella*) *laevis* L u b.) и *Azonoletes indifinitus* S a m. Встречены споры типа *Azonotriletes* sp., *Lepidodendron* sp. и пыльца *Ginkgocycadophytus caperatus* (L u b.). Кроме того, обнаружены колонии сине-зеленых водорослей. Этот спорово-пыльцевой комплекс близок комплексу, обнаруженному И. Я. Петровой в Приуралье в переходных слоях от уфимского к казанскому ярусу.

Несколько выше, в интервалах 1526,5—1530,5 м и 1532—1536 м были обнаружены: пыльца кордаитов плохой сохранности, неопределимая до вида — 10%; гинкговые типа *Ginkgocycadophytus tunguskensis* L u b.— 10%; пыльца хвойных плохой сохранности (среди них *Protohaploxypinus perfectus* (N a u m.), *P. tractiferinus* S a m., *P. tecturatus* (L u b.), *Protopodocarpus alatus* (L u b.), *Florinites* sp.) — 40%; пыльца типа вельвичиевых растений очень плохой сохранности — 5%; споры хвощей *Equisetales* (*Tenuella*) *laevis* L u b.— 10%, *Selaginella* sp.— 15%; неопределенные споры — 10%. Сравнивая этот комплекс с приуральскими его можно отнести к верхней перми, скорее всего, к нижнеказанскому времени.

В интервале 1496,5—1517,5 м были встречены единичные споры хвощей (в том числе *Equisetales* (*Tenuella*) *laevis* L u b.), споры папоротников семейств Osmundaceae и Selaginellaceae, единичные зерна пыльцы хвойных и кордаитовых растений, единичные *Lycopodium* sp., *Hymenophyllum* sp. и споры *Zonotriletes* sp. Этот комплекс также можно отнести к верхнепермскому, скорее всего, верхнеказанскому времени. Таким образом, песчаниковая толща опорной скважины принадлежит верхней перми.

Описанной песчаниковой толщей верхней перми скважина шла до глубины 1640 м, т. е. ее мощность (без учета углов падения слоев) равна 335 м. На глубине 1640 м скважина вскрыла плоскость разлома, ниже которой была обнаружена толща песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов верхнего триаса — нижней юры.

На верхнепермские породы с перерывом налегают песчаники и аргиллиты чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Приведенные выше данные о палеозойских отложениях, вскрытых бурением на периферии Мугоджар, позволили составить схему распространения пород палеозоя на периферии Мугоджар (фиг. 10).

Доверхнедевонские породы антиклинория Аксу не ограничиваются выходом их на поверхность, а под покровом мезо-кайнозоя в виде выступа вдаются к югу, погружаясь под широкое поле отложений изембетской серии верхнего девона — нижнего карбона. На подмезозойскую поверхность доверхнедевонские породы далее к югу появляются в своде Коскульской антиклинали южнее ст. Эмба, в сводовой части Кокпектинской структуры, а также в районе между последней и Чушкакульскими дислокациями.

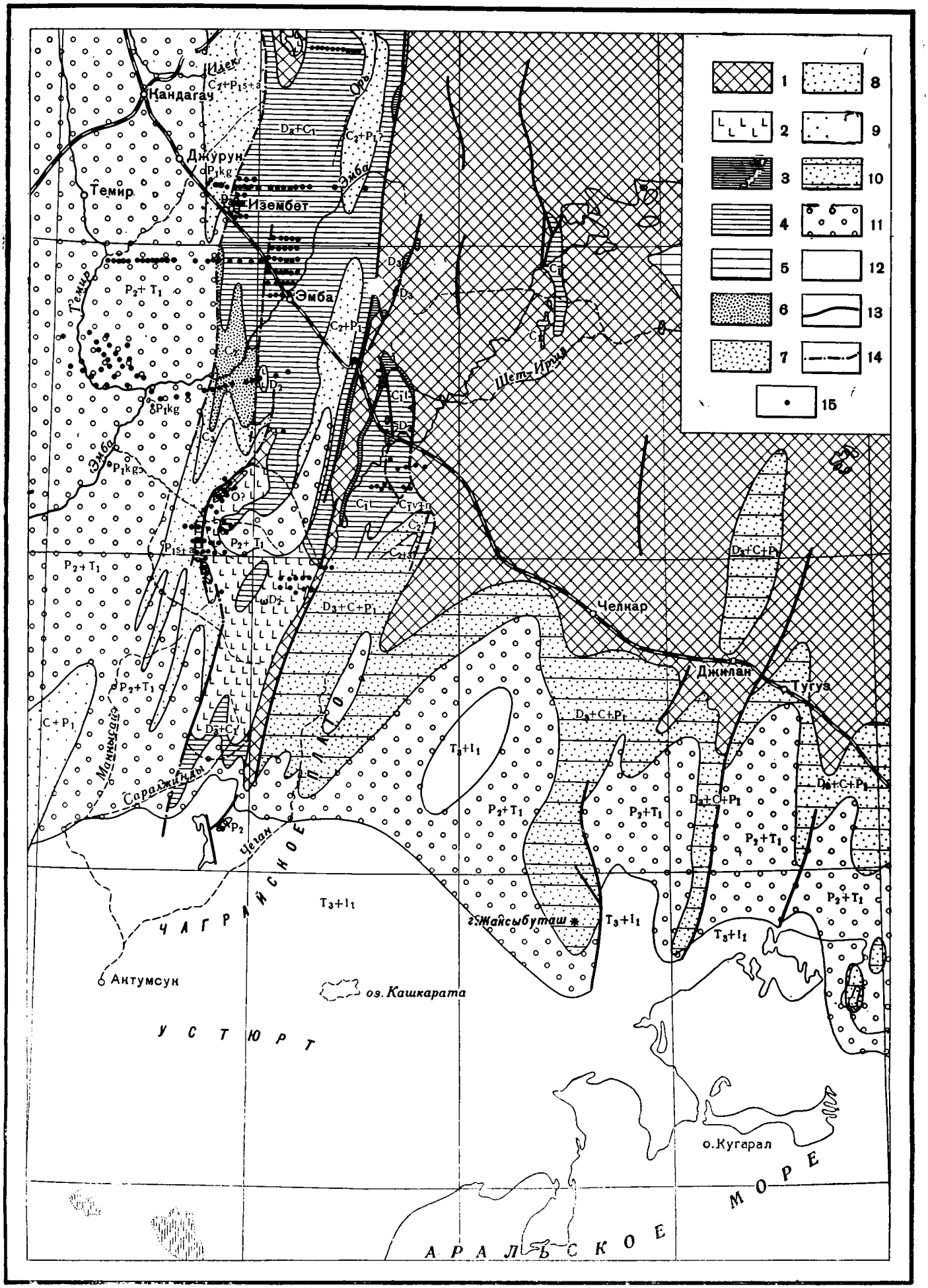
Основная их площадь занята породами ультрабазитовых массивов и лишь в ядрах наиболее резких брахиантиклиналей Кокпектинской структуры из-под пластовых интрузий выходят эффузивно-терригенные породы предположительно ордовикского возраста.

Доверхнедевонские породы более восточных зон Урала под покровом мезо-кайнозойских отложений также проникают далеко на юг. Породы главного Мугоджарского хребта узкой полосой, идущей по оси Чушкакульской антиклинальной зоны, протягиваются более чем на 80 км к югу от массива Жамантау. Судя по комплексному геофизическому профилю, проведенному вдоль линии Оренбургской железной дороги, древние породы Мугоджар подстилают мезозойские отложения на протяжении почти всего профиля. Эти породы в виде выступов, соответствующим антиклинальным зонам, вдаются далеко на юг. Вдоль линии железной дороги они, по-видимому, перекрываются небольшим чехлом верхнедевонских — нижнепермских отложений в районах Тугузской и Чокусинской синклиналей. Возможно, отложения верхнего девона — нижней перми присутствуют в синклинали к северу от ст. Джилан. Не исключено, что доверхнедевонские породы выступают в ядрах наиболее приподнятых поднятий и к югу от намеченной линии их распространения. В частности, можно предполагать, что они имеются под мезозоем ядра Алагузского поднятия.

В западном Примугоджарье древние породы верховьев Аксу погружаются под мощную однообразную толщу изембетской серии верхнего девона — нижнего карбона, которая здесь широко распространена, выходит у подножия Мугоджарского хребта и вскрыта многими скважинами. Отложения верхнего девона и угленосного нижнего карбона, которые также можно отнести к изембетской серии, выполняют Берчогурскую синклиналь. Южнее, в осевой части синклинали, они перекрываются карбонатными породами карабулакской свиты визе — намюра. По-видимому, далее к югу эти отложения погружаются под более молодые породы среднего и верхнего карбона, а затем и нижней перми, представленные, скорее всего терригенными осадками молассовой формации. Они довольно широкой полосой окаймляют зону распространения доверхнедевонских пород. Отдельными узкими полосами и пятнами визе-намюрские известняки развиты среди древних доверхнедевонских пород Урало-Тобольской и Прииргизской зон в юго-восточном Примугоджарье.

На западе площадь распространения пород изембетской серии резко обрывается Сакмарско-Кокпектинской зоной разломов и сменяется участками развития карбонатно-терригенных отложений среднего — верхнего карбона и нижней перми Южноуральского периклинального прогиба. В полосе к югу от Изембетской антиклинали происходит постепенное последовательное погружение пород верхнего девона — нижнего карбона под отложения среднего карбона, а последних — под осадки верхнего карбона. На широте Кокпектинской антиклинали все более древние породы перекрываются отложениями сакмарского и, по-видимому, артинского ярусов нижней перми. Описанное погружение, по аналогии с районом Актюбинского Приуралья, скорее всего, происходит путем проникновения более древних пород в виде фестонов и языков, соответствующим антиклинальным структурам, в пределы развития более молодых отложений.

Среднекаменноугольные — нижнепермские молассовые отложения, видимо, выполняют также наиболее погруженные участки Примугоджарской синклинальной зоны. Между основным разломом западного крыла Кокпектинской антиклинали и отходящим от него дополнительным разломом зажат узкий клин пород верхнего девона, нижнего и низов среднего карбона. Со стороны Южноэмбенского поднятия в пределы рассматриваемой территории, по-видимому, проходит полоса платформенных отложений карбона и нижней перми северо-восточного окончания указанного поднятия.



Фиг. 10. Схема геологического строения фундамента периферии Мугоджар и распространения отложений чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры

1 — верхнедевонские породы; *2* — ультрабазитовые массивы; *3* — верхнедевонские породы; *4* — отложения верхнего девона — нижнего карбона; *5* — нижнекаменноугольные отложения; *6* — отложения среднего карбона; *7* — отложения верхнего карбона; *8* — отложения среднего и верхнего карбона и нижней перми; *9* — отложения нижней перми; *10* — отложения верхнего девона, карбона и нижней перми; *11* — отложения верхней перми — нижнего триаса; *12* — отложения чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры; *13* — основные разломы на поверхности; *14* — то же, под мезо-кайнозойским покровом; *15* — скважины, вскрывшие породы палеозоя

На западе территории широко распространены красноцветные отложения «пермо-триаса», вскрытые многими скважинами в районе куполов Мортук и Джилансаид и на западных участках профилей скважин I—I и II—II. В ядрах крайних соляных куполов Джилансаид, Кумыз-тюбе, Саркрамабас и Замятина они прорываются соленосными отложениями кунгура.

Площадь сплошного развития красноцветных пород «пермо-триаса» примерно с широты 48° начинает распространяться к востоку. Под пермотриасовые осадки ныряют фестоны нижнепермских пород Бакыртауской группы структур, под них погружаются отложения верхнего девона—нижнего карбона в районе Намазтауской антиклинали. Вскрытые на юге Чушкакульской антиклинали красноцветы верхней перми показывают, что здесь они резко несогласно перекрывают доверхнедевонские породы продолжения Мугоджарского хребта. Не менее широкое распространение этих отложений следует ожидать к востоку от Чушкакульской антиклинальной зоны, где они перекрывают все более древние породы. Здесь они были обнаружены пока что только в одной точке, в своде Куландинской антиклинали. По-видимому, пермо-триасовые красноцветы выполняют наиболее прогнутые участки Барбисайской синклинали к западу от Мугоджар. Они были вскрыты скважиной на восточном крыле Кокпектинской антиклинали, где резко несогласно залегают на ультрабазитовых породах Кокпектинского массива. На юге периферии Мугоджар все породы фундамента резко и на большую глубину погружаются под мощную толщу отложений чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры.

Из описанного выше распространения палеозойских отложений на периферии Мугоджар отчетливо видно, что не только внешние, но и внутренние зоны Уральской складчатой системы погружаются под верхнепалеозойские молассы Южноуральского периклинального прогиба. Этими новыми данными подтверждается высказанная А. Л. Яншиным (1951) гипотеза о погружении Урала к югу.

Глава V

ОБЩИЙ ОБЗОР СТРАТИГРАФИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

На складчатом палеозойском фундаменте периферии Мугоджар с большим перерывом и резким несогласием лежат осадочные породы платформенного чехла, которые охватывают отложения от верхнетриасовых до четвертичных. Наиболее полный обзор их стратиграфии был приведен в монографии А. Л. Яншина (1953). Однако с момента выхода в свет этой книги были открыты неизвестные ранее отложения, получены новые сведения о распространении, литологии, возрасте и мощности ряда горизонтов. Ниже будет дан общий обзор стратиграфии платформенного чехла с кратким изложением известных ранее данных и более детальным освещением новых фактов.

ЧУШКАКУЛЬСКАЯ СЕРИЯ (ВЕРХНИЙ ТРИАС — НИЖНЯЯ ЮРА)

Наиболее древние отложения платформенного чехла (верхний триас — нижняя юра) были вскрыты глубокими скважинами, пробуренными в 1952—1956 гг. трестом «Актюбнефтеразведка» (П. Я. Авров, М. А. Чимбулатов, В. Б. Васильев, Ф. М. Пухова) на юге Чушкакульской антиклинали. Того же возраста породы пройдены опорной скважиной, пробуренной трестом «Актюбнефтеразведка» в 1958—1959 гг., на п-ове Куланды (М. А. Ясенева, И. Я. Петрова, Е. Метбаев). На юге Чушкакульской антиклинали, в сводах Южночушкакульской и Узунтальской складок под пестроцветными породами неокома или сероцветными углистыми осадками средней — верхней юры в восьми скважинах обнаружена своеобразная мощная толща сероцветных отложений, краткое описание которой приведено в статьях А. Л. Яншина (1955), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1956, 1958). Позднее мной (Гарецкий, 1959) эта толща была описана более полно и выделена под названием чушкакульской серии.

Чушкакульская серия сложена аргиллитами, переслоенными алевролитами и песчаниками. Аргиллиты темно-серые, иногда почти черные, часто слегка песчанистые, с многочисленными включениями обуглившегося растительного детрита. Алевролиты светло-серые и серые, слюдистые, с сидеритовым цементом и многочисленными углистыми остатками. Песчаники светло-серые и серые, полимиктовые (состоят из плохо окатанных обломков кварца, полевых шпатов, кварцитов, сланцев, кремней и различных эффузивов — кислых и основных, иногда серпофита), мелко-, реже — средне- и крупнозернистые, с глинисто-слюдистым сидеритизированным цементом. Вся толща значительно уплотнена и, по мнению А. В. Копелиовича, любезно просмотревшего ряд шлифов, претерпела начальные стадии воздействия динамометаморфизма, о чем свидетельствуют во многих образ-

цах новообразованные минералы: эпидот, мусковит, биотит, сидерит, кальцит, хлорит, а иногда даже гранат и сфен. Об этом же свидетельствует наблюдающаяся в некоторых зернах грануляция, т. е. распадение под влиянием динамометаморфизма крупного обломка на агрегат мелких зернышек с различной ориентировкой угасания. Большая уплотненность и значительная дислоцированность пород серии заставляли вначале рассматривать их даже как оригинальную фацию верхнего палеозоя. На Узунтальской структуре в чушкакульской серии (в нижней части вскрытого разреза—в 334 и 429 м от кровли) были встречены прослои сильно уплотненного темно-бурого и коричневато-бурого аргиллита.

Наиболее полно чушкакульская серия вскрыта глубокими скважинами Г-3 и Г-6, расположенными на восточном крыле Южночушкакульской брахиантиклинали в профиле глубоких скважин. Изучение электрокаротажных диаграмм этих скважин показывает, что чушкакульскую серию здесь можно разбить на две большие пачки. Верхняя из них сложена главным образом аргиллитами; значительно реже в ней встречаются алевролиты и еще реже песчаники. На электрокаротажной диаграмме она выделяется довольно ровной кривой КС (с небольшими пиками до 5 ом·м, соответствующими прослоям алевролитов, и редко с пиками до 8—12 ом·м, отвечающими песчаникам) и еще более ровной кривой ПС. Нижняя пачка содержит значительно больше прослоев песчаников и алевролитов, которые составляют свыше 50% общей мощности пород. На электрокаротажной диаграмме эта пачка характеризуется весьма расчлененными кривыми КС и ПС, отвечающими частому чередованию аргиллитов (КС равно 1—5 ом·м), алевролитов (3—7 ом·м) и песчаников (до 8—18 ом·м). Мощность отдельных пластов колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1—3 м.

Глубокая скважина Г-6, расположенная ближе к своду антиклинали, вскрыла обе пачки: верхнюю—глинистую в интервале 470—755 м и нижнюю —песчано-глинистую до забоя (1300 м), не выйдя из нее. Скважина Г-3, заложенная на 2 км дальше от свода, чем скв. Г-6, вошла только в верхнюю глинистую пачку, вскрыв ее на глубину 570 м. Скв. Г-1, заложенная близ самого свода антиклинали, судя по электрокаротажной диаграмме (керн здесь не был поднят), вскрыла только нижнюю песчано-глинистую пачку (вероятно, ее самую нижнюю часть), пройдя ее до подошвы в интервале 370—609 (239 м).

Слои чушкакульской серии близ свода Южночушкакульской брахиантиклинали залегают с довольно большими углами наклона, достигающими в скв. Г-3 12-18°, а в скв. Г-6 28—32°, иногда 34°. На наибольшую глубину, равную 570 м, глинистая пачка вскрыта скв. Г-3, что при средних углах падения слоев в 15°, соответствует истинной мощности 551 м. Песчано-глинистая пачка вскрыта скв. Г-6 на глубину 535 м, что соответствует мощности в 463 м, учитывая, что углы падения в этих породах равны в среднем 30°. Таким образом, суммарная вскрытая истинная мощность чушкакульской серии на Южночушкакульской складке составляет не менее 1014 м. На Узунтальской структуре чушкакульская серия вскрыта на глубину 432 м. Все слои чушкакульской серии и в других скважинах имеют довольно значительные углы падения от 10 до 35°.

О возрасте чушкакульской серии можно судить на основании спорово-пыльцевых анализов, проведенных С. Н. Наумовой. Образцы пород скв. Г-3 (Южночушкакульская структура) из интервалов 710—713, 775—780, 860—865, 920—925, 950—955 м дали спорово-пыльцевые комплексы, состоящие из спор папоротникообразных и пыльцы голосеменных. Среди папоротникообразных преобладают споры типа *Dictyophyllum*, *Selaginella* и *Phlebopteris*. В незначительном количестве встречаются споры типа *Osmunda*, *Matonia*, *Coniopteris* и *Cyathea*. Из голосеменных преобладает пыльца типа *Podocarpus*, *Araucaria*, *Bennettites*, Ginkgoaceae и Cycadaceae.

В незначительном количестве наблюдается пыльца типа *Pinus*, *Piceae*, *Cedrus* и *Abies*. Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы были получены из скв. Г-6. Несомненно, что эти комплексы мезозойские. Совместное нахождение в них спор папоротников *Dictyophyllum* и *Coniopteris* говорит, скорее всего, о нижнеюрском возрасте. Такое заключение подтверждается найденными А. Л. Яншиным (1955) в керне скв. Г-6 отпечатками вай папоротников, которые, по определению М. Ф. Нейбург, принадлежат роду *Dictyophyllum*, распространенному в рэте и нижней юре.

На глубине 865—870 м в керне скв. Г-6 был обнаружен отпечаток хвоща, отнесенного В. А. Вахрамеевым к роду *Equisetites*, который в редких случаях появляется уже в карбоне, но широко распространен в триасе. Из образцов интервалов 1100—1102, 1125—1127, 1175—1178 м скв. Г-9 (Узунтальская структура) С. Н. Наумовой был выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором споры папоротникообразных преобладают над пыльцой голосеменных. Первые представлены: *Osmunda triasicus* K o p., *Leiotriletes simplex* N a u m., *Stenozonotriletes conformis* N a u m., *Hymenozonotriletes triasicus* N a u m. Пыльца голосеменных принадлежит *Podocarpus*, *Araucaria*, единично *Ginkgo* и *Cycas*. Этот спорово-пыльцевой комплекс близок комплексу, выделенному Э. А. Копытовой из триасовых отложений Актюбинского Приуралья. Таким образом, данные спорово-пыльцевого анализа позволяют отнести чушкакульскую серию к нижней юре и частично триасу, по-видимому, верхнему.

В скв. Г-8 (Узунтальская складка) на глубинах 955—960 и 975 м мной обнаружены пресноводные остракоды, отнесенные Г. Ф. Шнейдер в основном к роду *Darwinulla* и в небольшом количестве к роду *Iniella*. Представители рода *Darwinulla* распространены от карбона до четвертичных, очень часто встречаются в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях. Кроме того, здесь были встречены представители новых, а также малоизвестных родов. В общем комплекс остракод является новым и пока что ничего определенного для уточнения возраста чушкакульской серии не дает.

Интересно отметить, что в районе оз. Кушмурун в эффузивно-осадочной толще северной части Тургайского прогиба, относимой А. Г. Бер (1958) к верхам среднего триаса — низам средней юры, М. И. Мандельштамом был выделен своеобразный комплекс остракод, в составе которого в одном горизонте присутствуют главным образом виды рода *Darwinulla*, а в другом — виды рода *Iniella*. Толщу, в которой были встречены эти остракоды, М. И. Мандельштам относит к лейасу. Совместное нахождение видов рода *Darwinulla* и рода *Iniella* отмечалось также в пермских отложениях Кузнецкого бассейна, в среднем карбоне Караганды и было установлено М. И. Мандельштамом в нижнеюрских угленосных отложениях месторождения Таскумырсай в хребте Каратау (Бер, 1958).

В глубоких скважинах Г-6 в интервалах 475—480 и 520—525 м и Г-4 на глубине 530—536 м, т. е. в верхней глинистой пачке чушкакульской серии, в темно-серых и черных аргиллитах с характерным раковистым изломом было встречено очень много неопределимых обломков раковин пелеципод, по-видимому, пресноводных.

По данным сейсморазведочных работ (контора «Спецгеофизика») на Северном Устюрте ниже III отражающего горизонта (подошва неокома) и 300—500-метровой толщи, по-видимому, верхней и средней юры ниже явного несогласия залегает мощная толща, которую, скорее всего, следует сопоставлять с чушкакульской серией одноименной антиклинали (Гарецкий и Шрайбман, 1956, 1958). Мощность этой толщи на Северном Устюрте, судя по глубине залегания характерных для нее наклоненных отражающих площадок (если наиболее глубокие из них не являются кратными), превышает 1800 м. Таким образом, к югу от Чушкакуля намечается широкое распространение чушкакульской серии. По-видимому, она развита на значительной территории Северного Устюрта, широко заполняя

эту одну из наиболее глубоких впадин эпигерцинской платформы[1] (см. фиг. 10).

Чушкакульская серия до бурения на юге Чушкакульской антиклинали не была известна на территории Западного Казахстана, но, по-видимому, она широко распространена в глубине тектонических депрессий герцинского складчатого фундамента Туранской низменности.

Отложения чушкакульской серии были встречены также в опорной скважине на п-ове Куланды. Здесь ниже морских глинистых осадков, видимо, верхней юры, на глубине 1016 м залегает однородная толща аргиллитов, алевролитов и песчаников в основном серой и зеленовато-серой окраски.

Аргиллиты серые, зеленовато-серые, зеленые, темно-зеленые, нередко с пятнами неправильной формы и прослоями коричневых, фиолетовых и красновато-бурых, неслоистые, с неровным изломом, иногда слоистые или неясно слоистые, плитчатые, с многочисленными зеркалами скольжения. В ряде случаев встречены аргиллиты темно-серые, почти черные, оскольчатые, с зеркалами скольжения. Алевролиты полимиктовые, слюдистые, глинистые, зеленовато-серые и серые. Песчаники полимиктовые, зеленовато-серые и светло-серые, мелко- и среднезернистые. Во всех породахместами содержатся обуглившиеся растительные остатки, наиболее обильные в аргиллитах и алевролитах. В интервале 1175—1179 м встречено три тонких прослоя бурого угля мощностью до 3 см. Во многих местах наблюдаются включения мелких кристаллов пирита. Вся толща разбита многочисленными трещинами, идущими под различными углами к оси керна (от 45 до 90°) и заполненными кальцитом. В основании толщи отмечается хорошо выраженный базальный горизонт, сложенный светло-серыми гравелитами. Гравелит состоит почти целиком из слабо окатанного гравия кварца, реже темноцветных кремнистых пород. Встречается галька тех же пород. Мощность слоя 4 см.

На электрокаротажной диаграмме толща выделяется мелкозазубренной довольно спокойной кривой КС с низкими значениями $\rho_к$ и также спокойной кривой ПС, но с высокими значениями потенциалов естественной поляризации. Только в нижней части толщи кривые КС и ПС становятся более резко расчлененными, что вызвано увеличением здесь количества песчаных и алевролитовых прослоев. Скважина прошла описываемыми породами 174 м. Учитывая углы падения слоев, равные в среднем 25°, мощность толщи достигает 158 м.

По-видимому, к той же чушкакульской серии следует отнести и лежащую ниже толщу, вскрытую опорной скважиной п-ва Куланды в интервале глубин 1190—1305 м. Она сложена песчаниками с прослоями аргиллитов. Песчаники полимиктовые, светло-серые, зеленовато-серые, серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, с включениями мелкого гравия кварца и других кремнистых пород, нередко с рассеянными обуглившимися растительными остатками. Аргиллиты серые, темно-серые, зеленовато-серые, часто тонкослоистые (угол падения слоев до 40°), с включениями обуглившихся растительных остатков. Описываемая толща прекрасно выделяется на электрокаротажной диаграмме резко пониженными значениями ПС и более повышенными, по сравнению с лежащими выше породами, величинами КС.

---

[1] После сдачи настоящей работы в печать, летом 1960 г. Североустюртская опорная скважина на глубине 2289 м ниже среднеюрских отложений вошла в сероцветные переслаивающиеся между собой аргиллиты, алевролиты и песчаники с многочисленными углистыми растительными остатками, с наклоном слоев в 45—75°. Эти отложения были вскрыты до глубины 2810 м. Предварительный спорово-пыльцевой анализ, проведенный С. Н. Наумовой, показал, что отмеченные породы действительно относятся к нижней юре, скорее всего, к самым ее верхам, и являются значительно более молодыми горизонтами чушкакульской серии, чем отложения юга Чушкакульской антиклинали.

По сообщению М. А. Ясеневой и И. Я. Петровой, из черных алевролитов верхней части толщи в интервале 1188—1192 м был определен спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого преобладает пыльца голосеменных (86,5%). Споры составляют 11%. Среди пыльцы голосеменных преобладают гинкговые и цикадовые (48%), а пыльца *Coniferae* составляет 29%. По мнению В. А. Аристовой, спорово-пыльцевой спектр близок к нижнеюрскому. Также нижнеюрский комплекс, сходный со спорово-пыльцевым спектром тюменской свиты Западно-Сибирской низменности, был обнаружен в аргиллитах интервала 1260—1264 м. В нижней части толщи (1281,5—1285,5 м) И. Я. Петровой выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают споры папоротниковых. Среди них характерны: *Bracteolina proteae* f. *typica* M a l., *Cyclina glabra* M a l., *Rubinella media* f. *typica* M a l., *Exinella magnotucreulata* var. *compacta* M a l., *E. obducta* f. *typica* M a l, *Quadrella plicata* M a l., *Monoletella media* M a l. [1] Отмеченный спорово-пыльцевой комплекс сопоставляется с комплексом, выделенным В. С. Малявкиной из верхнего триаса юго-востока Русской платформы.

Мощность толщи 115 м, а с учетом углов падения 88 м. Общая истинная мощность чушкакульской серии равна 246 м.

На глубине 1305 м скважина вошла в верхепермские красноцветные породы, но с глубины 1640 м и до забоя (2000 м) вновь были вскрыты сероцветные отложения, близкие к лежащим выше породам нижней части чушкакульской серии. Это однообразная толща песчаников с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Песчаники полимиктовые (преимущественно кварцевые, но с примесью зерен темноцветных, кремнистых и эффузивных пород), светло-серые, беловато-серые, различного гранулометрического состава — от мелкозернистых до грубозернистых (преобладают средне-, крупно- и грубозернистые). Они содержат включения гравия и гальки кварца и реже темноцветных кремней, а также линзы и тонкие прослойки, обогащенные углистым веществом. Последние выявляют слоистость песчаников: под углом от 30° в низах толщи до 60—87° вверху. Встречается несколько тонких (1—3 мм) прослойков угля. Нередко песчаники переходят в серые и светло-серые гравелиты и даже конгломераты, состоящие из обломков кварцита, реже кремнистых и эффузивных пород. Галька различной окатанности — от хорошей до слабой, причем преобладает последняя. Аргиллиты и алевролиты темно-серые и серые, слюдистые, слоистые, с включениями мелких углистых остатков, с неровным изломом: в аргиллитах часто наблюдаются зеркала скольжения.

По данным М. А. Ясеневой и И. Я. Петровой, из различных интервалов этой толщи были получены спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие отнести ее к верхнему триасу — нижней юре. Обнаружение отложений верхнего триаса — нижней юры ниже верхнепермских пород заставляет предполагать, что скважина пересекла плоскость разлома, имеющего характер крутого взброса. В верхней части толщи верхнего триаса — нижней юры опущенного крыла разлома ее слои, приближенные к плоскости дизъюнктивного нарушения, имеют крутые углы падения, местами поставлены почти на голову и содержат многочисленные зеркала скольжения. Книзу, по мере удаления ствола скважины от плоскости разлома, наклон слоев становится меньшим и в нижней части вскрытой толщи не превышает 30°.

Пройденная вертикальная мощность отложений чушкакульской серии в опущенном крыле разлома равна 360 м, а вскрытая истинная их мощность не превышает 150—165 м.

Уже в работе, написанной в основном в 1941 г., Н. С. Шатский (1951) отметил, что все платформенные образования Центрального Казахстана и

[1] Данные определения произведены по условной системе В. С. Малявкиной; поэтому названия спор отличаются от спор и пыльцы, приведенных выше для чушкакульской серии юга Чушкакульской антиклинали.

Западно-Сибирской низменности как по литологическим особенностям слагающих их пород, формациям, так и по тектоническим формам четко разделяются на два комплекса, отделенные обычно перерывом и несогласием от отложений складчатого фундамента, и в большинстве мест — перерывом один от другого. А. Л. Яншин (1955) развил далее эту мысль и в настоящее время в чехле эпипалеозойских платформ выделяет два структурных подэтажа, резко отличающиеся друг от друга. Формация нижнего структурного подэтажа (формация начальной стадии развития платформенного чехла) является весьма характерной для эпипалеозойских платформ и сейчас обнаружена во многих местах: на восточном склоне Урала, в Тургайском прогибе, к югу от Султануиздага, на востоке Северного Предкавказья, в Преддобруджинском прогибе. Везде для нее характерна темная окраска пород, большая уплотненность («палеозоеобразный вид»), обычно высокая скорость прохождения преломленных волн, часто значительная дислоцированность, перерыв и несогласие в кровле и подошве и т. д. Описанная здесь чушкакульская серия относится к этому нижнему структурному подэтажу осадочного покрова эпипалеозойской платформы.

УЗУНТАЛЬСКАЯ СВИТА (СРЕДНЯЯ И ВЕРХНЯЯ ЮРА)

Отложения узунтальской свиты известны во многих местах периферии Мугоджар (фиг. 11). Они обнаружены бурением, проведенным Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедицией на юге Берчогурской синклинали (Г. П. Кондратьева) и близ ст. Эмба (В. А. Лобанчук). В скважинах треста «Актюбнефтеразведка» эти отложения встречены в западной части профилей I—I и II—II, проведенных на широте ст. Кудук и купола Мортук (Л. П. Трайнин, А. И. Ткаченко, В. Б. Васильев), в пределах Кокпектинской антиклинали (В. Б. Васильев, Ф. М. Пухова), в средней и южной частях Чушкакульской антиклинали (М. А. Чимбулатов, В. Е. Ржанников), а также в опорной скважине на Северном Устюрте (М. Е. Букаев). Их литологическая характеристика и спорово-пыльцевой состав для района Кокпектинской антиклинали были приведены в моей статье (Гарецкий, 1957). Краткое описание средне-верхнеюрских отложений Чушкакульской антиклинали и Берчогурской синклинали дано в статьях А. Л. Яншина (1955) и моей (Гарецкий, 1959). В последней работе толща пород средней—верхней юры на периферии Мугоджар выделена под названием узунтальской свиты.

В южной половине Чушкакульской антиклинальной зоны (на Южночушкакульской, Узунтальской и Музбельской брахиантиклиналях) несколькими скважинами под пестроцветными породами неокома вскрыты сероцветные угленосные отложения узунтальской свиты. Они с перерывом и несогласием лежат на породах чушкакульской серии, к северу быстро выклиниваются и в северной половине Чушкакульской антиклинали отсутствуют совсем. Представлены они темно-серыми, серыми, черными, иногда буровато- и зеленовато-серыми углистыми глинами, переслаивающимися с серыми полимиктовыми, мелко- и среднезернистыми песками и песчаниками. Глины неизвестковистые, плотные, с большим количеством обуглившихся растительных остатков. Встречаются прослои бурого угля мощностью до 0,5 м. Максимальная мощность этих осадков была вскрыта на Южночушкакульской структуре скважиной К-5, которая прошла ими 234 м (в интервале 505—739 м), но не вскрыла их полностью.

На юге Берчогурской синклинали отложения узунтальской свиты были вскрыты скв. 9 на глубине 431,9 м. Они сложены здесь темно-серыми и серыми глинами, с прослоями алевритов и песков, с большим количеством углистых включений и прослоями угля мощностью до 0,8 м. Скважина

прошла отложениями узунтальской свиты 91,1 м и не вышла из них. В Берчогурской синклинали осадки узунтальской свиты развиты только в ее наиболее прогнутой южной части; в северном направлении и к ее бортам они быстро выклиниваются.

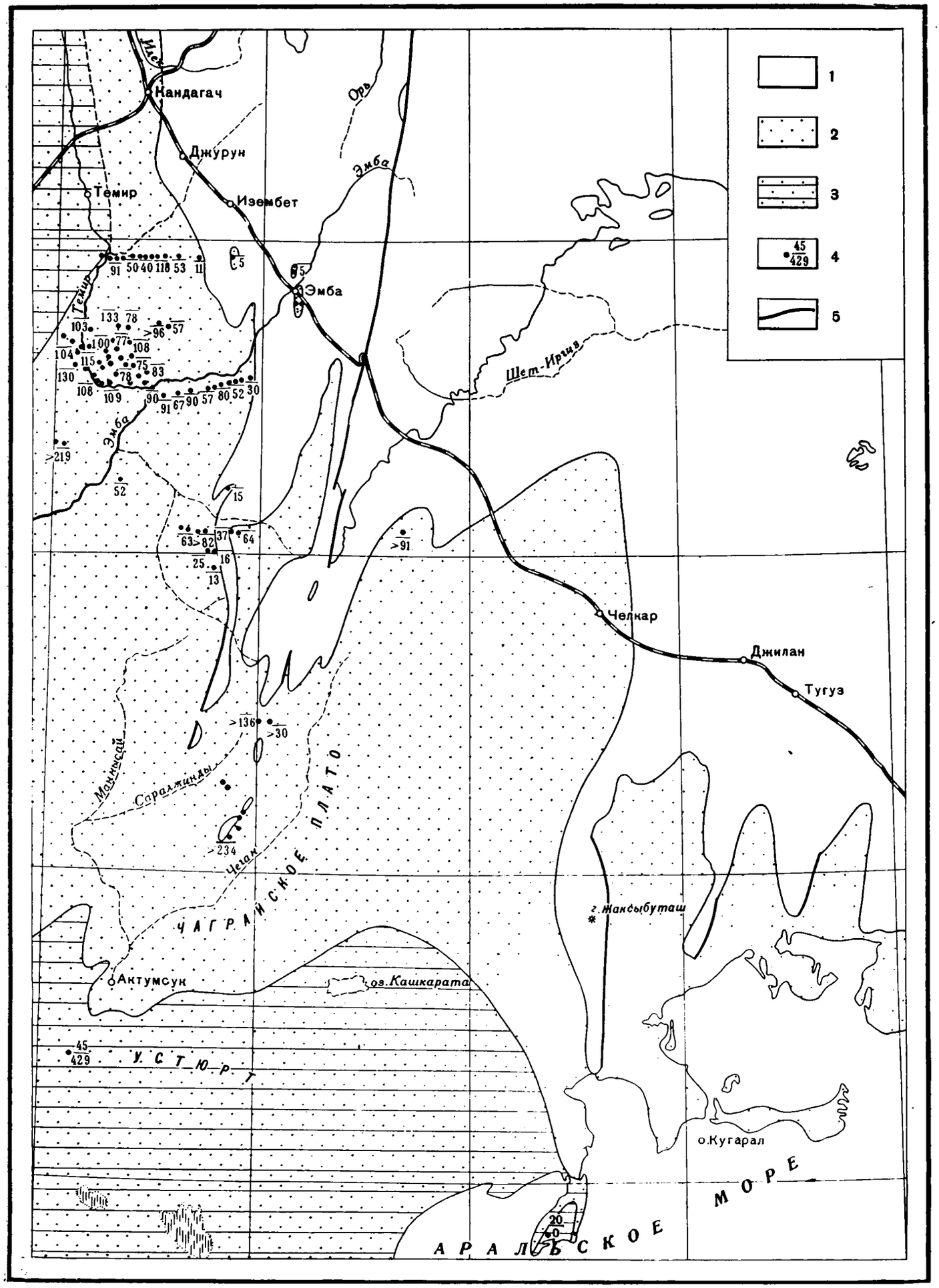
В Западном Примугоджарье отложения узунтальской свиты заполняют древние долины палеозойского фундамента в пределах Кокпектинской антиклинали и широко распространены к западу от нее. Севернее граница сплошного распространения узунтальской свиты идет в район песков Кумжарган в долине Эмбы, а оттуда по меридиану немного западнее ст. Изембет. К востоку от намеченной линии отложения узунтальской свиты развиты только на отдельных изолированных площадях. Такими участками являются районы верховьев р. Кумжарган, к западу от ст. Кудук, где они вскрыты скв. К-16, и район ст. Эмба, где они обнаружены тремя скважинами на юго-восточном крыле Терактысайской антиклинали.

Литологический состав узунтальской свиты в Западном Примугоджарье аналогичен составу свиты на Чушкакульской антиклинали и в Берчогурской синклинали. Здесь развиты те же темно-серые глины с обильными обуглившимися растительными остатками, с прослоями серых полимиктовых, мелко- и среднезернистых песков и песчаников, а также бурых углей. Для песчаников района Кокпектинской антиклинали характерно наличие значительного количества обломков змеевиков и диабазов. Аналогичные сероцветные угленосные отложения были обнаружены Северо-устюртской опорной скважиной на глубине 1860 м.

Возраст узунтальской свиты устанавливается на основании ее литологического сходства со среднеюрскими отложениями бассейна Эмбы (Айзенштадт, 1951), а главным образом по данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Э. А. Копытовой для Чушкакульской антиклинали (табл. 3) и Н. И. Филипповой для Берчогурской синклинали и Кокпектинской антиклинали (табл. 4, 5). Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из верхней половины свиты на Чушкакульской антиклинали (скв. К-5, глубина 586—590 м, глубина от кровли свиты 81—85 м), содержит споры и пыльцу таких родов, которые могут принадлежать самым верхам средней юры, но на основании присутствия спор *Asplenium* sp. (1,8%), *Schizaea* sp. (11,2%) и значительного количества пыльцы *Brachyphyllum* sp. (13,0%) должен считаться более характерным уже для верхней юры. Спорово-пыльцевой комплекс, полученный из нижней половины толщи (скв. К-5, глубина 679—682 м, глубина от кровли свиты 174—177 м), близок комплексу среднеюрских отложений севера Тургайской впадины (кушмурунской свиты) и отличается от комплекса средней юры бассейна Илека и Уила только малым содержанием спор *Coniopteris*, столь характерных для этого района.

Спорово-пыльцевой состав узунтальской свиты Берчогурской синклинали и Кокпектинской антиклинали сходен с комплексами спор и пыльцы из среднеюрских пород соседних районов, в частности, бассейна Илек, где они подробно были изучены Э. А. Копытовой. Наличие большого количества спор рода *Gleichenia* говорит о принадлежности вскрытых здесь отложений узунтальской свиты, скорее всего, к верхним горизонтам средней юры.

На среднеюрский возраст рассматриваемых пород Берчогурской синклинали указывают определенные В. А. Вахрамеевым в керне скв. 9 листовые отпечатки. На глубине 463,65—465,10 м был обнаружен *Podozamites lanceolatus* L. et H., в середине интервала 498,55—501,10 м был найден *Ginkgo sibirica* Heer., а в середине следующего интервала 501,10—504,0 м *Cladophlebis* sp. и *Pityophyllum* ex gr. *Nordenskialdii* Heer. Таким образом, узунтальскую свиту в основном следует отнести к средней юре; верхи же ее охватывают и какую-то часть верхней юры. Мощность узунтальской свиты в районе Кокпектинской антиклинали колеблется от очень небольшой до 82 м и более. Она увеличивается в западном направлении и



Фиг. 11. Схема распространения средне-верхнеюрских отложений на периферии Мугоджар

1 — область отсутствия средне-верхнеюрских отложений; *2* — область распространения континентальных отложений узунтальской свиты средней — верхней юры; *3* — область распространения морских отложений верхней юры; *4* — скважины, вскрывшие отложения средней — верхней юры; цифра в числителе обозначает мощность морских отложений верхней юры, в знаменателе — мощность континентальных отложений узунтальской свиты средней— верхней юры; *5* — разломы

Таблица 3

Спорово-пыльцевой состав отложений узунтальской свиты юга Чушкакульской антиклинали, в %

Виды спор и пыльцы	Скв. К-5, 586—590 м	Скв. К-5, 679—682 м
Споры папоротникообразных		
Hymenophyllum sp.	—	27,0
Dicksonia arborescens L'Herit	16,2	—
Leptochylus sp.	2,1	—
Dictyophyllum sp.	—	4,0
Asplenuim sp.	1,8	—
Matonia sp.	15,3	3,0
Phlebopteris muensteri (Schenk.) Kop. (in litt.).	3,0	—
Polypodiaceae	5,5	1,0
Polypodium sp.	1,2	—
Schizaea sp.	11,2	—
Lygodium sp.	1,5	—
Osmunda jurassica K.—M.	1,5	7,5
O. intermedia Kop. (in litt.)	1,4	—
Osmundaceae	—	1,5
Todites cladophleboides (Brick) Kop. (in litt.)	0,2	—
Botrychium sp.	4,0	—
Trachytriletes sp.	2,2	13,5
Acanthotriletes sp.	—	15,0
Lophotriletes sp.	1,2	3,0
Chomotriletes sp.	0,2	3,5
Stenozonotriletes sp.	—	1,0
Euryzonotriletes sp.	—	4,5
Triletes fragilis[1]	2,8	2,0
Всего . .	71,3	86,5
Пыльца голосеменных		
Bennettitales	2,5	0,5
Ginkgoales	9,2	5,5
Cycadales	0,2	—
Araucaria sp.	2,1	—
Podozamites sp.	1,2	—
Brachyphyllum sp.	13,0	1,5
Coniferae с двумя воздушными мешками	0,5	6,0
Всего . .	28,7	13,5

[1] Вид, выделенный в коллективном «Атласе спор и пыльцы» Башкирского геологического управления.

на левобережье Эмбы достигает 230 м. На широте купола Мортук мощность свиты от нулевой в районе песков Кумжарган постепенно увеличивается к западу до 130 м в районе купола Мортук. На юго-восточном крыле Теректысайской антиклинали, близ ст. Эмба мощность узунтальской свиты достигает 14 м. В верховьях р. Кумжарган она не превышает 6,5 м. В Североустюртской скважине она равна 429 м.

Таблица 3

Спорово-пыльцевой состав отложений узунтальской свиты юга Чушкакульской антиклинали, в %

Виды спор и пыльцы	Скв. К-5, 586—590 м	Скв. К-5, 679—682 м
Споры папоротникообразных		
Hymenophyllum sp.	—	27,0
Dicksonia arborescens L'Herit	16,2	—
Leptochylus sp.	2,1	—
Dictyophyllum sp.	—	4,0
Asplenuim sp.	1,8	—
Matonia sp.	15,3	3,0
Phlebopteris muensteri (Schenk.) Kop. (in litt.).	3,0	—
Polypodiaceae	5,5	1,0
Polypodium sp.	1,2	—
Schizaea sp.	11,2	—
Lygodium sp.	1,5	—
Osmunda jurassica K.—M.	1,5	7,5
O. intermedia Kop. (in litt.)	1,4	—
Osmundaceae	—	1,5
Todites cladophleboides (Brick) Kop. (in litt.)	0,2	—
Botrychium sp.	4,0	—
Trachytriletes sp.	2,2	13,5
Acanthotriletes sp.	—	15,0
Lophotriletes sp.	1,2	3,0
Chomotriletes sp.	0,2	3,5
Stenozonotriletes sp.	—	1,0
Euryzonotriletes sp.	—	4,5
Triletes fragilis[1]	2,8	2,0
Всего . .	71,3	86,5
Пыльца голосеменных		
Bennettitales	2,5	0,5
Ginkgoales	9,2	5,5
Cycadales	0,2	—
Araucaria sp.	2,1	—
Podozamites sp.	1,2	—
Brachyphyllum sp.	13,0	1,5
Coniferae с двумя воздушными мешками	0,5	6,0
Всего . .	28,7	13,5

[1] Вид, выделенный в коллективном «Атласе спор и пыльцы» Башкирского геологического управления.

на левобережье Эмбы достигает 230 м. На широте купола Мортук мощность свиты от нулевой в районе песков Кумжарган постепенно увеличивается к западу до 130 м в районе купола Мортук. На юго-восточном крыле Теректысайской антиклинали, близ ст. Эмба мощность узунтальской свиты достигает 14 м. В верховьях р. Кумжарган она не превышает 6,5 м. В Североустюртской скважине она равна 429 м.

Спорово-пыльцевой состав отложений узунтальской свиты Берчогурской синклинали, в %

Виды спор и пыльцы	Скв. 9, 465 м	Скв. 9, 477,7 м	Скв. 9, 486 м	Скв. 9, 487,8 м
Споры папоротникообразных				
Hymenophyllum sp.	—	—	—	4,0
Dicksonia sp.	—	4,0	—	1,0
Coniopteris sp.	3,4	12,0	—	21,0
Cyathea sp.	—	6,0	—	—
Hemitelia sp.	—	—	—	1,0
Leptochylus sp.	—	4,0	5,2	4,0
Cheiropleuria sp.	—	—	1,3	—
Hausmannia sp.	28,2	2,0	9,3	2,0
Dictyophyllum sp.	—	—	—	1,0
Matonia sp	12,0	8,0	—	6,0
Phlebopteris sp.	2,6	12,0	2,7	4,0
Polypodiaceae	—	5,0	4,0	3,0
Gleichenia sp.	17,1	7,0	6,6	11,0
Gl. stellata Bolkh.	8,5	—	—	—
Gl. angulata (Naum.) Bolkh.	—	1,0	—	—
Gl. umbonata Bolkh.	18,0	—	—	3,0
Schizaea sp.	2,6	—	—	—
Тип *Klukia*	—	—	16,5	—
Lygodium sp.	—	4,0	5,3	—
Osmunda sp.	—	—	14,5	5,0
Cladophlebis sp.	—	—	—	3,0
Ophioglossum sp.	—	1,0	—	—
Botrychium sp.	—	—	—	1,0
Lycopodium sp..	—	1,0	1,3	—
Leiotriletes sp.	6,8	6,0	—	10,0
Trachytriletes sp.	0,8	2,0	—	—
Acanthotriletes sp.	—	—	1,3	—
Lophotriletes sp.	—	2,0	—	—
Stenozonotriletes textatus (Mal.)	—	2,0	—	4,0
Всего . .	100,0	79,0	68,0	84,0
Пыльца голосеменных				
Bennettitales	—	—	4,0	—
Ginkgo sp.	—	5,0	18,8	4,0
Araucariaceae	—	—	1,3	3,0
Podozamites sp.	—	1,0	—	—
Coniferae с двумя воздушными мешками.	—	7,0	5,2	8,0
Caytonia sp	—	1,0	—	—
Cedrus sp.	—	—	2,7	—
Pinus sp.	—	1,0	—	—
Pinus, подрод *Diploxylon*.	—	2,0	—	—
Pinus, подрод *Haploxylon*	—	3,0	—	1,0
Brachyphyllum sp.	—	1,0	—	—
Всего . .		21,0	32,0	16,0

Таблица 5

Спорово-пыльцевой состав отложений узунтальской свиты Кокпектинской антиклинали, в %

Виды спор и пыльцы	Скв. 1, 315—320 м	Скв. 1, 325—331 м	Скв. 21, 363—370 м	Скв. 31, 487—494 м
Споры папоротникообразных				
Coniopteris sp.	9,0	25,7	3,8	16,0
Dicksonia sp.	2,0	3,5	—	—
Cyathea sp.	—	3,5	—	—
Polypodiaceae	—	0,9	3,8	5,0
Leptochylus sp.	13,0	3,5	9,5	—
Acrostichum sp.	—	—	3,8	—
Cheiropleuria sp.	2,0	—	1,0	2,0
Matonia sp.	13,0	8,8	—	—
Phlebopteris sp.	4,0	9,8	5,6	6,0
Gleichenia sp.	13,0	6,2	6,0	4,0
Osmunda sp.	11,0	1,8	3,8	9,0
Botrychium sp.	—	—	—	1,0
Hausmannia sp.	—	0,9	1,0	—
Selaginella sp.	—	—	—	10,0
Equisetum sp.	—	—	—	—
Lycopodium sp.	3,0	0,9	1,9	—
Dictyophyllum sp.	4,0	—	—	—
Leiotriletes sp.	2,0	3,5	—	4,0
Stenozonotriletes sp.	—	—	—	2,0
Lophotriletes sp.	1,0	3,5	—	3,0
Chomotriletes sp.	1,0	—	1,0	—
Trachytriletes sp.	—	—	1,9	—
Acanthotriletes sp.	4,0	1,8	5,0	—
Неопределенные споры	—	—	—	1,0
Всего . .	80,0	74,3	48,1	63,0
Пыльца голосеменных				
Thujopsis sp.	—	—	—	5,0
Cupressaceae	—	0,9	—	1,0
Ginkgoales	3,0	3,5	10,5	3,0
Cycadales	—	—	2,8	6,0
Bennettitales	—	—	1,0	—
Araucariaceae	—	—	5,6	—
Podozamites sp.	—	0,9	—	—
Podocarpus sp.	3,0	1,6	—	2,0
Pinus, подрод *Diploxylon*	6,0	2,6	—	1,0
Pinus, подрод *Haploxylon*	—	2,6	10,5	1,0
Picea sp.	—	3,5	1,0	—
Coniferae с 2 воздушными мешками	8,0	11,5	14,0	18,0
Coniferae с 1 воздушным мешком	—	—	6,5	—
Всего . .	20,0	25,7	51,9	37,0

ВЕРХНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Морские верхнеюрские отложения были вскрыты в обеих опорных скважинах, пробуренных трестом «Актюбнефтеразведка» на п-ове Куланды и на Северном Устюрте, а также в крайней западной скважине профиля I—I (см. фиг. 11). На п-ове Куланды под зеленоцветными породами неокома в интервале 999—1019 м была пройдена темноцветная пачка глин, алевролитов и песчаников. Глины темно-серые, черные и зеленовато-серые, плотные, местами алевритистые, известковистые, тонкослоистые и неясно слоистые, с неровным, часто раковистым изломом, с обломками раковин моллюсков. Алевролиты полимиктовые, известковистые, темно-серые и зеленовато-серые. Песчаники полимиктовые, известковистые, зеленовато-серые, мелкозернистые, с отдельными зернами гравия кварца.

По сообщению М. А. Ясеневой, в образцах пород описанной пачки Г. А. Холодной были обнаружены фораминиферы *Cristellaria* sp., *Haplophragmoides* sp. и *Ammobaculites* sp., имеющие верхнеюрский облик. П. А. Герасимовым определены пелециподы: *Leda* sp., *Pseudomonotis* sp. и *Phaenodesmia* sp., обломки брахиопод *Lingula* sp., *Zeilleria* (?) sp. и др., а также ядра мелких гастропод. Общий облик ископаемых не противоречит верхнеюрскому возрасту вмещающих их отложений, однако, по мнению П. А. Герасимова, эти формы производят впечатление более древних. Пройденная мощность верхнеюрских отложений п-ова Куланды равна 20 м.

На Северном Устюрте под отложениями валанжин-готерива на глубине 1815 м были вскрыты серые крепкие известняки глинистые, неслоистые, с неровным изломом. Их стратиграфическое положение и литологический состав, сходные с верхнеюрскими отложениями Южноэмбенского района, позволяют отнести эти породы к верхней юре. Мощность их 45 м. К северу морские верхнеюрские отложения, по-видимому, переходят в верхнюю часть континентальных осадков узунтальской свиты.

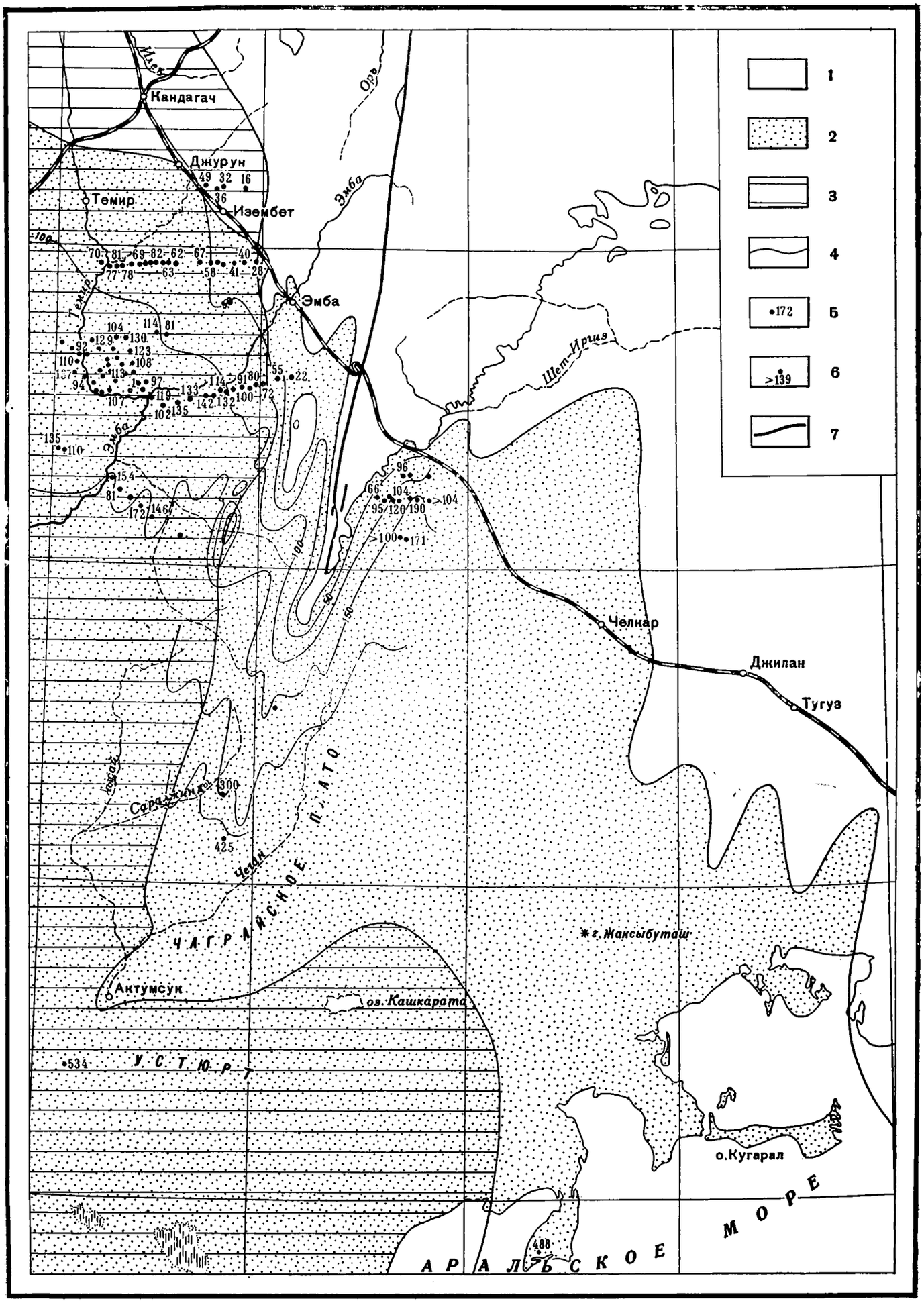
В скв. 1 профиля I—I на глубине 48 м были встречены серые глины (мощностью 37 м) с прослоями мелкозернистых песчаников и известняков-ракушечников, с фосфоритовым слоем в основании. По сообщению Ю. С. Шахиджанова, здесь выделен комплекс фораминифер, позволяющий отнести эти отложения к келловейскому и оксфордскому ярусам верхней юры. В верхах вскрытых отложений А. Н. Ивановой определены *Oxytoma* cf. *semiradiata* Fisch. и *Exogyra* sp., первые из которых характерна для волжских ярусов верхней юры.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Неокомский надъярус

В западной части рассматриваемой территории на отложениях средне-верхнеюрской узунтальской свиты и морской верхней юры или прямо на породах палеозоя несогласно и трансгрессивно залегают морские осадки готерива. Они были вскрыты бурением в западной части профилей Джилансаид-Мугоджары, I—I и II—II, на окраинных соляных куполах (Тюбе-кудук, Талды-шоку, Мортук, Кумсай и др.), в районе Кокпектинской антиклинали и в опорной скважине на Северном Устюрте (фиг. 12).

В Западном Примугоджарье отложения готерива представлены характерными светло-зелеными и оливково-зелеными известковистыми глинами, имеющими раковистый излом. Они содержат прослои зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых известковистых песков и песчаников, реже зеленовато-серых кристаллических глинистых известняков. В крайних восточных пунктах распространения готеривских отложений несколько увеличивается количество песчаных прослоев и, наоборот, к западу их число уменьшается. Почти целиком глинистый разрез имеет морской



Фиг. 12. Схема распространения неокомских отложений на периферии Мугоджар

1 — область отсутствия неокомских отложений; *2* — область распространения пестроцветных отложений даульской свиты готерива и баррема; *3* — область распространения морских отложений готерива; *4* — линии равных мощностей отложений неокома; *5* — скважина, вскрывшая отложения неокома, цифра обозначает их мощность; *6* — скважина, остановленная в отложениях неокома, цифрой обозначена их вскрытая мощность *7* — разломы

Р. Г. Гарецкий

неоком в Североустюртской опорной скважине. Характерно, что в верхних 18 м разреза типичные зеленовато-серые и светло-зеленые глины с морской фауной готерива переслаиваются с пятнистыми серыми, красно-бурыми и темно-сиреневыми глинами.

В большинстве случаев в основании описанной пачки пород прослеживается базальный горизонт, состоящий из кварцево-кремневого, а на северо-западе фосфоритового галечника. Четкий базальный горизонт имеется на Северном Устюрте. Он сложен галькой и гравием кварца, темного кремня и глины, сцементированных песчано-глинистым материалом. Мощность его не превышает 0,25 м.

Во всех местах обнаружения морского неокома его отложения содержат обильную ископаемую фауну, среди которой обычно встречаются *Nuculana scapha* Orb., *Thracia striata* Werth., *Corbula jengeldensis* Nikitina и др., руководящие для готерива Южной Эмбы. Скорее всего, эти отложения соответствуют всем трем свитам, выделенным Ю. П. Никитиной (1948_1, 1948_2) в готериве Южной Эмбы: в морском готериве Примугоджарья встречаются остатки фауны, характерные как для самой нижней «пелециподовой» свиты Никитиной, так и для наиболее верхней «свиты песков».

Из тех же пород М. И. Мандельштамом были определены остракоды: *Palaeocytheridella observata* (Sharapova) и *P. denticulata* (Sharapova), встреченные в больших количествах. Эти виды характерны для отложений готерива промыслового района Южной Эмбы, что подтверждает возраст пород, установленный по моллюскам.

Из готеривских отложений Кокпектинской антиклинали Н. А. Болховитина и И. З. Котова выделили спорово-пыльцевой комплекс (Гарецкий, 1957; Болховитина, 1958). Анализируя состав спор и пыльцы готерива, Н. А. Болховитина пишет: «Этот комплекс состоит из четырех основных компонентов: 1) пыльцы древних юрских хвойных, вымерших к концу нижнего мела — *Podozamites*, *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*, *Pseudopicea*, *Piceites*, *Pseudopinus* и *Pseudopodocarpus*; 2) видов рода *Lygodium*, имеющего оптимум своего развития в неокоме; 3) родов, появившихся в юре и неокоме и развившихся в апте и альбе — *Gleichenia*, *Dicksonia*, *Aneimia*, *Selaginella utrigera*, *S. granata*, *Cupressacites*, *Cedrus*; 4) видов и родов, появившихся в готериве и получивших наибольшее распространение в верхнемеловое время — *Chomotriletes reduncus*, *Pinus subconcinnua*, *Hymenozonotriletes bracteatus*, *H. simplex*, *Selaginella peraspera*. Описанный спорово-пыльцевой комплекс с некоторыми изменениями в составе встречается в Западной Сибири (В. В. Зауер и Н. Д. Мчедлишвили, 1954) и на севере Сибири (Э. Н. Кара-Мурза, 1954). Спорово-пыльцевой комплекс готерива хорошо отличается от комплексов верхней юры и баррема» (Болховитина, 1958, стр. 109—110).

На профиле Джилансаид — подножие Мугоджар готеривские отложения полностью выклиниваются сразу же за скв. К-6, которая находится в 10 км к востоку от купола Изембет, расположенного на меридиане ст. Изембет. Отсюда погребенная граница распространения морского готерива идет в район скв. К-20 профиля I—I в 2 км к западу от ст. Кудук, к восточному краю оз. Кандыкуль на широте профиля II—II, восточнее разбуренной площади в северной части Кокпектинской антиклинали (см. фиг. 35). В южной части структуры в наиболее крайних к востоку скважинах морские осадки неокома отсутствуют. Здесь в районах между скв. К-25 и К-35, К-19 и К-15, К-13 и К-14 проходила береговая линия готеривского бассейна, которая далее к югу уходила куда-то северо-восточнее опорной скважины на Северном Устюрте (см. фиг. 12). Таким образом, граница распространения морских отложений готерива проходит значительно восточнее, чем утверждал В. А. Вахрамеев (1952).

От проведенной выше нулевой линии мощности морских отложений

готерива постепенно увеличиваются к западу. Так, в районе Изембетской антиклинали мощность готерива обычно колеблется от 10 до 32 м, а в крайней западной скв. К-1 профиля Джилансаид — подножие Мугоджар увеличивается до 54 м. На востоке профиля I—I мощность готерива изменяется от 15 до 40 м, а на западе от 35 до 53 м; в крайней же западной скв. К-1, видимо, достигает 133 м (правда, осадки морского неокома здесь, возможно, включают и валанжин).

На профиле II—II мощность отложений морского готерива изменяется от 20 м и меньше на востоке до 35—60 м в районе широтного течения Эмбы. В районе купола Мортук мощность колеблется от 50 до 80 м. В пределах Кокпектинской антиклинали мощность морских отложений неокома изменяется от небольшой до 55 м. В Североустюртской опорной скважине она равна 77 м.

На отложения морского неокома (к югу от широты ст. Изембет), на породы юры или палеозоя (там, где морской неоком отсутствует), с перерывом и несогласием ложатся континентальные пестроцветные осадки неокома, известные для Чушкакульской антиклинали под названием даульской свиты (Вахрамеев, 1948, 1952; Яншин, 1949, 1953). Название этой свите было дано по балке Даул, проходящей в северной части Чушкакульской антиклинали. Развитые здесь пестроцветные породы считались В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным неокомскими. Однако впоследствии съемочными и буровыми работами было выяснено, что пестроцветные породы балки Даул не подстилают отложения альба, а вложены в них и что относятся они не к неокому, а к плиоцену. Но во многих местах Чушкакульской антиклинали под альбскими осадками действительно залегает свита пестроцветных пород, за которой укрепилось название даульской. Поэтому, несмотря на то что по балке Даул отложения неокома не развиты, название «даульская свита» за пестроцветными породами неокома все равно следует сохранить и распространить его не только на район Чушкакульской антиклинали, но и на всю периферию Мугоджар.

Даульская свита сложена континентальными пестроцветными породами: красными, красно-бурыми, кирпично-красными, коричневыми, зелеными, красными с пятнами и разводами зеленых (и наоборот), каменистыми, однородными, неслоистыми глинами, с прослоями полимиктовых песков и песчаников и, реже, доломитизированных известняков. С приближением к Мугоджарам в разрезе даульской свиты несколько увеличивается число песчаных прослоев.

Отложения даульской свиты отсутствуют по профилю Джилансаид — подножие Мугоджарских гор, но уже имеются почти во всех скважинах профиля I—I, выклиниваясь на востоке лишь в верховьях Кумжаргана, в районе скв. К-16 (см. фиг. 6). Они вскрыты в южной и западной частях Теректысайской антиклинали, к северу от ст. Эмба, присутствуют во всех скважинах профиля II—II. Континентальные осадки неокома отсутствуют на восточных антиклиналях Каиршактыкульской группы структур, полностью перекрывают Кокпектинскую антиклиналь и, заходя языком на север в Предмугоджарскую синклинальную зону, быстро приближаются к южному окончанию Мугоджар; развиты на крыльях северной части Чушкакульской антиклинали и отдельными пятнами в ее своде. Они выходят на поверхность по западной окраине Берчогурской синклинали и вскрыты бурением в ее южной части. Отложения даульской свиты широко распространены на остальной территории периферии Мугоджар, хотя вскрыты здесь лишь на отдельных участках: на юге Чушкакульской антиклинали, в опорных скважинах на Северном Устюрте и п-ове Куланды.

Возраст даульской свиты на основании ее литологического сходства с верхним неокомом бассейна Эмбы и стратиграфического положения обычно считается барремским (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953). Действительно, из зеленовато-серых глин верхней части даульской свиты Кокпектинской

антиклинали Н. А. Болховитиной и И. З. Котовой был выделен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для баррема. Он приведен в моей статье (Гарецкий, 1957). Однако соотношение мощностей неокома на южных профилях, проведенных через Кокпектинскую антиклиналь, показывает, что морские отложения готерива к востоку не срезаются лежащими выше пестроцветными породами даульской свиты, а переходят в ее континентальные осадки. Так, на крайнем к югу профиле мощность неокома на пологом восточном крыле Кокпектинской антиклинали увеличивается с запада на восток — с 85 м в скв. К-25 до 98 м в скв. К-35. Несмотря на такое увеличение мощности неокома, в скв. К-25 присутствует 9-метровая пачка морского готерива, а в скв. К-35 неоком полностью представлен континентальными породами. Аналогичное соотношение мощностей видно и на профиле скв. К-13 и К-9. Здесь в скв. К-13 мощность неокома равна 89 м, из которых 16 м падает на морской готерив, а в скв. К-9 имеется только континентальный неоком мощностью в 149 м (см. фиг. 38).

О принадлежности низов даульской свиты к готериву говорит и тот факт, что в Североустюртской опорной скважине пестроцветные породы низов даульской свиты переслаиваются с оливково-зелеными глинами морского готерива. Таким образом, пестроцветные отложения даульской свиты неокома периферии Мугоджар представляют собой континентальную фацию не только баррема, но и морских слоев готерива.

Мощность отложений даульской свиты меняется в широких пределах. На профиле I—I она колеблется от 0—15 м в его западной части до 35—58 м на востоке, на профиле II—II от 22 до 87 м. В пределах Кокпектинской антиклинали мощность даульской свиты изменяется от 27 до 267 м, на Чушкакульской антиклинали от нулевой на севере до 425 м на крайнем юге. В Североустюртской скважине она равна 459 м, а на п-ове Куланды достигает 488 м. Учитывая углы падения слоев неокома в последнем пункте, которые достигают 30°, истинная мощность неокомских отложений здесь равна 423 м.

Аптский и альбский ярусы

С региональным перерывом на пестроцветных осадках даульской свиты неокома, а в местах их отсутствия, вблизи Мугоджар, прямо на породах палеозойского фундамента покоятся более молодые отложения нижнего мела. В районе крайних к востоку соляных куполов это м о р с к и е о т л о ж е н и я а п т а. Они выходят на поверхность в пределах прорванных куполов Замятина, Саркрамабас и Кумызтюбе на левом берегу Эмбы и вскрыты бурением на куполах Мортук, Кумсай и других, обнаружены в западных частях профилей Джилансаид—Мугоджары, I—I и II—II. Аптские отложения представлены темно-серыми и черными глинами с тонкими прослоями серых мелкозернистых полимиктовых песков и алевролитов. Глины жирные, вязкие, гипсоносные, местами содержат септариевые конкреции.

В упомянутом районе, а также на соседних площадях в черных глинах было собрано большое количество аптских моллюсков, список которых приведен в работе А. Л. Яншина (1943). Мощность отложений апта в профиле Джилансаид—Мугоджары колеблется от 15 м на востоке до 49 м в крайней западной скважине. В пределах западной части профиля I—I она достигает 40—60 м, на куполе Мортук изменяется от 30 до 75 м, а на куполе Саркрама исчисляется в 40 м.

К востоку аптские морские отложения постепенно переходят в литологически сходные сероцветные континентальные осадки, в связи с чем трудно с достаточной точностью наметить восточную границу распространения морских пород апта. Эта граница примерно идет от меридиана ст. Изембет на профиле Джилансаид — Мугоджары к верховьям Кумжар-

гана, в район средней части одноименных песков на правобережье Эмбы и, отклоняясь к западу, направляется далее на юг.

Таким образом, местами уже на меридиане наиболее западных унаследованных структур и, несомненно, в пределах Иембетско-Кокпектинской линии унаследованных антиклиналей морские отложения апта отсутствуют, и на неоком налегает сероцветная толща континентальных пород, аналогичная по литологии и стратиграфическому положению карачетауской свите Чушкакульской антиклинали (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953). Эту толщу остальных районов периферии Мугоджар также можно называть карачетауской свитой. Она представлена серыми, темно-серыми глинами и алевритами, часто с большим количеством обуглившегося растительного детрита и небольшими прослойками бурого угля, с прослоями серых и желтовато-серых кварцево-слюдистых песков и реже железистых песчаников. Для нее характерна четко выраженная тонкая горизонтальная слоистость.

Карачетауская свита вскрыта бурением на профилях Джилансаид—Мугоджары, I—I и II—II, на Теректысайской и Кокпектинской антиклиналях Западного Примугоджарья, хорошо известна на Чушкакульской антиклинали, где в своде поднятия выходит на поверхность, бурением обнаружена в Берчогурской синклинали, в северной части Челкарской синклинали в районе р. Шет-Иргиз, в ядрах Жаксыбуташской и Куландинской антиклиналей. Везде она имеет примерно один и тот же характер, только с приближением к Мугоджарам для ее осадков намечается некоторое увеличение среднего гранулометрического состава. Возраст карачетауской свиты Чушкакульской антиклинали был обоснован В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953). Сейчас на основании новых спорово-пыльцевых определений с большей уверенностью можно говорить о том, что свита охватывает в основном средний альб, а низы ее относятся к нижнему альбу и даже к апту. Так, из самых низов карачетауской свиты, вскрытой на Кокпектинской антиклинали, Н. И. Филипповой были определены следующие спорово-пыльцевые комплексы (табл. 6).

В первых двух колонках табл. 6 споры папоротникообразных составляют 40,6 и 52,5% всего комплекса. Среди них преобладают споры родов *Gleichenia*, *Pelletieria* [1] и *Coniopteris*. Среди пыльцы голосеменных характерно присутствие довольно большого количества пыльцы семейства Cupressaceae (10 и 6%). Такой состав спор и пыльцы близок составу спорово-пыльцевых комплексов, приводимых Н. А. Болховитиной (1953) для низов альба бассейна Эмбы. О принадлежности содержащих их слоев к нижнему альбу свидетельствует полное отсутствие пыльцы цветковых растений, которая уже появляется в среднем альбе, а в небольшом количестве иногда и в верхах нижнего альба, довольно значительное количество пыльцы сем. Cupressaceae и спор рода *Pelletieria*, встречающихся в апте в малом числе, и отсутствие пыльцы *Brachyphyllum* [2], которая обильна в неокоме и обычно еще сохраняется в апте.

Последние две колонки табл. 6 говорят, скорее всего, об аптском возрасте самых низов карачетауской свиты Кокпектинской антиклинали. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры папоротникообразных (57,2 и 58,0%). Среди них 14,6 и 23% относятся к спорам рода

[1] Бо́льшая часть спор, относившихся ранее к ископаемым видам рода *Mohria*, относится теперь Н. А. Болховитиной к роду *Pelletieria*.

[2] Ранее Н. А. Болховитиной (1953) эта форма называлась *Aporina striatella* Bolkh., но все морфологические особенности говорят о ее принадлежности к описанной В. В. Зауер и Н. Д. Мчедлишвили (1954) пыльце *Brachyphyllum* Brongn. В. В. Зауер и Н. Д. Мчедлишвили отмечают, что в районе Тюмени и Барабинска пыльца рода *Brachyphyllum* встречается в небольших количествах в верхах среднеюрских отложений, в максимальном количестве — в осадках верхней юры; в отложениях готерив-баррема ее содержание значительно уменьшается, а в более молодых отложениях она вовсе отсутствует.

Таблица 6

Спорово-пыльцевой состав низов отложений карачетауской свиты Кокпектинской антиклинали, в %

Виды спор и пыльцы	Скв. 8, 135—149 м	Скв. 21, 178—188 м	Скв. 22, 135—150 м	Скв. 17, 140—144 м
Споры папоротникообразных				
Coniopteris sp.	6,2	1,0	5,4	16,0
Dicksonia sp.	—	—	—	2,0
Polypodiaceae	12,2	8,5	8,1	—
Leptochylus sp.	—	4,0	—	—
Matonia sp.	—	—	—	1,0
Phlebopteris sp.	—	5,0	1,8	—
Gleichenia sp.	—	12,0	7,3	—
Gleichenia delicata Bolkh.	—	4,0	—	13,0
То же *carinata* Bolkh.	1,2	3,0	0,9	5,0
» *stellata* Bolkh.	—	—	—	5,0
» *laeta* Bolkh.	3,1	—	—	—
» *peregrina* Bolkh.	1,2	—	—	—
» *nigra* Bolkh.	—	2,0	—	—
» *angulata* (Naum.) Bolkh.	3,8	2,0	6,4	4,0
» *umbonata* Bolkh.	2,5	—	—	—
Lygodium sp.	—	—	0,9	—
Lygodium subsimplex (Naum.) Bolkh.	1,9	—	—	—
Aneimia sp.	2,5	—	2,7	—
Aneimia tricostata Bolkh.	—	—	1,8	—
Pelletieria sp.	1,2	—	1,8	1,0
Pelletieria minutestriata (Naum.) Bolkh	0,6	2,0	—	—
Schizaea sp.	0,6	—	—	—
Osmunda sp.	—	—	0,9	—
Ophioglossum sp.	—	—	0,9	—
Botrychium sp.	—	—	—	4,0
Hausmannia sp.	—	2,0	—	—
Selaginella sp.	—	—	0,9	—
Lycopodium sp.	0,6	—	0,9	1,0
Leiotriletes sp.	—	1,0	8,4	—
Leiotriletes tricuspidatus Bolkh.	0,6	—	—	2,0
Stenozonotriletes sp.	—	1,0	3,6	4,0
Stenozonotriletes cerebriformis (Naum.)	—	1,0	—	—
Lophotriletes sp.	0,6	—	1,8	—
Trachytriletes sp.	1,2	—	—	—
Euryzonotriletes sp.	—	2,0	2,7	—
Hymenozonotriletes rugulosus (Naum.)	0,6	—	—	—
Неопределенные споры	—	2,0	—	—
Всего	40,6	52,5	57,2	58,0
Пыльца голосеменных				
Chamaecyparis sp.	3,8	—	—	1,0
Thujopsis sp.	—	11,5	—	2,0
Cupressaceae	10,0	6,0	—	2,0
Ginkgoales	—	—	—	1,0
Podozamites sp.	—	7,0	6,4	—
Podocarpus sp.	3,8	—	7,3	—
Pinus, подрод *Diploxylon*	6,2	9,0	3,6	—

Таблица 6 (окончание)

Виды спор и пыльцы	Скв. 8, 135—149 м	Скв. 21, 178—188 м	Скв. 22, 135—150 м	Скв. 17, 140—144 м
Pinus, подрод *Diploxylon*	6,2	9,0	3,6	—
Pinus, подрод *Haploxylon*	26,9	—	—	—
Picea sp.	2,5	1,0	5,4	19,0
Cedrus sp.	—	—	3,6	3,0
Coniferae с двумя воздушными мешками	—	4,0	12,9	6,0
Brachyphyllum sp.	—	—	—	8,0
Всего	59,4	47,5	42,8	42,0

Gleichenia, которые принадлежат к видам, весьма характерным для апта. Споры рода *Pelletieria* отсутствуют полностью. Пыльца семейства Cupressaceae отсутствует в первой колонке и встречается только во второй, но в незначительном количестве (2%). Во втором образце появляется пыльца *Brachyphyllum* sp., как правило, отсутствующая в альбе. В обоих списках отсутствует пыльца цветковых современного типа.

Аналогичный анализ спор и пыльцы, выделенных из карачетауской свиты Терактысайской и Чушкакульской антиклиналей (табл. 7), приводит к выводу о том, что первые две колонки говорят о нежнеальбском, а четыре следующих, скорее всего,— об аптском возрасте самых низов карачетауской свиты.

Сходные результаты получаются по данным спорово-пыльцевых анализов, проведенных Н. И. Филипповой для карачетауской свиты Берчогурской синклинал бл. 8). В этой таблице в первых двух колонках преобладают споры папоротникообразных, близкое к ним содержание имеет пыльца голосеменных и в меньшем количестве встречается пыльца покрытосеменных (соответственно, 19% и 1,8%). Этот комплекс, безусловно, является нижнемеловым. Присутствие пыльцы покрытосеменных, а также голосеменных *Ephedra*, *Welwitschia*, преобладание пыльцы семейства Pinaceae и спор родов *Gleichenia*, *Pelletieriau*, сем. Polypodiaceae позволяет отнести эти отложения к альбу; скорее всего, образец первой колонки — к среднему, второй — к нижнему альбу.

Следующие шесть колонок содержат спорово-пыльцевые комплексы, в которых резко преобладают споры папоротникообразных. Примерно одну треть составляет пыльца голосеменных. Пыльца покрытосеменных отсутствует полностью. Среди спор папоротников преобладающее значение имеют споры рода *Gleichenia* (от 21,1 до 42,9%). Эти спорово-пыльцевые комплексы говорят об аптском возрасте самых низов карачетауской свиты.

Таким образом, карачетауская свита периферии Мугоджар охватывает средний и нижний альб, а ее низы частично и апт.

Мощность карачетауской свиты различна: от нулевой близ Мугоджар до 40 м на профиле Джилансаид — Мугоджары и 60 м на западе профиля I—I. На куполе Мортук мощность ее равна 60—122 м, на куполе Саркрама превышает 30 м, на Кокпектинской антиклинали колеблется от 70 до 120 м, в Берчогурской синклинали от 50 до 170 м, на Чушкакульской антиклинали от 0 на севере до 250 м на юге, в Североустюртской опорной скважине мощность карачетауской свиты достигает 343 м. На п-ове Куланды пройденная мощность свиты равна 267 м, что соответствует истинной мощности 190 м.

На Чушкакульской антиклинали выше карачетауской свиты отчетливо выделяется пачка пестроцветных пород кызылшенской

Таблица 7

Спорово-пыльцевой состав низов отложений карачетауской свиты Теректысайской и Чушкакульской антиклиналей, в %

Виды спор и пыльцы	Теректы-сай, скв. 11, 70—80 м	Юг Чушкакуля, скв. 11, 211—218 м	Теректы-сай, скв. 15, 118—125 м	Теректы-сай, скв. 2, 133—142 м	Теректы-сай, скв. 24, 114,—120 м	Уаунтал, скв. 13, 340—342 м
Споры папоротникообразных						
Coniopteris sp.	1,7	2,0	—	—	12,0	3,2
Dicksonia sp.	1,7	8,0	2,8	2,4	—	—
Dicksonia arborescens L' Herit	—	—	—	1,6	—	—
Cyathea sp.	—	—	—	—	—	1,6
Polypodiaceae	8,5	—	0,9	1,6	—	1,6
Leptochylus sp.	—	22,0	3,7	—	—	—
Acrostichum sp.	—	—	—	—	—	1,6
Asplenium sp.	0,8	—	—	—	—	—
Pteridium typicum Naum.	—	—	2,8	—	—	—
Matonia sp.	3,4	—	2,8	0,8	5,0	4,8
Phlebopteris sp.	0,8	2,0	—	—	2,0	—
Gleichenia sp.	2,6	—	1,9	10,4	8,0	15,2
Gl. delicata Bolkh.	8,5	—	19,1	17,6	12,0	11,3
Gl. carinata Bolkh.	—	—	—	—	1,0	—
Gl. nigra Bolkh.	—	—	—	2,4	8,0	8,0
Gl. angulata (Naum.) Bolkh.	5,9	—	6,4	9,6	—	8,1
Gl. umbonata Bolkh.	—	—	—	4,8	—	—
Lygodium sp.	—	2,0	0,9	0,8	1,0	—
Lygodium subsimplex (Naum.) Bolkh.	0,8	2,0	—	—	—	—
Aneimia sp.	—	—	—	—	—	—
Pelletieria sp.	—	—	—	1,6	1,0	3,2
Pelletieria striata (Naum.) Bolkh.	5,1	2,0	—	—	—	—
Ruffordia sp.	—	—	—	—	—	—
Schizaea sp.	—		—	—	—	1,6
Osmunda sp.	0,8	—	0,9	0,8	—	1,6
Ophyoglossum sp.	1,7	—	0,9	—	—	—
Hausmannia sp.	—	—	6,4	0,8	—	—
Lycopodium sp.	—	—	—	0,8	—	—
Leiotriletes sp.	0,8	—	3,7	0,8	—	—
Leiotriletes tricuspidatus Bolkh.	—	—	—	—	—	1,6
Stenozonotriletes sp.	1,6	—	—	0,8	4,0	1,6
St. lucidus Naum.	—	—	0,9	—	—	—
St. cerebriformis Naum.	—	—	—	4,0	—	—
St. sublucidus Naum.	—	—	3,7	—	—	—
St. mirus Naum.	—	—	—	1,6	—	—
St. pumilus Naum.	—	—	—	6,4	—	—
Lophotriletes sp.	—	—	0,9	—	—	—
Chomotriletes reduncus Bolkh.	0,8	—	—	—	—	—
Trachytriletes sp.	—	—	—	—	3,0	—
Euryzonotriletes sp.	1,8	—	—	0,8	—	—
Неопределенные споры	—	2,0	2,7	0,8	—	—
Всего	47,3	42,0	61,4	71,2	57,0	56,4

Таблица 7 (окончание)

Виды спор и пыльцы	Теректы-сай, скв. 11, 70—80 м	Юг Чушкакуля, скв. 11, 211—218 м	Теректы-сай, скв. 15, 118—125 м	Теректы-сай, скв. 2, 138—142 м	Теректы-сай, скв. 24, 114—120 м	Увунтал, скв. 13, 340—342 м
Пыльца голосеменных						
Chamaecyparis sp.	3,4	—	0,9	—	—	—
Thujopsis sp.	3,4	—	0,9	7,2	12,0	—
Cupressaceae	1,7	12,0	6,4	2,4	—	4,8
Taxodiaceae	—	—	—	—	9,0	—
Ginkgoales	—	2,0	3,7	—	—	1,6
Araucariaceae	2,6	—	—	2,4	—	3,2
Caytonia sp.	—	—	—	—	1,0	8,1
Podozamites sp.	0,8	—	0,9	—	—	—
Podocarpus sp.	5,1	—	0,9	2,4	3,0	1,6
Pinus sp.	—	8,0	3,7	7,2	4,0	11,3
Pinus, подрод *Diploxylon*	2,6	2,0	3,7	—	6,0	—
Pinus, подрод *Haploxylon*	11,1	10,0	—	—	—	—
Picea sp.	3,4	8,0	1,9	2,4	—	—
Cedrus sp.	—	—	2,8	—	—	1,6
Abies sp.	—	4,0	—	—	1,0	1,6
Coniferae с двумя воздушными мешками	18,6	12,0	10,9	4,8	7,0	8,2
Brachyphyllum sp.	—	—	1,9	—	—	1,6
Всего	52,7	58,0	38,6	28,8	43,0	43,6

свиты (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953). Она сложена каолинистыми глинами, окрашенными в белые, темно-серые, зеленовато-серые, коричневато-серые, серые, желтые, фиолетовые, кирпично-красные, малиновые тона. Глины переслаиваются с кварцево-слюдистыми мелкозернистыми часто каолинистыми песками белого, серого, желтовато-серого, малинового цветов. В глинах темно-серого и серого цветов часто содержится обугленный растительный детрит, а местами отпечатки листьев и тонкие прослойки бурого угля. Нередко в свите встречаются прослои, линзы и крупные караваи кварцево-слюдистого мелко- и среднезернистого песчаника.

Сходные по литологическому составу и стратиграфическому положению породы наблюдаются и в других местах периферии Мугоджар. К ним относятся свиты, описанные В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) на п-ове Куланды под названием нижней свиты, в разрезе ст. Кауль-джур — как верхи второй свиты. К ним принадлежат бокситоносные пестроцветные отложения западного и восточного подножий Мугоджар и района р. Шет-Иргиз, выделяемые иногда под названием кызылсайской свиты (Вахрамеев, 1952), пачка пестроцветных глин с линзами бокситов и пачка черных глин с прослоями бурых углей, выделяемые Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Б. М. Михайловым и Н. К. Овечкиным (1955) в районе между р. Шет-Иргиз и балкой Ащисай. Для всех этих отложений наиболее целесообразно употреблять название кызылшенская свита. Под этим названием она была описана нами (Гарецкий и Кузьмина, 1956) в своде Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали.

В местах развития кызылшенской свиты для ее отложений характерно то или иное количество каолинистого материала, а в большинстве

Таблица 8

Спорово-пыльцевой состав отложений карачетауской свиты Берчогурской синклинали, в %

Виды спор и пыльцы	Скв. 9, 103,5 м	Скв. 9, 141,5 м	Скв. 9, 190,0 м	Скв. 9, 225,0 м	Скв. 4, 63,65 м	Скв. 4, 66,85 м	Скв. 5, 120,7 м	Скв. 5, 132,7 м
Споры папоротникообразных								
Dicksonia sp.	—	1,8	—	—	—	—	0,5	1,5
Coniopteris sp.	—	—	—	8,9	—	6,5	—	4,0
Cyathea sp.	—	1,1	1,0	—	—	—	—	1,5
Hemitelia sp.	—	—	—	1,1	—	—	1,0	—
Alsophila sp.	—	—	—	—	—	—	0,5	—
Leptochylus sp.	—	—	1,0	—	—	—	—	—
Pteridium sp.	—	—	—	—	—	—	—	3,0
Acrostichum sp.	1,0	1,0	1,0	—	—	—	—	—
Cheiropleuria sp.	—	—	—	—	0,5	0,5	—	0,5
Dipteris sp.	—	—	4,0	1,1	1,8	—	2,9	—
Matonia sp.	2,0	—	—	—	3,9	6,5	3,0	1,5
Phlebopteris sp.	—	—	—	1,1	1,0	0,5	1,4	0,5
Polypodiaceae	9,0	3,6	—	2,2	—	3,5	—	1,5
Polypodium phyllytidis L.	1,0	2,7	—	—	—	—	—	—
Gleichenia sp.	5,0	5,0	22,0	13,3	—	—	—	—
Gl. delicata Bolkh.	—	—	—	—	6,4	3,0	17,0	8,5
Gl. laeta Bolkh.	—	—	—	—	8,5	12,0	—	6,5
Gl. angulata (Naum.) Bolkh.	—	—	15,0	—	17,5	17,5	2,4	16,0
Gl. umbonata Bolkh.	—	—	—	7,8	6,4	—	5,3	—
Gl. carinata Bolkh.	—	—	—	—	4,1	5,5	—	—
Gl. nigra Bolkh.	—	—	—	—	—	—	4,8	—
Aneimia sp.	—	1,8	1,0	8,7	—	—	4,4	2,0
Pelletieria sp.	5,0	9,9	3,0	—	—	3,0	4,4	—
Pelletieria mutabila (Bolkh.) Bolkh.	—	—	—	—	—	—	—	5,5
Schizaea sp.	—	—	—	1,1	—	—	—	—
Lygodium sp.	—	0,9	—	1,1	—	0,5	2,0	1,5
Lygodium subsimplex (Naum.) Bolkh.	—	—	—	—	1,8	—	—	—
Osmunda sp.	—	—	—	—	—	—	—	1,5
Ophyoglossum sp.	2,0	—	—	1,1	—	—	—	—
Botrychium sp.	—	—	1,0	—	—	—	0,5	0,5
Lycopodium sp.	1,0	1,8	1,0	—	—	0,5	0,5	—
Selaginella sp.	—	—	—	—	—	0,5	—	—
Aspidium contractum Bolkh.	—	—	—	—	—	—	0,5	—
Leiotrilites sp.	—	1,8	1,0	1,1	2,8	3,0	8,7	5,0
Leiotrilites arcuatus Bolkh.	—	—	—	—	0,5	—	—	—
Trachytriletes sp.	1,0	1,8	5,0	4,4	—	—	—	—
Acantotriletes sp.	1,0	9,0	3,0	1,1	—	—	—	—
Lophotriletes sp.	—	—	1,0	—	—	1,0	0,5	—
Chomotriletes reduncus Bolkh.	9,0	4,7	—	—	—	—	—	7,5
Euryzonotriletes sp	1,0	0,9	—	—	—	—	—	0,5
Stenozonotriletes sp.	6,0	—	—	—	—	—	1,4	—
St. textatus (Mal.)	—	—	—	—	2,7	1,0	—	—
St. sectilis Bolkh.	1,0	—	—	—	0,5	1,0	2,4	—
St. pumilus Naum.	—	—	—	—	1,4	6,0	—	3,0
St. mirus Naum.	—	—	—	—	0,5	—	—	—

Таблица 8 (окончание)

Виды спор и пыльцы	Скв. 9, 103,5 м	Скв. 9, 141,5 м	Скв. 9, 197,0 м	Скв. 9, 225,0 м	Скв. 4, 63,65 м	Скв. 4, 66,85 м	Скв. 5, 120,7 м	Скв. 5, 132,7 м
Stenozonotriletes lucidus Naum.	—	—	—	—	—	—	—	5,0
Hymenozonotriletes sp.	—	—	—	—	—	—	1,4	—
Неопределенные споры	1,0	—	1,0	—	—	—	—	—
Всего...	46,0	47,8	61,0	54,5	61,3	72,0	65,5	77,0
Пыльца голосеменных								
Thujopsis coriaceus (Naum.) Bolkh.	—	—	—	—	7,5	5,0	5,8	3,5
Cupressaceae	—	2,7	—	7,8	1,8	—	—	—
Taxodiaceae	8,0	7,2	—	1,1	—	—	—	7,0
Ginkgo sp.	—	—	—	1,1	2,3	0,5	3,9	2,0
Bennettitales	—	—	1,0	—	—	—	0,5	—
Caytonia sp.	—	—	1,0	1,1	—	—	1,0	—
Podozamites sp.	—	—	1,0	—	1,8	1,5	2,9	0,5
Podocarpus sp.	3,0	6,3	1,0	1,1	—	—	2,9	2,0
Pinus sp.	10,0	23,4	—	—	2,8	9,0	10,6	2,5
Pinus, подрод *Diploxylon*	7,0	—	3,0	11,1	3,2	—	—	—
Pinus, подрод *Haploxylon*	2,0	—	9,0	—	6,4	—	—	—
Picea sp.	—	—	1,0	—	2,3	3,5	2,0	—
Cedrus sp.	1,0	1,8	2,0	—	3,2	2,5	—	2,5
Abies sp.	—	—	—	—	4,6	5,0	1,0	2,0
Ephedra sp.	—	0,9	—	—	—	—	—	—
Welwitschia sp.	1,0	1,8	—	—	—	—	—	—
Coniferae с двумя воздушными мешками	3,0	6,3	20,0	20,0	2,8	1,0	3,9	1,0
Coniferae с зачаточными мешками	—	—	—	2,2	—	—	—	—
Всего...	35,0	50,4	39,0	45,5	38,7	28,0	34,5	23,0
Пыльца покрытосеменных								
Salix sp.	—	0,9	—	—	—	—	—	—
Castanea sp.	17,0	—	—	—	—	—	—	-
Diporina sp.	1,0	—	—	—	—	—	—	—
Triporina sp.	—	0,9	—	—	—	—	—	—
Tetraporina sp.	1,0	—	—	—	—	—	—	—
Всего...	19,0	1,8	—	—	—	—	—	—

случаев пестроцветная окраска. В ряде разрезов (Изембетско-Кокпектинская антиклинальная линия, Североустюртская опорная скважина, юг Берчогурской синклинали) яркость окраски пород свиты исчезает и в ней преобладают серые, желтовато-серые, иногда коричневато-серые тона. В этих случаях она выделяется, да и то со значительным трудом, благодаря каолинистости пород. В основании свиты, как правило, прослеживается гравийный базальный горизонт. С приближением к Мугоджарам намечается погрубение литологического состава свиты. В особенности резкие изменения характера литологии наблюдаются в непосредственной близости к Мугоджарам. На южной периферии Мугоджар кызылшенская свита более или менее согласно налегает на отложения карачетауской

свиты, а близ Мугоджарских гор переходит непосредственно на породы палеозоя.

Отпечатки листьев, определенные из кызылшенской свиты В. А. Вахрамеевым (1952) и выделенные из ее пород спорово-пыльцевые комплексы (Болховитина, 1953), а также сопоставления с альбскими отложениями бассейна Эмбы позволяют считать отложения кызылшенской свиты среднеальбскими (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953). Для нее характерно первое появление на территории периферии Мугоджар остатков покрытосеменных.

Мощность кызылшенской свиты колеблется в больших пределах: от нулевой до 10—50 м у подножия Мугоджар. В таких же пределах меняется она на Чушкакульской антиклинали. На Алагузском поднятии Жаксыбуташской антиклинали мощность свиты достигает 42 м, в Североустюртской скважине 127 м, а на п-ове Куланды колеблется от 50—75 м до 198 м.

На юге Чушкакульской антиклинали А. Л. Яншиным (1953) выше кызылшенской была выделена кокбулакская свита, сложенная тонким переслаиванием серых и темно-серых глин, алевритов и алевролитов мощностью до 32 м. Эта свита к северу быстро выклинивается и в средней части антиклинали уже отсутствует. Аналогичные отложения были встречены в ряде скважин юга Чушкакульской антиклинали. Наиболее полный ее разрез наблюдается на п-ове Куланды, где она описана и выделена В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) под названием второй свиты. Она сложена переслаиванием глинистых алевритов и глин серого и зеленовато-серого цветов, с прослоями мелкозернистых кварцево-слюдистых светло-серых песков мощностью до 46 м. В глинах часто встречается обугленный растительный детрит, а иногда и прослои бурого угля.

На основании определений отпечатков листьев, собранных на п-ове Куланды, спорово-пыльцевых спектров, выделенных Н. А. Болховитиной (1953), стратиграфического положения и литологического сравнения с отложениями альба бассейна Эмбы, кокбулакская свита относится к среднему альбу (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953). По-видимому, та же кокбулакская свита развита на Тасаранском горсте, где она выделена В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным как четвертая свита. Она вскрыта здесь всего на 2 м.

С размывом и несогласием на различные свиты среднего, нижнего альба и апта, а в Примугоджарье даже на неоком и палеозой трансгрессивно налегают отложения алтыкудукской свиты, выделенной В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) для Чушкакульской антиклинали. То же название употребляется нами (Гарецкий и Кузьмина, 1956) для аналогичных по литологии и стратиграфическому положению осадков других мест периферии Мугоджар. Отложения алтыкудукской свиты широко распространены на периферии Мугоджар. Узкой полосой их выходы окаймляют крайний к югу массив древних пород зоны Уралтау в верховьях Аксу. Они обнажаются в сводовых частях унаследованных антиклиналей Теректысая, Каиршактыкуля, Кокпекты, Намазтау и других, в сводах многих соляных куполов, в долинах Эмбы и Темира, в ряде мест у подножья Мугоджар. Широкой полосой они выходят на поверхность в присводовых участках Чушкакульской антиклинали и обнажены на юге Берчогурской синклинали, в ядрах Каульджурской, Жаксыбуташской, Куландинской и Тасаранской антиклиналей. Отложения алтыкудукской свиты вскрыты бурением во многих местах Западного Примугоджарья, к югу от Чушкакульской антиклинали, на юге Берчогурской синклинали, в районе р. Шет-Иргиз, в северной части Челкарского прогиба.

Алтыкудукская свита сложена континентальными песками мелко- и среднезернистыми, в той или иной степени железистыми, кварцево-слюди-

стыми, желтыми, желтовато-серыми, светло-серыми, беловато-серыми, нередко косослоистыми. Среди песков обычен гравийный материал. Нередко пески становятся крупнозернистыми и даже гравийными, с включением гальки. Очень часто пески сцементированы в плитки, линзы и крупные караваи железистых, нередко косослоистых песчаников и гравелитов. Мощность таких линз песчаников достигает 10 м. Среди песков обычно наблюдаются отдельные пачки и прослои светло-серых, серых и реже темно-серых и зеленовато-серых, нередко алевритовых, бескарбонатных, слоистых глин, часто с отпечатками листьев и обуглившимися растительными остатками. Мелкозернистые пески с большим количеством глинистых прослоев преобладают в алтыкудукской свите Западного Примугоджарья и в синклиналях периферии Мугоджар. В сводах антиклиналей намечается погрубение состава свиты. Наиболее грубый материал наблюдается в восточной части территории: в ядрах Жаксыбуташской и Тасаранской антиклиналей. Здесь алтыкудукская свита состоит в основном из крупнозернистых песков с большим количеством гравия и гальки. В основании свиты в большинстве мест проходит отчетливый базальный горизонт, сложенный гравием и галькой кварца и кремня. Он плохо выражен, а частично и отсутствует в районах Западного Примугоджарья и в синклинальных разрезах.

Наблюдаемое во многих местах (Чушкакульская, Куландинская антиклинали, Североустюртская опорная скважина и др.) залегание отложений алтыкудукской свиты с размывом непосредственно под фаунистически охарактеризованными породами нижнего сеномана, а также переход морских верхнеальбских отложений бассейна Эмбы в континентальные породы алтыкудукской свиты, с уверенностью говорит о ее верхнеальбском возрасте. Такой возраст алтыкудукской свиты подтверждается определениями ископаемой флоры, обнаруженной во многих местах периферии Мугоджар и изученной В. А. Вахрамеевым (1952). Для верхнеальбской флоры наиболее характерно особенно широкое распространение платанов. В тех районах периферии Мугоджар, куда сеноманское море не заходило, отложение песчаных пород, сходных с верхнеальбскими, могло продолжаться и в сеноманское время. Возможно, к таким континентальным отложениям сеномана относится двухметровая пачка глинистых песков и алевритов, обнаруженная В. А. Вахрамеевым (1952) в балке Теректысай над песчаными породами несомненно верхнеальбского возраста. В этой пачке были найдены отпечатки преимущественно широколистных покрытосеменных, среди которых встречается большое количество *Sassafras Polevoii* (K r y s h t.), широко распространенного в сеномане Сахалина. Это заставило В. А. Вахрамеева отнести флору Теректысая к сеноманскому веку. Однако на антиклиналях сохранение сеноманской части отложений алтыкудукской свиты представляет крайнее исключение, так как в таких районах в кровле свиты наблюдаются особенно интенсивные следы размыва, и ее мощность сильно сокращена. В синклиналях же верхняя часть алтыкудукской свиты, скорее всего, охватывает и сеноман.

Мощность отложений алтыкудукской свиты меняется в значительных пределах: от нулевой близ выходов палеозойских пород Мугоджар, где ее осадки местами полностью срезаются верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, до 20—30 м в районе Теректысайской антиклинали, до 45—80 м в пределах купола Мортук и Кокпектинской антиклинали. На Чушкакульской антиклинали ее мощность колеблется в пределах 60—80 м, на юге Берчогурской синклинали превышает 65 м (верхняя часть срезана раннеплиоценовой эрозией), в Североустюртской опорной скважине увеличивается до 136 м, в ядре Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали достигает 120—130 м. На Тасаранском горсте мощность алтыкудукской свиты вновь уменьшается до 40 м.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхнемеловые отложения широко распространены на территории периферии Мугоджар. Для Западного Примугоджарья они наиболее подробно описаны С. Н. Колтыпиным (1957), а для Северного Приаралья — А. Л. Яншиным (1953).

Сеноманский ярус

В средней и южной частях Чушкакульской антиклинали, на п-ове Куланды, в ряде скважин Донгузтауского артезианского бассейна (к юго-западу от сора Чушкакуль) и в Североустюртской опорной скважине с размывом на песчаных отложениях алтыкудукской свиты залегают литологически сходные с ними морские осадки сеномана.

На юге Чушкакульской антиклинали они сложены желтоватыми кварцевыми песками с караваями кварцитовых песчаников. Литологически они очень сходны с песками верхнего альба и отличаются от последних только примесью глауконита, меньшими размерами зерен и отсутствием включений гальки; поэтому резкой границы между ними не наблюдается. При картировании осадки сеномана обычно не отделяются от верхнеальбских, а если и выделяются, то с большим трудом и часто со значительной долей условности. По всей вероятности, постепенный переход между ними объясняется тем, что сеноманское море, наступая в пределы Чушкакульской антиклинали, размывало берега, сложенные песками верхнего альба, и переотлагало этот материал. Достоверные осадки сеномана имеются не только на юге и на западном крыле антиклинали (Яншин, 1940), но и в более северных районах восточного ее крыла. В средней части Чушкакульской структуры осадки сеномана слагают крылья дополнительного поднятия и образуют довольно хорошие обнажения в балке Сарнын-сай. Здесь они представлены такими же, как и на юге, глауконитово-кварцевыми песками светло-серой и зеленовато-серой окраски, часто алевритистыми, содержащими два прослоя кварцитовых известковистых песчаников, переполненных ракушей. В основании сеномана прослеживается слой крупного гравийного песка с мелкими галечками кварца и кремня.

На п-ове Куланды сеноман представлен глауконитово-кварцевыми мелкозернистыми песками с ракушечными железистыми буровато-серыми песчаниками в основании. В Донгузтау буровые скважины вскрыли аналогичные глауконитово-кварцевые мелкозернистые пески, алевриты с прослоями светло-серых, серых, зеленовато-серых глин и крепких песчаников, причем количество глинистых прослоев заметно увеличивается к югу. В Североустюртской опорной скважине сеноман был вскрыт в интервале 640—675 м и почти целиком сложен серыми темно-серыми и зеленовато-серыми слюдистыми песчанистыми глинами и алевритами с прослоями мелкозернистого кварцево-глауконитового песка и известковистого песчаника.

В кварцитовых песчаниках Чушкакульской антиклинали различными исследователями были найдены ядра и отпечатки сеноманских *Exogyra conica* Sow., *Gryphaea hippopodium* Nils. и *Inoceramus crippsi* Mant. На п-ове Куланды в песчаниках обнаружены *Gryphaea hippopodium* Nils., *Liostrea bergi* Arkh., которые были определены А. Д. Архангельским (1912, 1916, 1926) из несомненно сеноманских отложений п-ва Токмак-ата. В Североустюртской опорной скважине близ кровли сеномана встречен *Inoceramus* cf. *tenuis* Mant., а в низах —*In.* cf. *crippsi* Mant. (определения А. С. Савельева). П. Т. Рыгиной отсюда выделен комплекс нижнесеноманских фораминифер: *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Gaudryina spissa* Berth., *Gyroidina* ex gr. *subconica* Vass., *Valvulineria* ex gr. *lenticula* (Reuss) var. *ognata* Vass. и др.

Если в верхнем альбе море располагалось к западу и юго-западу от периферии Мугоджар и только в отдельные моменты его кратковременные небольшие трансгрессии в виде языков достигали района западных частей северных чинков Устюрта, то в сеномане произошло значительное расширение морского бассейна (фиг. 13). В Западном Примугоджарье отсутствуют достоверно доказанные морские отложения сеномана. Они имеются сразу же западнее меридиана 57°. Однако сеноманское море, по-видимому, заходило почти до меридиана 58°, о чем свидетельствуют находки переотложенной сеноманской фауны в фосфоритовом слое основания сантона. Его осадки были здесь уничтожены последующими трансгрессиями. От западной границы Иембетско-Кокпектинской линии унаследованных антиклиналей, идущей примерно по меридиану 58°, берег сеноманского моря, огибая Намазтаускую антиклиналь и проникая к северу в виде языка в Алитаускую синклиналь, подходил к средней части Чушкакульской антиклинали, а отсюда заходил к северу по оси Челкарского прогиба почти до г. Челкара, и далее простирался к северо-востоку от п-ова Куланды. Восточнее отмеченной линии морским отложениям сеномана местами (в особенности в синклинальных погружениях) соответствуют континентальные породы верхов алтыкудукской свиты.

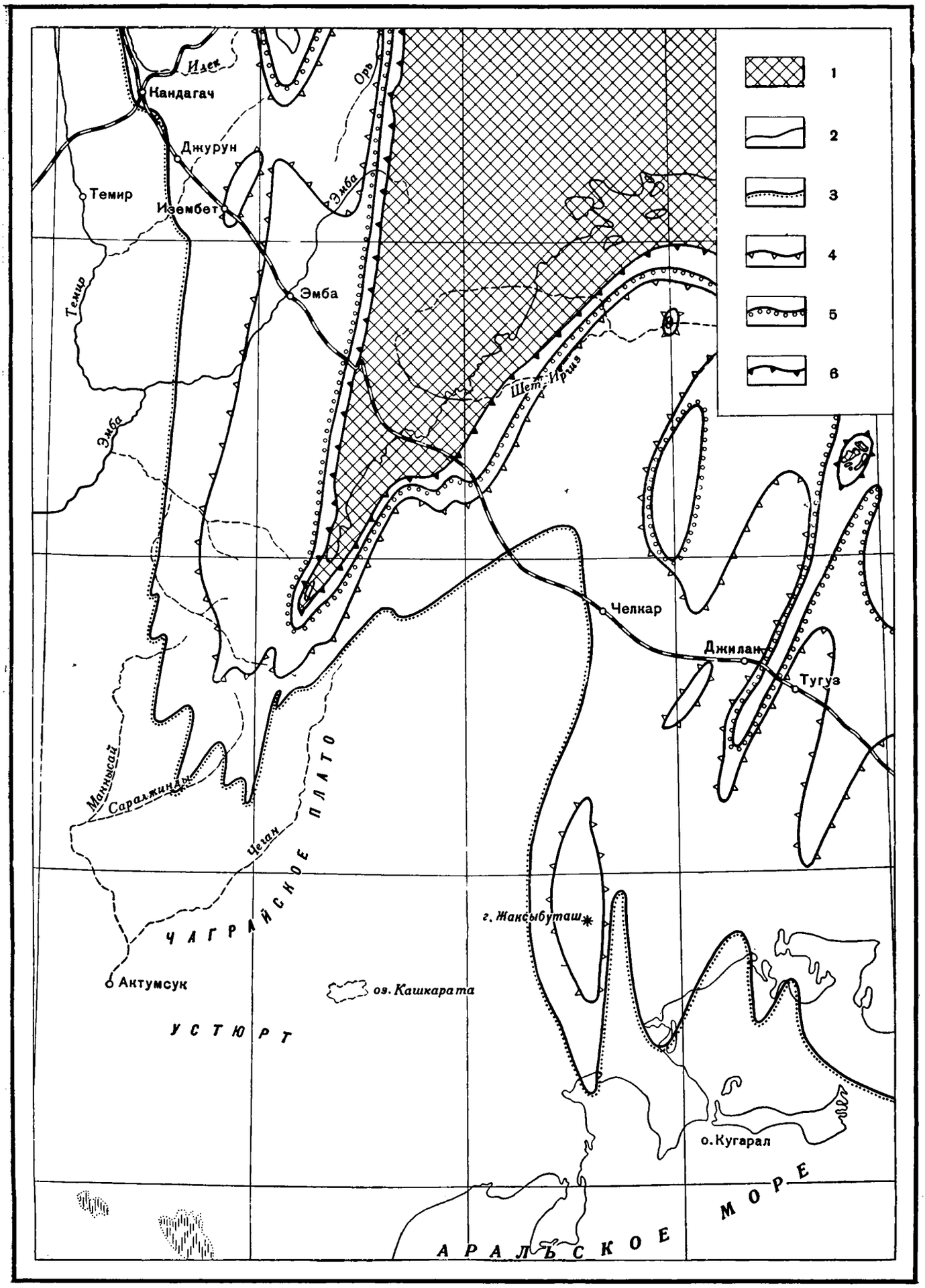
Мощность морских отложений сеномана на Чушкакульской антиклинали колеблется от нулевой до 12—15 м, на Куландинской антиклинали достигает 15 м, в Североустюртской скважине равна 35 м, а в районе Донгузтау доходит до 35—40 м.

Туронский ярус

В туронский век произошло расширение моря. Его отложения распространены более широко, чем осадки сеномана. В Западном Примугоджарье морские отложения турона неизвестны, хотя, судя по остаткам фауны в фосфоритовом горизонте основания сантона, туронское море огибало с юга палеозойское поднятие Аксу и, вероятно, в виде узкого залива проникало в пределы Орского грабена, а отсюда вдоль Иембетско-Кокпектинской антиклинальной зоны шло к северной части Чушкакульской антиклинали (см. фиг. 11).

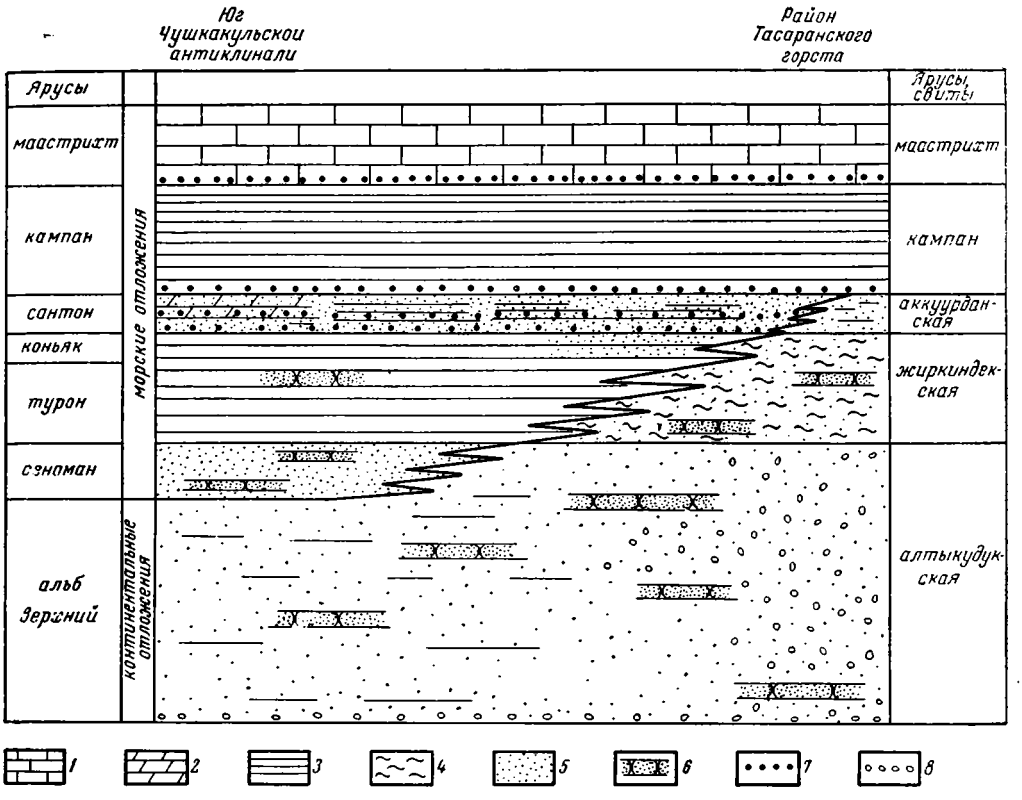
Его отложения выходят на поверхность на крыльях этой антиклинали, вскрыты бурением к югу от нее, в Донгузтау и на Северном Устюрте. От северной части Чушкакульских дислокаций берег туронского моря простирался к району балки Бахатай на восточном борту Берчогурской синклинали, отсюда к югу от балки Жаманшиили (Аккуурдан) и Каульджурской антиклинали, затем в бассейн р. Шет-Иргиз и район его впадения в р. Иргиз. Оно покрывало весь Челкарский прогиб, в северной части которой морские отложения турона вскрыты многими скважинами. Морской турон обнаружен и в районе слияния рек Шет-Иргиза и Улу-Иргиза. Отсюда граница моря почти меридионально отступала далеко на юг, проходила севернее п-ова Куланды, где морские туронские отложения обнажены, и протягивалась с заливами по синклинальным структурам, далеко вдающимися на север до района Аральска, где морской турон недавно был открыт несколькими скважинами.

Морские отложения турона представлены толщей темно-серых и зеленовато-серых плотных глин, гипсоносных на поверхности и пиритоносных на глубине, с прослоями зеленовато-серых алевритов, мелкозернистых глауконитовых песков и плитчатых известковистых, часто железистых песчаников, реже ракушечных мергелей. Глины содержат конкреции сидеритов и мергелей. Близ Мугоджар, в северных частях Чушкакульской антиклинали и Челкарского прогиба, разрез турона становится более песчаным.



Фиг. 13. Схема развития верхнемеловой трансгрессии на периферии Мугоджар (от сеномана до кампана)

1 — площадь палеозоя, не перекрывавшаяся кампанским морем; *2* — граница современного выхода палеозоя на поверхность; *3* — граница распространения сеноманского моря; *4* — граница распространения туронского моря; *5* — граница распространения сантонского моря; *6* —граница распространения кампанского моря



Фиг. 14. Широтный профиль от южного конца Чушкакульской антиклинали до Тасаранского горста, показывающий соотношение морских и континентальных отложений верхнего мела и верхнего альба

1 — мел и мелоподобные мергели; *2* — мергели; *3* — глины; *4* — глины пестроцветные; *5* — пески; *6* — песчаники; *7* — фосфориты; *8* — галька кварца, кремнистых и других пород

В районах Чушкакульской и Куландинской антиклиналей, а также во многих скважинах Донгузтау и Челкарского прогиба в описанных отложениях была обнаружена характерная для турона ископаемая фауна: *Placenticeras placenta* Dekay, *Pl. kharesmense* Lah., *Prionotropis woolgari* Mant., *Baculites romanovskyi* Arkh., *Inoceramus lamarcki* Park., *In. labiatus* Schloth. и др.

Мощность туронских морских отложений изменяется от нулевой до 20—30 м в средней части Чушкакульской антиклинали и до 40 м у Чушкакульского сора. В Челкарском прогибе их мощность колеблется от 0 до 65 м, на Куландинской антиклинали не менее 50 м. В районе Донгузтауского артезианского бассейна она достигает 45—80 м, в Североустюртской опорной скважине равна 36 м.

Восточнее береговой линии морского бассейна в туронское время продолжали накапливаться континентальные озерные, речные и дельтовые осадки (фиг. 13, 14), по литологической характеристике имеющие много общего с кызылшенской свитой среднего альба. Континентальные отложения турона были выделены нами (Гарецкий, Кузьмина, 1956) в жиркиндекскую свиту.

В Западном Примугоджарье первая с севера область развития отложений жиркиндекской свиты находится близ оз. Кандыкуль. Здесь в своде южной брахиантиклинали Кандыкульской структуры из-под фосфоритового слоя основания сантона выходят пестроцветные (серовато-белые,

буровато-красные) каолинистые глины с прослоями плитчатых железистых песчаников.

По р. Кокпекты на восточном крыле Кокпектинской антиклинали в кровле верхнеальбских песков наблюдается пачка до 3 м мощности, сложенная серыми, бурыми, красно-бурыми и желтовато-серыми каменистыми глинами и алевритами. Аналогичная пачка желтовато-серых, буровато-серых и серых глин погружается под фосфоритовый слой сантона на северном периклинальном окончании Кокпектинской антиклинали. Пачка серых и белых глин в кровле верхнего альба была отмечена В. А. Вахрамеевым (1952) на южной периклинали Кокпектинской структуры, в верхнем течении Атжаксы, примерно в 14 км выше впадения в нее р. Кокпекты. В этом же районе, близ слияния Кумсая и Атжаксы, в основании пачки серых глин, в прослое железистого гравелита, налегающего на толщу чистых песков алтыкудукской свиты, нами были обнаружены ядра пресноводной фауны, среди которой Г. Г. Мартинсон определил: *Unio* sp., *Anodonta* sp., *Megalovalvata* sp.

Близкие по характеру отложения были обнаружены также на глубине 131 м при бурении на воду в синклинали оз. Соркуль. Они представлены здесь каолинистыми пестрыми (красными, часто с пятнами серых) плотными глинами мощностью 4 м.

В северной части западного крыла Чушкакульской антиклинали в морских отложениях турона по мере движения к северу увеличивается количество песчаных прослоев, в них начинают появляться прослои фиолетово-серых, красновато-бурых, желтовато-серых песчанистых глин, которые в верховьях Жаинды уже целиком замещают зеленовато-серые морские отложения. Такие же континентальные пестрые глины и пески с обуглившимися растительными остатками были вскрыты скважинами в своде Намазтауской антиклинали. В южной ее части в редких прослоях сероцветных глин были обнаружены остатки верхнемеловой микрофауны. Здесь наблюдается переслаивание морских и континентальных горизонтов турона.

В долине балки Жаманшиили (Аккуурдан) А. Л. Яншиным (1953) была описана крупная линза плохо обнаженных красных и малиновых каолинистых глин, которая залегает между отложениями морского палеогена и алтыкудукской свитой верхнего альба. Эту пачку пестроцветных глин также правильнее относить к жиркиндекской свите.

Отложения этой свиты были открыты нами в своде Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали. Они слагают здесь наиболее молодую часть континентальных меловых отложений, расположены непосредственно ниже нуммулитовых слоев палеогена и подстилаются песчано-гравийными породами алтыкудукской свиты. Они состоят из пестроцветных (красных,серых, бурых, зеленых, малиновых, белых, часто пятнистых) каменистых каолиновых глин, кварцево-слюдистых мелкозернистых, часто мучнистых каолинистых, белых, светло-серых и желтовато-серых песков, с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников.

К той же жиркиндекской свите следует отнести пестроцветные отложения района горы Тасаран, выделенные А. Л. Яншиным (1953) под названием второй свиты. Они сложены плотными каменистыми пестрыми каолинистыми глинами с прослоями грязно-белых, серовато-желтых мелкозернистых глинистых песков и железистых песчаников.

Далее к востоку, уже за пределами исследуемой территории отложения жиркиндекской свиты вскрыты бурением в районе ст. Саксаульская и ст. Аральское море (Яншин, 1953), вновь выходят на поверхность в низовьях Сыр-дарьи (Петрушевский, 1933; Воскобойников, 1953; Самодуров, 1955) и у северо-западного конца хребта Каратау (Ярмоленко, 1935).

О туронском возрасте жиркиндекской свиты свидетельствует наблюдавшийся нами на западном крыле северной части Чушкакульской

Таблица 9

Споро-пыльцевой состав туронских отложений периферии Мугоджар, в %

Виды спор и пыльцы	Район горы Алитау		12 км к югу от сора Чушкакуль	Музбельская брахиантиклиналь
	скв. 7		скв. К-27	скв. К-23
	7—10 м	29—35 м	222—224 м	93—97 м
Споры папоротникообразных				
Lycopodium sp.	—	—	—	2
Selaginella sp.	0,5	1	5,5	—
S. kemensis Hlonova	2,5	6	—	0,5
S. rareverrucosa Hlonova	0,5	—	—	—
S. utrigera Bolkh.	1	5	5,5	—
S. aurea Bolkh.	0,5	—	—	—
S. simplex Bolkh.	1,5	1	—	—
S. obscura Bclkh.	—	—	1,5	—
S. vaginatiformis Bolkh.	—	—	1,5	2,5
S. cf. rugulosa Bolkh.	—	—	2	—
Aneimia tricostata Bolkh.	—	—	1	—
A. macrorchyza (Bolkh.) Bolkh.	1	—	—	—
A. exilioides (Mal.) Bolkh.	—	2	1	1,5
A. remissa Bolkh.	—	—	—	0,5
Pelletieria minutestriata (Bolkh.) Bolkh	1,0	2	—	2
P. striata (Bolkh.) Bolkh.	—	—	2	—
Lygodium smithianiformis Bolkh.	0,5	1	—	—
Lygodium visibilis Bolkh.	1	—	—	—
L. subsimplex (Naum.) Bolkh.	0,5	5	5	3,5
L. asper (Bolkh.) Bolkh.	—	—	0,5	—
L. pseudogibberulum Bolkh.	—	—	—	5
L. paragaudium Bolkh.	—	3	2,5	—
Schizaea sp.	—	—	—	0,5
Sch. diserta Bolkh.	—	—	2	—
Sch. laevigatiformis Bolkh.	—	5	3,5	—
Sch. dorogensis Pot.	20	10	2,5	1
Sch. certa (Bolkh.) Bolkh.	—	3	—	1
Gleichenia sp.	—	2	5,5	—
Gl. triplex Bolkh.	—	—	—	1
Gl. delicata Bolkh.	—	—	0,5	3
Gl. angulata Bolkh.	—	—	—	7
Gl. stellata Bolkh.	—	—	2	—
Gl. cf. *carinata* Bolkh.	—	—	0,5	—
Adiantum mollis Bolkh.	1,5	6	0,5	4
A. speciosum Bolkh.	—	2	1,5	—
Pteris sp.	—	—	—	2
P. parvimamma Bolkh.	1	—	—	—
P. spinosa Bolkh.	2	—	2	—
Acrostichum elegans K.-M.	—	—	—	1,5
Polypodiaceae	—	1	—	0,5
Woodsia reticulata Bolkh.	—	—	—	0,5
Cheiropleuria sp.	—	—	1	0,5
Dennstaedtia concava Bolkh.	—	—	1	—
Osmunda sp.	—	1	—	—

Таблица 9 (продолжение)

Виды спор и пыльцы	Район горы Алитау		12 км к югу от сора Чушкакуль	Музбельская брахиантиклиналь
	скв. 7		скв. К-27	скв. К-23
	7—10 м	29—35 м	222—224 м	93—97 м
Coniopteris sp.	0,5	—	—	—
Leiotriletes pallidus Bolkh.	—	—	0,5	—
L. arpilobus Bolkh.	1,5	—	—	—
Lophotriletes sp.	—	—	0,5	—
L. cavus Bolkh.	—	—	0,5	—
L. planus Hlonova	—	—	1,5	—
L. confragosus Bolkh.	1,5	—	—	0,5
L. spurius Bolkh.	—	—	—	6
Stenozonotriletes radiatus Hlonova	3,5	4	5,5	3
Chomotriletes reduncus Bolkh.	5	10	10,5	9
Неопределенные споры	—	10	6	6
Всего	47,0	70,0	75,5	64,5
Пыльца голосеменных				
Ginkgo trinita Bolkh.	—	—	0,5	—
G. parva (Naum.) Bolkh.	0,5	—	—	3,5
Bennettites sp.	—	—	—	0,5
Bennettites tenuissimus Bolkh.	—	—	0,5	—
Podozamites sp.	—	—	0,5	—
P. laricinus Bolkh.	0,5	—	1	—
P. ovatus Bolkh.	—	—	—	1
P. coniferoides Bolkh.	—	—	—	0,5
Cupressacites sp.	—	—	—	0,5
C. coriaceus Bolkh.	21,5	4	6,5	4
Podocarpus sp.	—	2	—	—
P. cretacea (Naum.) Bolkh.	1,5	—	0,5	—
P. nigraeformis Bolkh.	1	—	—	—
Pinus sp.	—	—	—	4
P. aralica Bolkh.	1	1	3,5	3,5
P. vulgaris (Naum.) Bolkh.	—	—	5	5,5
P. subconcinua Bolkh.	—	—	1	—
P. sacculifera (Mal.) Hlonova	—	5	4	—
P. insignis (Naum.) Bolkh.	2	—	—	—
P. concessa Bolkh.	1	—	—	—
Cedrus absoluta Hlonova	—	5	—	—
Всего	29,0	17,0	23,0	23,0
Пыльца покрытосеменных				
Leguminosae	10	3	—	—
Salix sp.	3	6	—	—
Protoquercus sp.	3	—	2	—
Pr. agdjakendensis Bolkh.	—	—	—	1
Triptycha sp.	1,5	—	1,5	—
Tr. striata Hlonova	4	3	4	0,5
Castanea sp.	—	—	1	—

Таблица 9 (окончание)

Виды спор и пыльцы	Район горы Алитау		12 км к югу от сора Чушкакуль	Музбельская брахиантиклиналь
	скв. 7		скв. К-27	скв. К-23
	7—10 м	29—35 м	222—224 м	93—97 м
Paliurus sp.	0,5			
Quercus aurita Bolkh.	—	—	—	8
Miricaceae	—	—	—	0,5
Angiospermae sp. indet.	2	1	3	2,5
Всего	24,0	13,0	11,5	12,5

антиклинали постепенный переход ее пестроцветных пород в морские отложения турона. Туронский возраст отложений жиркиндекской свиты района Намазтауской антиклинали был подтвержден сравнением полученных из них спорово-пыльцевых комплексов со спектром спор и пыльцы, выделенным из фаунистически охарактеризованных туронских осадков средней части Чушкакульской антиклинали. По данным Н. А. Болховитиной и И. З. Котовой, они оказались очень сходными (табл. 9).

Процентный состав всех групп спор и пыльцы колеблется в следующих пределах: споры составляют от 47 до 75%, голосеменные от 17 до 29%, покрытосеменные от 11 до 24%. По заключению Н. А. Болховитиной, среди спор во всех образцах отмечаются споры семейства Schizaeaceae, куда относятся четыре вида *Aneimia*, два вида *Pelletieria*, шесть видов *Lygodium* и четыре вида *Schizaea*. Чаще всего встречаются споры *Schizaea*. Среди спор плаунов найдено девять видов *Selaginella*, из мхов — два вида *Sphagnum*. Среди папоротников в небольшом количестве наблюдаются *Adiantum mollis* Bolkh. и пять видов *Gleichenia*, среди которых уже нет видов, характерных для апта и альба. Во всех образцах обнаружены типичные для сеномана и турона споры *Stenozonotriletes radiatus* Hlonova и *Chomotriletes reduncus* Bolkh. Последние изредка встречаются также в альбе. Среди голосеменных во всех образцах найдено значительное количество пыльцы *Cupressacites coriaceus* Bolkh., *Podocarpus cretacea* (Naum.) Bolkh., нескольких видов *Pinus* и рода *Cedrus*, причем пыльца вида *Pinus aralica* Bolkh. не найдена ниже по разрезу. Среди пыльцы покрытосеменных следует отметить *Salix* sp., *Protoquercus* sp., Leguminosae, *Castanea* sp., *Paliurus* sp. и особенно характерные для турона *Triptycha striata* Hlonova и *Triptycha* sp.

Из жиркиндекской свиты Алагузского поднятия по моим сборам В. А. Вахрамеевым были определены отпечатки листьев: *Platanus cuneifolia* Bronn (составляет примерно около 75% всех отпечатков), *Asplenium Dicksonianum* Heer, *A.* sp., *Cladophlebis* cf. *frigida* (Heer) Seward, *Cyparissidium gracile* Heer, *Anacardites Neuburgae* Vachr., *Cissites* sp., *Zizyphus* sp. Эта ископаемая флора по видовому составу наиболее близка флоре Теректысая, которую В. А. Вахрамеев (1952) считает сеноманской, а А. Л. Яншин (1953) — верхнеальбской. Однако это не противоречит сделанному выводу о туронском возрасте жиркиндекской свиты. *Platanus cuneifolia* Bronn., характерный для сеноман-верхнеальбских отложений Западного Казахстана, был встречен в большом количестве среди туронской флоры урочища Кызылжар, близ северо-западного окончания хребта Каратау (Ярмоленко, 1935), а также в аналогичных пестроцветных отложениях турона низовьев р. Сыр-дарьи

(Самодуров, 1955). *Anacardites Neuburgae* V a c h r. встречен только в отложениях сеномана (В. А. Вахрамеев, 1952) и неизвестен в верхнем альбе (Кульденен-Темир и др.). Остальные виды имеют или довольно широкий возрастной диапазон распространения, захватывающий и турон, или их действительное вертикальное распространение еще недостаточно выяснено. Новое местонахождение ископаемой флоры представляет большой интерес, так как до сих пор богатая туронская флора в Казахстане была известна лишь в одной точке — в урочище Кызылжар.

В этих же слоях жиркиндекской свиты на Алагузском поднятии были собраны ядра пелеципод, отнесенные Г. Г. Мартинсоном к трем видам: *Unio immutatoides* M a r t i n s., *U. corbiculensis* M a r t i n s., *U.* sp. По заключению Г. Г. Мартинсона, аналогичные формы были им определены из коллекции М. Е. Воскобойникова. Последний собрал пресноводных моллюсков из песчано-глинистых отложений с прослоями пестрых глин, развитых в Восточном Приаралье и относимых им (Воскобойников, 1953) к нижней свите континентального сенона. Однако среди этих унионид встречаются «высокие пелециподы рода *Sainschandia*, которые известны в туронских слоях Монголии». На этом основании Г. Г. Мартинсон считает, что пресноводная ископаемая фауна, собранная как М. Е. Воскобойниковым, так и мной, имеет туронский возраст. Вполне возможно, что пестроцветные породы, в которых М. Е. Воскобойниковым были найдены ядра пелеципод, относятся еще к турону, а не сенону.

Мощность отложений жиркиндекской свиты колеблется от нулевой до 2—5 м в Западном Примугоджарье, достигает 20—40 м в районе Намаз-тауской антиклинали и западного крыла северной части Чушкакульской структуры. На Алагузской брахиантиклинали она изменяется от 0 до 25 м, а в районе Тасаранского горста от 5 до 20 м.

В Западном Казахстане к о н ь я к с к и й я р у с как самостоятельный стратиграфический горизонт не выделяется. Однако осадки этого яруса несомненно имеются. Так, к югу от Чушкакульской антиклинали в Донгузтауском артезианском бассейне бурением были вскрыты под фосфоритовым горизонтом нижнего сантона зеленовато-серые плотные глины, из которых С. А. Добровым был определен *Inoceramus* aff. *sturmi* A n d e r t. В Вестфалии этот вид характерен для коньякского яруса. Поэтому можно предполагать, что в синклинальных погружениях юга периферии Мугоджар выше туронских отложений сохранились сходные с ними осадки коньякского яруса. Следует отметить, что названная выше форма очень редка и в пределах Союза ранее не указывалась. Вполне возможно, что в ряде мест континентальные отложения жиркиндекской свиты также частично охватывают и коньяк.

Сантонский ярус

В сантонский век произошло дальнейшее расширение морского бассейна (см. фиг. 13) и его осадки широко известны на периферии Мугоджар. Они развиты в Западном Примугоджарье вплоть до самого подножья Мугоджарских гор, которые являлись здесь границей сантонского моря. Они обнажены в долинах Эмбы и Темира, на крыльях унаследованных антиклиналей Изембетско-Кокпектинской зоны, вскрыты бурением во многих точках синклинальных погружений. Отложения сантона выходят на крыльях Чушкакульской антиклинали, обнаружены бурением к западу и югу от нее. Бурение вскрыло эти породы в северной части Челкарского прогиба к юго-востоку от Каульджурской структуры. Они обнажены на п-ове Куланды. В пределах Тасаранского горста морской сантон уже отсутствует, хотя далее к востоку вновь появляется в разрезах скважин на ст. Саксаульская и в Аральске (уже за пределами рассматриваемой территории).

Сантонские отложения подразделяются на два подъяруса: нижний и верхний. В основании сантона несогласно на отложениях коньяка, турона или верхнего альба залегает фосфоритовый слой, состоящий из крупных желваков фосфоритов, местами сцементированных в плиту мощностью в 0,2—0,5 м. Выше слоя фосфоритов лежат зеленовато-серые кварцево-глауконитовые мелкозернистые пески с прослойками песчаников. К северу от Теректысайской антиклинали это чистые пески. В районе купола Мортук нижний сантон представлен более глинистыми известковистыми песками с прослоями зеленовато-серых алевритов и темно-серых с зеленоватым оттенком глин. Глинистые прослои исчезают с приближением к Мугоджарам на Кокпектинской и Чушкакульской антиклиналях. Глинистыми кварцево-глауконитовыми известковистыми песками сложен нижний сантон в районе г. Челкар и на Северном Устюрте. Вдоль оси Челкарского прогиба намечается погрубение материала к северу. Кварцево-глауконитовые пески и алевриты с прослоями фосфоритовых желваков и галек развиты на п-ове Куланды.

Почти во всех пунктах развития нижнего сантона найдена та или иная характерная ископаемая макро- и микрофауна. Представителями первой являются *Belemnitella praecursor* S t o l l., *Actinocamax propinquus* M o h., *A. verus* M i l l. var. *fragilis* A r k h. и др.

Во многих местах (ряд участков Чушкакульской, Кокпектинской антиклиналей, северная часть Челкарского прогиба и др.) сохранилась только фосфоритовая серия нижнего сантона мощностью от 0,3 до 1,5—2 м. Мощность нижнего сантона в Западном Примугоджарье колеблется от 2 м близ Мугоджар до 15—20 м на участках крайних восточных соляных куполов Мортук, Кумызтюбе и др. В Североустюртской скважине она достигает 16 м.

На границе нижнего и верхнего сантона обычно наблюдается второй фосфоритовый слой, состоящий из мелких желваков фосфоритов, мощностью в 0,1—0,3 м. В Примугоджарье, в районе Теректысайской антиклинали, выше этого слоя залегает пачка зеленовато-серых, светлых мелкозернистых глинистых кварцево-глауконитовых песков. В районе купола Мортук верхний сантон обычно сложен карбонатными темными глинами с прослойками мергелей, реже алевритов и известковистых глинистых мелкозернистых песчаников. К Кокпектинской и Чушкакульской антиклиналям несколько увеличивается количество прослоев песков и песчаников. Примерно такой же состав имеет верхний сантон в северной части Челкарского прогиба и на п-ове Куланды. В последнем районе, правда, преобладают пески и алевриты. В Североустюртской скважине верхний сантон представлен светло-серыми плотными мергелями, которые внизу становятся песчанистыми и постепенно переходят в известковистые алевриты и мелкозернистые пески. В отложениях верхнего сантона часто можно встретить руководящую для него *Oxytoma tenuicostata* R o e m.

Мощность верхнего сантона колеблется от 1 до 10 м. Общая мощность отложений сантона изменяется от 0,3 до нескольких метров близ Мугоджар, от 25—30 до 40 м в районе балки Теректысай, от 2 до 30 м на площади развития крайних соляных структур, достигает 8—10 м в пределах Кокпектинской антиклинали, 14 м в бассейне Маннысая. В пределах Чушкакульской антиклинали она меняется от 0,3 до 10—15 м, на севере Челкарского прогиба от 0 до 21 м. В Североустюртской скважине мощность сантона достигает 24 м, а на п-ове Куланды 45,4 м.

Восточнее границы сплошного развития морских отложений сантона в ряде пунктов сохранились континентальные породы, по-видимому, примерно соответствующие сантонскому ярусу (см. фиг. 14).

В верховьях балки Жаманшиили (Аккуурдан), к северу от ст. Каульжур, ниже морских отложений кампана А. Л. Яншиным (1953) была обнаружена пачка глинистых песков и песчанистых глин светло-серого и

пепельно-серого цвета с прослойками мелкого гравия. В верхней части она содержит углистые отпечатки *Sequoia Reichenbachii* Heer, *Widdringtonites* sp. и платанов типа *Platanus latior* Knowlt. Эта пачка была отнесена А. Л. Яншиным к коньяк-сантону. Видимо, одновозрастные отложения были выделены А. Л. Яншиным (1953) в районе горы Тасаран в качестве первой свиты континентального мела. Они залегают под морскими слоями кампанского яруса и сложены мелкозернистыми слюдистыми желтовато-серыми песками с прослоями плитчатого кремнисто-железистого средне- и мелкозернистого, часто глинистого песчаника. Встречаются пачки пепельно-серых глин с прослойками песка и песчаника. В нижней части пачки найдены ядра мелких гастропод, по общей форме близких к *Paludina*. В основании пачки проходит прослой светло-серого крупнозернистого песчаника мощностью в 0,15—0,2 м. Описанная пачка пород лежит на отложениях жиркиндекской свиты турона.

А. Л. Яншин (1953) рассмотренные континентальные отложения условно назвал верхней песчаной свитой. Наиболее целесообразно континентальные аналоги морских осадков сантона на периферии Мугоджар выделять по имени балки Жаманшиили (Аккуурдан), где они довольно полно развиты, под названием аккуурданской свиты.

Кроме упомянутых пунктов, отложения аккуурданской свиты вскрыты скважиной, пробуренной ЗККГЭ близ разъезда Тусплок на Тасаранской антиклинали, к северу от горы Тасаран. Они обнаружены здесь на глубине 69 м под темно-серыми глинами палеоцена (?) и представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми кварцево-слюдистыми песками с прослоями глин.

В 20 км к северо-северо-востоку от разъезда Тусплок, в верховьях балки Аккуурдан в сводовой части одного из брахиантиклинальных вздутий Тасаранской антиклинали под 1,2 м аллювиальных отложений балки ручной скважиной на 9,9 м были вскрыты желтовато-серые и серые мелкозернистые кварцево-слюдистые пески с несколькими прослойками серых и темно-серых глин аккуурданской свиты.

К сантону аккуурданская свита относится нами условно на основании ее стратиграфического положения ниже морских отложений кампана и выше жиркиндекской свиты турона, а также литологического сходства с континентальными сантонскими осадками низовьев Сыр-дарьи, где они широко развиты и изучены М. Е. Воскобойниковым (1953) и В. И. Самодуровым (1955, 1958).

Мощность отложений аккуурданской свиты в районе балки Аккуурдан, к северу от ст. Каульджур, примерно равна 10—15 м. В районе горы Тасаран она изменяется от нулевой в южной части горст-брахиантиклинали до 15 м на севере. Близ разъезда Тусплок аккуурданская свита была пройдена от кровли до подошвы и ее мощность равна 17,2 м.

Кампанский ярус

В кампанский век верхнемеловая трансгрессия охватила почти всю территорию периферии Мугоджар (см. фиг. 13). Только в виде обширного полуострова с севера вдавались Мугоджарские горы. Отложения кампана обнажены на значительной площади Западного Примугоджарья, отдельными участками выходят на крыльях Чушкакульской антиклинали (на большей ее площади они уничтожены маастрихтской трансгрессией), вскрыты бурением во многих местах к западу и югу от Чушкакульской антиклинали и в северной части Челкарской синклинали. Они известны на п-ове Куланды, в горст-брахиантиклинали района горы Тасаран и далее к востоку, в разрезах скважин на ст. Саксаульская и в Аральске.

Кампанские отложения в Западном Примугоджарье представлены однообразной толщей зеленовато-серых, гипсоносных с поверхности и пирито-

носных на глубине, плотных, часто алевритистых глин. Близ Мугоджарских гор среди глин появляется значительное количество прослоев зеленовато-серых тонко- и мелкозернистых кварцево-глауконитовых песчаников, а сами глины становятся алевритистыми и часто песчанистыми. С удалением от Мугоджар уменьшается песчанистость глин, а в районе песков Кумжарган и Кокжиде среди глин появляются прослои грязно-белых мергелей. Южнее карбонатность толщи увеличивается еще больше и в бассейне Маннысая кампан представлен мергелистыми глинами и мергелями. В основном мергелистый разрез имеет кампан в урочище Донгузтау и на Северном Устюрте. На восточном крыле Чушкакульской антиклинали и в северной части Челкарского прогиба кампанские отложения вновь становятся менее известковистыми и представлены зеленовато-серыми глинами. На п-ове Куланды под современными эоловыми песками на западном крыле антиклинали несколькими скважинами были обнаружены маломощные мелоподобные мергели, содержащие кампанскую микрофауну. Зеленовато-серыми песчанистыми и алевритистыми глинами сложен кампан района горы Тасаран. В основании кампана во многих местах развит слой желваков фосфоритов, заключенных в светлом известковистом песке или зеленовато-серой песчанистой глине.

В большинстве пунктов среди описанных глин были обнаружены руководящие для кампана *Belemnitella mucronata* S c h l o t h. или выделены характерные комплексы фораминифер. В Западном Примугоджарье, к западу от Чушкакульской антиклинали и на Северном Устюрте находками *Belemnitella langei* S c h a t s k y и микрофаунистическими исследованиями доказано присутствие верхней зоны кампана[1].

Мощность кампанских отложений по профилю I—I меняется от 35 до 71 м, на крыльях Теректысайской антиклинали достигает 30 м. По профилю II—II она колеблется в пределах 20—92 м, в районе Кокпектинской антиклинали и к западу от нее 40—100 м, причем на верхнюю зону кампана приходится 8—10 м. В районе горы Алитау мощность кампана уменьшается до 4—10 м, а к Чушкакульской антиклинали он выклинивается совсем. К югу в Донгузтауском бассейне она возрастает до 80—104,6 м, в Североустюртской скважине она равна 80 м. В северной части Челкарского прогиба мощность кампана изменяется от нулевой до 50 м. У ст. Джилан она достигает 7,5 м, на поднятии горы Тасаран — 8,7 м.

Маастрихтский ярус

Отложения нижнего маастрихта, или зоны *Belemnella lanceolata*, соответствуют фазе максимальной трансгрессии верхнемелового моря (см. фиг. 13). Они известны в районе р. Аксу, на южном продолжении зоны Актюбинского Приуралья, вскрыты несколькими скважинами в Примугоджарской синклинальной зоне, слагают крылья Чушкакульской антиклинали, обнаружены скважинами к западу и югу от нее, обнажаются в бассейне Маннысая и на юго-западном крыле Каульджурской антиклинали, вскрыты бурением в Челкарской и Джиланской синклиналях, выходят на поверхность на п-ове Куланды и известны за восточной рамкой территории в районах ст. Саксаульская, г. Аральска и др. Однако площадь их

[1] Зона *Belemnitella langei* S c h a t s k y до 1954 г. всеми относилась к кампану. Совещание по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозоя, основываясь главным образом на характере аммонитовой фауны в Донбассе, постановило относить ее к нижней половине нижнего маастрихта. Однако к настоящему времени накопился значительный материал, который говорит о неправильности решения, принятого в 1954 г., и необходимости оставления зоны *B. langei* в кампане (Соколов, 1958; Найдин, 1958). В силу этого я отношу эту зону к верхнему кампану, тем более, что на периферии Мугоджар она литологически тесно связана с зоной *B. mucronata*, а в ее кровле наблюдается размыв, четко отделяющий ее от лежащей выше зоны *Belemnella lanceolata*.

современного развития на периферии Мугоджар несколько меньше, чем площадь распространения кампанских отложений. Это связано с тем, что вблизи Мугоджар и в зонах поднятий на их периферии маастрихтские осадки были размыты в начале палеогена.

Маастрихт обычно представлен белым писчим мелом, мелоподобными мергелями и реже мелоподобными известняками, содержащими иногда прослои известковистых тонкозернистых песчаников и зеленовато-серых глин. Для разрезов района Аксу и водоразделов Эмбы и Темира, Эмбы и Атжаксы характерны прослои песчанистых мергелей и кварцитоподобных окремнелых песчаников. Такие же песчанистые мергели и мергелистые пески развиты и в других пунктах, близких к береговой линии маастрихтского моря. Они преобладают в отложениях маастрихта балки Жаманшиили (Аккуурдан) к северу от ст. Каульджур на крайнем севере Челкарского прогиба. В северной части Чушкакульской антиклинали в мелоподобных мергелях маастрихта появляется большое количество кремнистых конкреций. В основании меловых пород маастрихта в Примугоджарье, на Чушкакульской антиклинали и на севере Челкарского прогиба развит слой черных желваков фосфоритов мощностью от 0,1 до 0,6 м.

В ряде мест периферии Мугоджар несомненно присутствуют литологические неотличимые от нижнего маастрихта отложения верхнего маастрихта с характерной для них *Belemnitella arkhangelskii* N a i d. Они обнаружены в Западном Примугоджарье, к западу от Чушкакульской антиклинали, в бассейне Маннысая, на Северном Устюрте. По-видимому, верхняя зона маастрихта присутствует и на п-ове Куланды. Интересно отметить, что в отложениях маастрихта северного окончания Кокпектинской антиклинали мной были обнаружены остатки утконосого динозавра (определение А. П. Рождественского). Это новая точка местонахождения динозавров в Казахстане.

Мощность отложений маастрихта в долине р. Аксу достигает 16—28 м. в районе песков Кумжарган на правобережье Эмбы — 40 м. На междуречье Эмбы и Атжаксы мощность маастрихта от 20 м на западе постепенно уменьшается к Кокпектинской антиклинали, где местами его осадки целиком срезаны палеогеном. В районе балки Кыздынсай, правого притока Маннысая, мощность отложений маастрихта увеличивается до 76 м, отсюда к востоку уменьшается до 15—20 м близ горы Алитау. В пределах Чушкакульской антиклинали она меняется от нулевой на севере до 40 м на юге. В низовьях р. Чеган (урочище Донгузтау) она достигает 74—86 м, на Северном Устюрте 88 м. В верховьях балки Жаманшиили (Аккуурдан) мощность маастрихта равна 7 м, у ст. Челкар увеличивается до 80 м, а близ ст. Джилан вновь уменьшается до 6,5 м.

Отложения датского яруса на периферии Мугоджар не известны.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

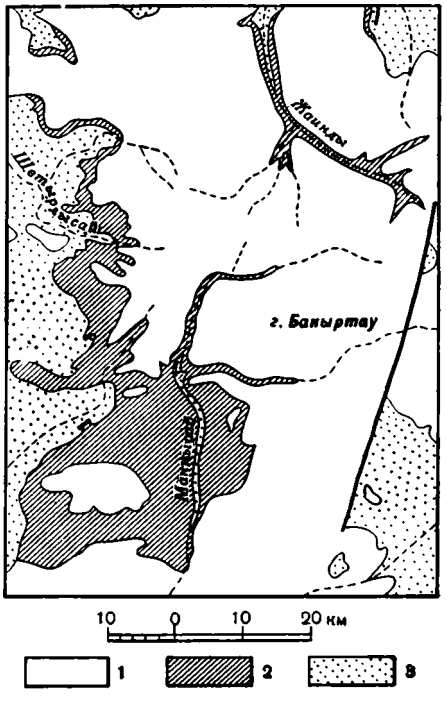
Палеогеновые отложения на периферии Мугоджар пользуются очень широким распространением. Они выполняют синклинальные участки Примугоджарья и почти сплошным покровом развиты на остальной территории. Нижняя часть палеогеновых отложений (палеоцен — нижний олигоцен) представлена сплошными морскими осадками, а верхняя (средний — верхний олигоцен) главным образом континентальными.

Палеоценовые и нижнеэоценовые отложения

В 1948 г. В. Л. Яхимович и В. Ф. Самсонов в бассейне Маннысая между отложениями среднего эоцена и маастрихта выделили пачку пород, в кровле и подошве ограниченную фосфоритовыми слоями. Она была отнесена ими к дат-палеоцену (Яхимович, Кузнецова и Самсонов, 1958). А. К. За-

мареновым (1953, 1959) эта пачка пород была названа маннысайской свитой и отнесена к нижнему эоцену. Маннысайская свита развита в верховьях рек Маннысая, Шетырлысая и Жаинды, по долинам которых ее отложения выходят на поверхность (фиг. 15).

Маннысайская свита на юго-западе сложена плотными серовато-белыми опоковидными мергелями с линзовидными прослойками зеленых мелкозернистых глауконитовых песков в нижней части и зеленовато-серыми тонкозернистыми глинистыми глауконитовыми песками с прослоями опоковидных песчаников и зеленовато-серых глин в верхней части. К северу опоковидные мергели становятся более песчанистыми, разрез свиты почти целиком сложен глауконитовыми песками. В основании свиты повсеместно прослеживается фосфоритовый слой.



Фиг. 15. Схема распространения отложений маннысайской свиты палеоцена на периферии Мугоджар

1 — отложения эоцена и олигоцена (тасаранская и чаграйская свиты); *2* — отложения маннысайской свиты; *3* — отложения мела

Ю. И. Никитиной из образцов маннысайской свиты был выделен комплекс фораминифер: *Globigerina subsphaerica* Subb., *Anomalina danica* Brotzen, *Cibicides hemicompressus* Moroz., *Pytamidina crassa* Brotzen, *Spiroplectammina elegans* Nikitina, *Heterostomella siphonella* Rygina, *Vaginulina robusta* Plumm., *Clavulina angularis* Orb., *Reussella paleocenica* Brotzen и др. Фораминиферы этого комплекса в большинстве своем характерны для палеоцена, причем главным образом для верхнего палеоцена Южной Эмбы, Мангышлака, Донбасса и Крыма. Они позволяют утверждать, что маннысайская свита относится к верхнему палеоцену. Однако микрофауна свиты изучена недостаточно. Поэтому не исключена возможность, что в наиболее полных разрезах маннысайская свита включает верхи нижнего палеоцена или низы нижнего эоцена. В связи с этим для нее в настоящее время целесообразно сохранить местное название. Мощность свиты изменяется от нулевой до 10—12 м в северной части ее развития и до 20 м в верховьях Маннысая.

В 17 км к югу от селения Актумсук (Донгузтау) в 1959 г. ЗККГЭ была пробурена скважина на воду (Б. А. Лифанов), в которой в интервале 267—278 м была пройдена пачка темно-серых плотных слабопесчанистых, известковистых глин с раковистым изломом мощностью 11 м. От лежащих выше глин тасаранской свиты пачка отделена хорошо выраженным фосфоритовым слоем. По четкой границе с редкими мелкими желваками фосфоритов в подошве она налегает на белый писчий мел маастрихта. В глинах этой пачки Т. П. Бондаревой было обнаружено большое количество *Cibicides lectus* Vass., что позволяет считать ее нижнепалеоценовой.

К северу от разъезда Тусплок, в месте выхода на поверхность нуммулитовых слоев основания среднего эоцена в балке Аккуурдан, обнаруженных и описанных А. Л. Яншиным (1953), в 1954 г. мной был пройден шурф, а Н. Э. Зейберлихом ручная скважина, позволившие составить

разрез низов палеогена — верхов мела этого участка. Под фосфоритовым слоем основания тасаранской свиты с желваками известняков со среднеэоценовыми *Nummulites murchisoni* Brunner и *N. distans* Desh. шурфом были вскрыты следующие отложения.

1. Песок глауконитовый, светло-зеленый, мелкозернистый, рыхлый, с редкими раковинками нуммулитов . . . . . .0,05—0,08 м.
2. Песок глауконитовый, темно-серый, с зеленоватым оттенком, тонко- и мелкозернистый, рыхлый, с включением мелких прожилок, точек и небольших отдельных кристаллов гипса, с редкими светло-желтыми пятнами ярозита . . . . . 1,2 м.
3. Глина пестрая (черная, серая, шоколадная), с линзочками светлых мучнистых тонкозернистых песков и песчаников, с вертикальными и наклонными трещинами, заполненными гипсом, с пятнами ярозита; залегает неровно, карманами . . . . . .0,1—0,15 м.
4. Глина черная, плотная, комковатая, слабо песчанистая, загипсованная, неясно-слоистая, в нижней части волнисто-слоистая, с мелкими линзочками светло-серого тонкозернистого глинистого песка, с пятнами ожелезнения и ярозита. . . . . .0,2—0,25 м.
5. Конгломерат мелкогалечный, черный; галька темно-серая, серая, шоколадно-серая, глинистая и песчаниковая, сцементированная глинисто-гипсовым цементом; материал глинистой гальки — глины континентального мела; встречаются кристаллы гипса . . . . . .0,05—0,06 м.

Конгломерат налегает на размытую поверхность континентальных желтовато-серых кварцево-слюдистых песков и серых глин аккуурданской свиты сантона, пройденных скважиной на 9,9 м.

Из слоя 1 Г. И. Немковым были определены *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. spileccensis* Mun.-Ch., *N.* ex gr. *bolcensis* Mun.-Ch., *N. panteleevi* Nemkov, *N. akkuurdanensis* Nemkov, *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., которые позволяют отнести эти слои к средней и нижней частям нижнего эоцена. Это новый стратиграфический горизонт палеогенового разреза периферии Мугоджар. Его можно назвать тусплокской свитой (по имени разъезда Тусплок).

Отложения той же свиты были обнаружены скв. 20, пробуренной ЗККГЭ в 2 км к востоку от разъезда Тусплок (Н. Э. Зейберлих и Н. А. Дементьева). Здесь под типичными породами среднеэоценовой тасаранской свиты на глубине 63,4 м были вскрыты глины темно-серые (мощностью в 5,4 м) местами почти черные, песчанистые, в основании с редкой фосфоритовой галькой.

Вполне вероятно, что темные глины низов тусплокской свиты относятся к палеоцену. Об этом в какой-то степени свидетельствуют определенные П. Т. Рыгиной из пород глубины 65,3 м скв. 20 следующие фораминиферы: *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr., *Clavulina humilis* Brady, *Guttulina cretacea* Reuss и *Eponides* ex gr. *partschianus* (Orb.). Из них первая форма не поднимается выше палеоцена.

По данным В. И. Самодурова, скважинами, пробуренными ЗККГЭ в районе г. Аральска, выше мергелей верхнего маастрихта обнаружены светло-серые плотные некарбонатные глины, с раковистым изломом и фосфоритами в основании. Мощность пачки глин 1—5 м. Они содержат богатый комплекс фораминифер верхнепалеоценового возраста. Аналогичные глины мощностью до 18—20 м были вскрыты скважинами треста «Актюбнефтеразведка» в Северокызылкумской синеклизе к востоку от Аральского моря. Возможно, что темные глины нижней части тусплокской свиты балки Аккуурдан и скв. 20 соответствуют описанной пачке глин района г. Аральска и Северокызылкумской синеклизы.

По данным В. И. Самодурова, близ Аральска тремя скважинами между палеоценовыми глинами и породами тасаранской свиты в наиболее глубоких частях Аральской синклинали были встречены почти белые, часто с желтовато-кремовым оттенком известняки мощностью до 3—5 м Т. П. Бондаревой из этих известняков был выделен нижнеэоценовый

комплекс фораминифер. Эти известняки, по-видимому, соответствуют глауконитовым пескам балки Аккуурдан и являются глубоководной фацией верхней части тусплокской свиты. М. Е. Воскобойников (1958), игнорируя существующие в литературе определения ископаемой фауны из нуммулитовых слоев основания тасаранской свиты, выделил их в самостоятельный тугузский горизонт и приписал им нижнеэоценовый возраст. Лежащие ниже глауконитовые пески с перечисленными выше нижнеэоценовыми нуммулитами и темные глины также без всякого доказательства он называет палеоценовой акжарской свитой. Как показали исследования В. И. Самодурова, акжарская свита М. Е. Воскобойникова, выделенная им в низовьях Сыр-дарьи, является прибрежной песчаной фацией низов тасаранской свиты и, возможно, нижнеэоценовых отложений района Аральска.

Тасаранская свита
(средний и низы верхнего эоцена)

На различные более древние горизонты палеогена, верхнего и нижнего мела, а близ Мугоджар даже на палеозойские породы трансгрессивно и несогласно ложатся осадки тасаранской свиты, впервые выделенной в низах третичного разреза Северного Приаралья и наиболее полно описанной А. Л. Яншиным (1953). На большей части территории тасаранская свита сложена однородными зеленовато-серыми, стально-серыми, реже коричневато-серыми, кремнистыми, гипсоносными на поверхности и пиритоносными на глубине глинами с редкими прослоями плитчатых сливных песчанистых алевролитов, с кремнистым цементом. В юго-восточной части территории при движении на юго-восток отдельные прослои, а затем и целые пачки нижней части тасаранской свиты становятся мергелистыми, а в низовьях Сыр-дарьи даже замещаются белыми мергелями.

К западу от Чушкакульской антиклинали тасаранская свита подразделяется на две пачки: нижнюю — карбонатную и верхнюю — некарбонатную. Нижняя пачка сложена зеленовато-серыми, темно-зелеными, местами буровато-зелеными, плотными, слабо известковистыми и известковистыми, обычно неслоистыми глинами, нередко с включениями небольших гнезд и линз кварцево-глауконитового глинистого песка, зерен и кристаллов пирита. К северо-востоку, с приближением к Мугоджарам, в этой части тасаранской свиты постепенно начинают появляться прослои кварцево-глауконитовых песков, иногда сцементированных глинисто-известковистым цементом в песчаники. Первые такие прослои встречаются непосредственно к югу от Кокпектинской антиклинали, а уже у подножья Мугоджар нижняя часть свиты почти целиком состоит из глауконитовых песков и песчаников. Она выделена здесь А. Л. Яншиным (1953) в особую подсвиту, названную т ы к б у т а к с к о й. В верхах карбонатной пачки местами (главным образом в синклинальных погружениях) выделяется пласт буровато-зеленых, буровато-серых, коричневато-серых, иногда опоковидных глин мощностью 5—6 м.

Мощность карбонатной пачки меняется в зависимости от местоположения разреза: она значительно увеличена в синклиналях (до 20—50 м) и уменьшается в сводовых частях антиклиналей (от нескольких метров до полного выклинивания). Ее мощность также уменьшается с приближением к Чушкакульской антиклинали до полного выклинивания в приподнятых частях крыльев структуры. Такая зависимость изменения мощностей нижней пачки тасаранской свиты от структурного положения ее разрезов говорит о росте этих структур в первой половине тасаранской эпохи.

Глины карбонатной пачки выше постепенно переходят в некарбонатные зеленовато-серые, стально-серые, темно-зеленые, иногда буровато-зеленые,

неслоистые, плотные, однородные, часто опоковидные глины с неровным раковистым изломом. В глинах встречаются гнезда и линзы кварцево-глауконитового тонкозернистого песка, зерна и кристаллы пирита, а в обнаженной их части многочисленные кристаллы гипса. К северо-востоку верхняя часть тасаранской свиты становится все более опоковидной, и у подножья Мугоджар она представлена главным образом опоками с подчиненными прослоями опоковидных глин и выделена здесь Г. И. Водорезовым (Яншин, 1953) под названием акчатской подсвиты.

Мощность некарбонатной пачки тасаранской свиты к западу от Чушкакульской антиклинали достигает 90—100 м, уменьшаясь к северу и северо-востоку, а также к Чушкакульской антиклинали. На ряде крупных антиклиналей, своды которых в начале тасаранского века, по-видимому, возвышались в виде островов (п-ов Куланды, Алагузская брахиантиклиналь и др.), в основании свиты появляются нуммулитовые известняки.

Почти повсеместно в основании тасаранской свиты хорошо прослеживается фосфоритовый горизонт, состоящий из отдельных бурых и светло-бурых желваков фосфоритов и фосфоритизированных ядер моллюсков, заключенных в зеленовато-серых глинах.

М. Е. Воскобойников (1956, 1958) глауконитовые пески окраин бассейна тасаранского века и нуммулитовые известняки считает не фациями низов тасаранской свиты, а выделяет их в самостоятельные стратиграфические горизонты. С этим согласиться нельзя, так как большое число скважин, пробуренных в Челкарском и Донгузтауском артезианских бассейнах, к западу от Чушкакульской антиклинали, на Северном Устюрте, у ст. Джилан и т. д., показывает, что в синклинальных погружениях весь разрез тасаранской свиты состоит из глин и не содержит четко выделяющихся пачек глауконитовых песков и нуммулитовых известняков. Последние являются прибрежными и мелководными фациями тасаранской свиты.

Для тасаранской свиты характерно исключительно большое развитие нептунических даек кварцитов, описание которых дано в работах В. Ф. Самсонова (1953) и Р. Г. Гарецкого (1956). Возраст тасаранской свиты был установлен А. Л. Яншиным (1953) — средний эоцен и низы верхнего эоцена, причем в разрезе урочища Донгузтау на основании анализа фораминифер выделяются три зоны Северного Кавказа (снизу вверх): *Truncorotalia aragonensis*, *Acarinina crassaeformis* и тонкостенных пелагических фораминифер.

Мощность отложений тасаранской свиты изменяется от нескольких до 50—60 м в Западном Примугоджарье, от 20 м на западном крыле Чушкакульской антиклинали до 140 м к западу от нее. В урочище Донгузтау она достигает 270—280 м, в Североустюртской скважине — 148 м. На севере Челкарского прогиба мощность тасаранской свиты колеблется от нескольких метров близ Мугоджар до 60—80 м в бассейне р. Шет-Иргиза. Отсюда по осевой части синклинали она увеличивается к югу до 211,1 м в г. Челкар, до 230 м к юго-юго-западу в 50 км от г. Челкара, до 321 м в 70 км от г. Челкара, до 340 м у колхоза им. Жданова, еще дальше к юго-юго-западу от г. Челкара, и до 277 м в 30 км к западу от горы Жаксыбуташ. На горе Тасаран мощность свиты равна 60 м, у разъезда Туспок она такая же, а в соседней синклинали у ст. Джилан равна 97,2 м.

Саксаульская свита (верхний эоцен)

Породы саксаульской свиты слагают осевую часть Примугоджарской синклинали, а в Северном Приаралье — меридиональные полосы восточного крыла Чушкакульской антиклинали, сводов Куландинской антиклинальной зоны, Тасаранской антиклинали и поднятия Малых Барсуков. В Западном Примугоджарье саксаульская свита представлена чи-

стыми кварцевыми мелкозернистыми белыми и светло-серыми песками и кварцитовидными песчаниками с отпечатками листьев. Они, по-видимому, имеют континентальное происхождение. На антиклинальных структурах Северного Приаралья (Чушкакульской, Куландинской, Жаксыбуташской, Кособинской, Карачулакской, Тасаранской) саксаульская свита сложена почти исключительно чистыми кварцевыми мелкозернистыми белыми и светло-серыми песками с линзами и караваями кварцитовидных, реже железистых песчаников и ракушечников. В песках встречаются прослои зеленовато-серых алевритов и глин. Это антиклинальные фации саксаульской свиты (Яншин, 1953).

В областях синклинальных погружений пески саксаульской свиты становятся более мелкозернистыми и глинистыми, а затем сменяются алевритами и песчанистыми глинами. На юге Челкарского прогиба значительная часть разреза саксаульской свиты представлена зеленовато-серыми глинами. В Североустюртской скважине они слегка известковисты. Возраст саксаульской свиты — верхи верхнего эоцена (Яншин, 1953).

Мощность отложений саксаульской свиты в Западном Примугоджарье достигает 10—15 м, в чинках Чаграйского плато на восточном крыле Чушкакульской антиклинали изменяется от нуля на севере до 55 м у мыса Аралбай и до 60—70 м южнее него, а на южном продолжении Чушкакульской антиклинали равна 28 м. В Североустюртской скважине она достигает 55 м, на севере Челкарского прогиба колеблется от нулевой до 50м. По его оси к югу увеличивается до 95 м у г. Челкара, до 118—140 м в 50 км к юго-юго-западу от г. Челкара, до 142 м 70 км южнее его и до 189,7 м в 75 км юго-юго-западнее г. Челкара. В сводовой части Куландинской антиклинальной зоны она уменьшается до 40—45 м, а в синклинали у ст. Джилан возрастает до 106,3 м. На Тасаранской антиклинали она сокращается до 60 м, а в урочище Кутанбулак на оси Чокусинской синклинали увеличивается до 146,36 м.

Чеганская свита (нижний олигоцен)

Чеганская свита, впервые выделенная О. С. Вяловым (1930) в северных чинках Устюрта, широко распространена в синклиналях Северного Приаралья. Ее отложения выполняют Челкарский прогиб, южную часть Джиланской синклинали, откуда они переходят в Тугузскую синклиналь, а за песками Малые Барсуки в Чокусинскую структуру. Южнее они сохранились на п-ове Коктурнак и о-ве Кугарал. Чеганская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю (Овечкин, 1954).

Нижнечеганская подсвита сложена однообразной толщей зеленовато-серых плотных малопластичных гипсоносных глин. Изредка в глинах появляются прослои алевролитов. Характерной особенностью свиты является наличие в глинах конкреций, линз и прослоев мергелей и глинистых известняков, иногда с примесью сидерита. Наиболее часты округлые или эллипсоидальные конкреции от 10 см до 1 м в диаметре. В основании чеганской свиты в разрезах, расположенных близ берегов Аральского моря (берега заливов Тщебас и Перовского, п-ов Коктурнак и Шубартарауз и др.), наблюдается слой редких желваков песчанистого фосфорита, который залегает в мелкозернистом зеленовато-сером кварцево-глауконитовом песке. Близ Мугоджар, а также на севере Жаксыбуташской и Тасаранской антиклиналей в основании свиты местами появляется хорошо окатанный галечник мугоджарских пород.

В северных чинках Устюрта, по берегам заливов Чернышева, Тщебас и Паскевича выделяется верхнечеганская подсвита, представляющая собой пачку более светлых алевритовых глин и глинистых алевритов с конкрециями и линзами мергелей и прослоями характерного плитчатого алевролита с сидеритовым цементом.

На Северо-Восточном Устюрте верхнечеганская подсвита вверх по разрезу сменяется отложениями ащеайрыкской свиты, выделенной здесь О. С. Вяловым (1935). Она имеет, как будет видно ниже, в основном среднеолигоценовый возраст. Однако далее к западу, начиная примерно с урочища Ащеайрыка, отложения ащеайрыкской свиты без какого бы то ни было видимого перерыва постепенно переходят в породы нижнечеганской подсвиты. Этот факт заставляет предполагать, что к западу отложения верхнечеганской подсвиты фациально замещаются осадками самых низов ащеайрыкской свиты. На это обратил внимание еще А. Л. Яншин (1953), который считал, что ащеайрыкская свита не является самостоятельным стратиграфическим горизонтом, а представляет собой сравнительно мелководную регрессивную фацию чеганской свиты. В действительности же ащеайрыкская свита Северного Устюрта в основной своей части фациально сменяет среднеолигоценовые слои Северного Приаралья, а начиная примерно от района урочища Ащеайрык и более древние горизонты верхнечеганской подсвиты.

Данные о возрасте чеганской свиты подробно рассмотрены А. Л. Яншиным (1953), который отнес ее к нижнему олигоцену. Однако стратиграфическое положение нижней границы чеганской свиты не является окончательно установленным. А. П. Ильина (1953, 1955) независимо от А. Л. Яншина пришла к выводу о том, что эта свита целиком относится к нижнему олигоцену. В противоположность ей, Н. К. Овечкин (1952, 1954) на основании изучения фауны моллюсков доказывает, что нижняя половина чеганской свиты принадлежит еще верхнему эоцену. Т. П. Бондарева (1955), изучавшая фауну фораминифер чеганской свиты, подтверждает, что самые нижние ее слои следует относить к эоцену, хотя проводит границу эоценовой и олигоценовой частей этой свиты значительно ниже по разрезу, чем Н. К. Овечкин. На Совещании по унификации стратиграфических схем Сибири и Казахстана, происходившем в Ленинграде в 1956 г., было решено считать, что чеганская свита захватывает своими нижними горизонтами самую верхнюю часть эоцена, хотя с таким решением были согласны далеко не все участники совещания. До окончательного решения спора я придерживаюсь точки зрения А. Л. Яншина о нижнеолигоценовом возрасте низов чеганской свиты.

Мощность чеганской свиты меняется в зависимости от структуры района. На антиклиналях она уменьшается до нескольких метров или нескольких десятков метров, а местами и целиком выклинивается. Последнее наблюдается в пределах Чушкакульской и Каульджурской антиклиналей, вдоль большей части Жаксыбуташской антиклинали, в северной части Тасаранской антиклинали. Мощность свиты значительно увеличивается в синклинальных погружениях. Она возрастает и в южном направлении в связи с погружением к югу шарниров структур. В г. Челкаре мощность чеганской свиты равна 54,75 м, в 50 км к юго-юго-западу увеличивается до 73,8 м. Далее к югу она быстро уменьшается до нескольких метров в связи с поперечной перемычкой синклинали на широте Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали. Еще далее к югу она вновь быстро раздувается до 136,45 м в песках Аяк-кум, до 206,75 м близ возвышенности Жаксыкуянкулак и немного более 232 м у залива Чумышкуль в северо-западном углу Аральского моря. В Североустюртской скважине она равна 109 м, а в чинках Чаграйского плато против Чушкакульской антиклинали — всего 8,5 м. В синклинали ст. Джилан — 37,6, в Терменбес-чинке — 47,75 м, в обрывах залива Перовского колеблется от 15 до 70 м, на берегу залива Паскевича немного превышает 100 м, причем мощность верхней подсвиты равна 36,1 м. На берегах залива Тщебас мощность нижней подсвиты изменяется от 14 м в разрезе Жаксыбуташской антиклинали до более 123 м в синклинали мыса Каратюп. Здесь же сохранилось до 21,2 м верхнечеганской подсвиты. Наибольшей мощности 45 м она достигает

на берегах залива Чернышева. Важно подчеркнуть, что мощность отложений чеганской свиты значительно изменяется от неравномерного размыва их кровли. Амплитуда расчленения поверхности пород чеганской свиты в ряде мест превышает 100 м (Формозова, 1959).

Средне-верхнеолигоценовые отложения

Средне- и верхнеолигоценовые отложения, состоящие в основном из пресноводных и в меньшей степени солоноватоводных осадков, на периферии Мугоджар наиболее полно изучены А. Л. Яншиным (1940, 1953), В. А. Вахрамеевым (1941, 1949) и Л. Н. Формозовой (1949, 1959). Вся совокупность этих отложений объединяется под названием тургайской серии (Вялов, 1934). Тургайская серия пресноводных и солоноватоводных отложений среднего и верхнего олигоцена названными выше тремя исследователями подразделяется на четыре свиты, получившие от Л. Н. Формозовой следующие названия (снизу вверх): кутанбулакская, чиликтинская, жаксыклычская и чаграйская. Первые три свиты относятся А. Л. Яншиным (1953) и Л. Н. Формозовой (1959) к среднему, а четвертая к верхнему олигоцену. Отложения тургайской серии несогласно с глубоким размывом налегают на неровную поверхность пород чеганской свиты в наиболее прогнутых участках территории, на различные более древние свиты морского палеогена в антиклинальных разрезах и даже на мезозойские и палеозойские породы у подножья Мугоджар.

Отложения наиболее древней кутанбулакской свиты развиты главным образом к югу от широты г. Челкара и приурочены к древним эрозионным депрессиям в поверхности глин чеганской свиты в синклинальных структурах. Кутанбулакская свита представлена разнообразными, невыдержанными по простиранию породами, среди которых наиболее распространены светлые глинистые алевриты и алевритовые глины. Весьма характерны для кутанбулакской свиты также бурые, плохо отсортированные, косослоистые железистые пески, песчаники и оолитовые железняки. Первый тип осадков, относимый по своему происхождению к озерным, развит главным образом в южной части площади распространения кутанбулакской свиты, второй имеет речной генезис и преобладает на севере. Оригинальной фацией речных отложений кутанбулакской свиты являются мергельные гравелиты. Кроме того, среди отложений кутанбулакской свиты выделяются косонаслоенные алевролиты, пески и оолитовые железные руды речного и дельтового происхождения. Последние образуют ряд месторождений (Кокбулак, Кутанбулак, Талдыэспе и др.), подробно описанных Л. Н. Формозовой (1959). Мощность кутанбулакской свиты резко меняется от нулевой до нескольких десятков метров. Наибольшая мощность свиты, обнаруженная на месторождении Кокбулак (Джиланская синклиналь), немного превышает 100 м.

Залегающая выше чиликтинская свита распространена значительно шире, чем кутанбулакская. Она развита в синклиналях Северного Приаралья и доходит до бассейна Шет-Иргиз. Залегает она на отложениях кутанбулакской свиты по четкой границе размыва или на очень неровном эрозионном рельефе поверхности морского палеогена. Чиликтинская свита сложена тонкослоистыми глинами, алевритами и песками. Глины и алевриты лиловые, коричневато-серые и шоколадные, на поверхности гипсоносные. Пески полимиктовые, слюдистые, тонко- и мелкозернистые, белые и светло-серые. В свите встречается многочисленный обугленный растительный мусор и даже прослои бурых углей, иногда достигающие нескольких метров мощности (1—3 и до 5—10 м). В подошве свиты, как правило, проходит прослой, обогащенный галькой, щебенкой и валунами различных палеозойских и докембрийских пород Мугоджар. Размеры их обломков различны, но иногда угловатые глыбы достигают

длины 1 м и более. Такие глыбы были отмечены А. Л. Яншиным (1953) и Л. Н. Формозовой (1949, 1959) в северо-западном углу Аральского моря, в урочище Каратамак, близ устья Кужасая, на северном берегу залива Тщебас, в разрезах балки Жерлепес и других местах. На северо-западном углу Аральского моря близ мыса Байгубекмуран мне пришлось наблюдать почти прямоугольного сечения глыбу кварцита длиной в 1,5 м, высотой и шириной в 0,5 м. Происхождение описанных скоплений валунов очень загадочно и до сих пор не нашло удовлетворительного объяснения.

Из органических остатков в чиликтинской свите были встречены ядра унионид, пресноводные остракоды, кости млекопитающих, отпечатки листьев древесной «тургайской» флоры. В западной части залива Перовского близ основания чиликтинской свиты был обнаружен ракушечник, состоящий из створок *Corbulomya* sp. Здесь же были встречены зубы *Odontaspis* ex gr. *cuspidata* A g. Отложения чиликтинской свиты представляют собой, по-видимому, осадки пресноводных озер и болот, соединенных речными протоками. Районов северного берега Аральского моря местами достигали солоноватоводные ингрессии существовавшего южнее моря.

Максимальной мощности (65 м) чиликтинская свита достигает на северном берегу залива Перовского. К северу от залива Паскевича и на западном берегу сора Чиликты ее мощность равна 50—60 м. На юге Чаграйского плато мощность чиликтинской свиты достигает 50—57 м. В других районах ее мощность значительно сокращается до нескольких десятков метров. К сводам антиклиналей она местами полностью выклинивается.

В третью снизу ж а к с ы к л ы ч с к у ю с в и т у упомянутыми выше авторами были объединены солоноватоводные отложения, сохранившиеся на юге территории: в районе колодца Таскудук на Чаграйском плато, на железорудном месторождении Кокбулак, на плато Сарыбулак и Джангиз-тюбе, на северном берегу залива Перовского, на п-ове Коктурнак, о-ве Кугарал и за пределами рассматриваемой территории на горе Жаксыклыч и в районе оз. Челкар-тениз.

Как показали исследования последних лет (проведенные главным образом Р. Л. Мерклиным), отложения, объединенные под общим названием «жаксыклычская» свита, относятся в различных местах к разным стратиграфическим горизонтам.

Отложения горы Жаксыклыч с солоноватоводной фауной (Рухин, 1935; Алексеев, 1937), послужившие стратотипом для выделения жаксыклычской свиты, залегают непосредственно на породах чеганской свиты и представлены алевритами и мелкозернистыми песками желтовато-серыми и серыми, с тонкими прослоями железистых песчаников мощностью до 2 м. В них Р. Л. Мерклиным были собраны и определены следующие ископаемые моллюски: *Lentidium janischewskii* (R u c h.), *Cyprina kasachstanica* A l e x., *Pitar incrassata* (G o l d f.), *Buccinum planum* A l e x. и др. По мнению Р. Л. Мерклина, этот комплекс фауны свидетельствует о том, что слои, ее содержащие, принадлежат самым низам среднего олигоцена, т. е. слои горы Жаксыклыч соответствуют нижним членам тургайской серии (какой-то части кутанбулакской свиты). Таким образом, стратотипический разрез «жаксыклычской» свиты занимает гораздо более низкое стратиграфическое положение, чем это считалось ранее.

Однако наблюдения, проведенные летом 1959 г. Р. Л. Мерклиным и мной на п-ове Коктурнак, показали, что свита солоноватоводных осадков, залегающих выше пород чиликтинской свиты, действительно существует в разрезе тургайской серии Северного Приаралья.

На п-ове Коктурнак осадки этой свиты залегают с четким размывом на типичных слоистых породах чиликтинской свиты и представлены мелкозернистыми полимиктовыми песками желтовато-серого, светло-серого, серого цветов, с прослоями и линзами песчаников. Эти пески и песчаники слагают бровку южных обрывов п-ова Коктурнак и имеют мощность

0,5—3 м. Пески содержат богатую фауну ископаемых моллюсков, среди которых Р. Л. Мерклиным были определены: *Lentidium* (*Janschinella*) *garetzkii* Merkl., *Pitar incrassata*(Goldf.), *Congeria* sp., *Cardium* sp., *Cyprina* sp. Здесь же встречается значительное количество зубов акул.

К северу от п-ова Коктурнак на берегах залива Перовского мелкозернистые кварцево-слюдистые пески той же свиты по четкому контакту залегают выше пород чиликтинской свиты и перекрываются отложениями наиболее молодой свиты тургайской серии — чаграйской. К этой же свите принадлежат солоноватоводные отложения, относившиеся ранее к «жаксыклычской» свите в других местах Северного Приаралья.

Таким образом, стратиграфическое положение слоев горы Жаксыклыч совсем иное, чем предполагалось для «жаксыклычской» свиты; поэтому от последнего термина нужно полностью отказаться. Солоноватоводные отложения п-ова Коктурнак и других пунктов Приаралья, Р. Л. Мерклиным и мной объединены в коктурнакский горизонт.

Этот горизонт сопоставляется с соленовскими слоями Устюрта, впервые выделенными в районе станицы Соленовской на р. Дон Г. И. Горецким (Попов, 1959) и прослеженными на обширные пространства Ергеней и Устюрта Р. Л. Мерклиным. На Устюрте они представлены уже в майкопских фациях. Эти отложения были вскрыты многими скважинами, пробуренными экспедицией № 11 Всесоюзного аэрогеологического треста в районе Северного Устюрта, и сложены серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми алевритистыми некарбонатными глинами с *Rzehakia cimlanica* (Zhizh.), *Lentidium* (*Janschinella*) *garetzkii* Merkl., *Pectunculus* aff. *turanglicus* Lucov., *Aloides* (*Corbula*) *conglobata* Koen., *Nuculana* cf. *perovalis* Koen., *Nucula* sp., *Pitar* sp., *Solen* sp., *Balanus* sp., *Cyprina* sp. и др. Кроме того, здесь встречаются многочисленные остракоды. По заключению Р. Л. Мерклина, указанная ископаемая фауна говорит о том, что соленовские слои залегают в кровле среднего олигоцена.

Мощность осадков коктурнакского горизонта невелика: на п-ове Коктурнак она достигает 3 м, на плато Сырбулак 4 м, на берегу Перовского изменяется от 4,4 до 7 м, на месторождении Кокбулак, по данным Л. Н. Формозовой (1959), колеблется от 13,6 до 42 м. На Северо-Восточном Устюрте мощность соленовских слоев меняется от 2 до 13 м.

Отложения описанных выше среднеолигоценовых свит Северного Приаралья на Северном Устюрте переходят в породы ащеайрыкской свиты, которая сложена серыми алевритами, переслоенными глинами и песками мощностью 40—100 м. Такое сопоставление подтверждается тем, что бурением в кровле ащеайрыкской свиты вскрывается соленовский горизонт.

Самая верхняя чаграйская свита развита довольно широко: она заходит в район к западу от Чушкакульской антиклинали, где налегает на различные горизонты морского палеогена и даже мела, занимает огромные площади в Челкарском прогибе на севере, местами непосредственно залегая на породах палеозоя. Восточнее она сохранилась на отдельных столовых останцах, в основном в районах синклиналей. Близ Мугоджар чаграйская свита сложена грубыми неправильно-слоистыми ожелезненными полимиктовыми песками с прослоями и линзами железистых песчаников, с включением щебенки мугоджарских пород. С удалением от Мугоджар состав пород свиты становится менее грубым. В южной части Чаграйского плато в ее составе преобладают уже мелко- и среднезернистые ожелезненные пески с прослоями, линзами и караваями железистых песчаников. В чаграйской свите из органических остатков обнаружены раковины *Unio* sp. и *Paludina* sp., отпечатки листьев различных древесных форм. Отложения чаграйской свиты представляют собой пролювиальные и аллювиальные осадки, накапливавшиеся на низменной аллювиальной равнине, которая начиналась от высоко приподнятых Мугоджарских гор.

Стратиграфическое положение и анализ обнаруженных в чаграйской свите листовых отпечатков позволили А. Л. Яншину (1953) прийти к выводу о верхнеолигоценовом ее возрасте. Мощность отложений чаграйской свиты близ Мугоджар обычно измеряется несколькими метрами и не превышает 10 м. На остальной территории периферии Мугоджар она не превышает 20—30 м.

Л. Н. Формозова (1959) отмечает, что на северном берегу залива Перовского в железистых песчаниках чаграйской свиты были обнаружены отпечатки и ядра *Cardium* sp. Мелкозернистые пески свиты в этом разрезе характеризуются горизонтальной слоистостью и присутствием выдержанных прослоев глин. Эти факты приводят к выводу о том, что на северном берегу залива Перовского развиты морские отложения. В дальнейшем нами был найден тот же морской горизонт в северо-западном углу Аральского моря (Гарецкий, Мерклин и Яншин, 1958). Он также был обнаружен мной в районе оврага Жерлепес. В обрывах Северо-Восточного Устюрта он сложен мелкозернистыми рыхлыми белыми и желтовато-серыми слюдисто-кварцевыми песками с прослоями и линзами железистого песчаника, светло-серых алевритов и глин с редкими прослоями мелкого галечника. В этих отложениях встречаются линзы ракушечника, содержащего многочисленные хорошо сохранившиеся раковины моллюсков: *Cardium* (*Cerastoderma*) *levinae* Merkl., *Nucula* ex gr. *peregrina* Desh., *Isocardia subtransversa* Orb., *Cyrena bergi* Mikhail., *Tellina* cf. *nysti* Bosq., *Aloides* (*Corbula*) *helmerseni* Mikhail., *Neritina* sp., *Polynices* sp., *Fusus* sp., *Panope* cf. *heberti* Bosq., *Mytilus aquitanicus panteleevi* Merkl. (определения Р. Л. Мерклина). Этот морской горизонт был назван Р. Л. Мерклиным (1960) байгубекским. Перечисленная выше ископаемая фауна моллюсков без сомнения говорит о его верхнеолигоценовом возрасте. Постепенный переход континентальных пресноводных отложений чаграйской свиты в морские осадки байгубекской свиты подтверждает верхнеолигоценовый возраст первой из них. По данным бурения экспедиции № 11 Всесоюзного аэрогеологического треста (Б. З. Урецкий и А. И. Шарапов), байгубекская свита к западу быстро увеличивается в мощности и почти вся сложена зеленовато-серыми и коричневато-серыми некарбонатными, часто алевритистыми глинами. Главным образом в самых верхах свиты встречаются отдельные прослои (1—3 м) песков. В верхней ее части наблюдаются 2—3 прослоя лигнитов. Толща по всему разрезу содержит большое число ископаемых моллюсков верхнеолигоценового возраста, среди которых Р. Л. Мерклиным и С. К. Николаевой определены: *Cardium* (*Cerastoderma*) *levinae* Merkl., *C. abundans* Liw.., *Nucula* cf. *mayeri* Hoernes, *N.* ex gr. *laevigata* Sow., *N.* cf. *kalmikensis* Liw., *N.* cf. *compressa* Phil., *N. chasteli* Nyst., *Isocardia* sp., *Cyprina rotundata* Braun., *Tellina nysti* Desh., *Pitar incrassata* (Goldf.), *Corbula* aff. *gibba* (Olivi), *C. helmerseni* Mikhail., *Leda* cf. *accepta* Liw., *L. gracilis* Desh., *L. westendorpi* (Nyst.), *Solecurtus antiquatus* (Pulf.), *Psammobia angusta* Phil., *Balanus* sp., *Natica micromphalus* Sandb., *Chlamys bifida* Münst., *Fusus* sp. и др.

Мощность байгубекской свиты резко возрастает к западу: от 3 в овраге Жерлепес до 100—130 в обрывах Северо-Восточного Устюрта, до 185 м в 30 км западнее урочища Кызылбулак, а к югу от сора Косбулак достигает 200 м.

НИЖНЕМИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аральская свита

Преимущественно в участках синклинального строения в Северном Приаралье выше отложений тургайской серии среднего — верхнего олигоцена местами сохранились лежащие на них с небольшим несогласием породы аральской свиты. У восточной границы территории в полосе

к востоку от песков Малые Барсуки они слагают вершины столовых возвышенностей Алтынчокусу и Сарыбулак близ железной дороги, а южнее — сопки Бишчоку и горы Жильтау на северном берегу залива Перовского. Близ ст. Тугуз аральская свита развита на вершинах столовых плато к югу и северу от железной дороги и отдельными небольшими останцами далее к югу по оси Тугузской синклинали. Она узкой меридиональной полосой распространена в опущенном крыле Жерлепесского разлома. В Челкарском прогибе аральские слои развиты в виде небольших останцов к западу от Карачулакской антиклинали, несколькими значительными площадями — в низовьях балки Майли-сай и в районе горы Аррадунг-тау, небольшим пятном к северо-западу от горы Кашкарата и широкой полосой вдоль северо-восточного чинка Устюрта.

Во всех районах, кроме Северо-Восточного Устюрта, аральская свита сложена более или менее карбонатными, обычно гипсоносными глинами различных оттенков зеленого цвета (блеклые, серовато-зеленые, голубовато-зеленые, фисташково-зеленые, оливково-зеленые) с прослоями белых, зеленовато-серых мергелей и грязно-бурых известняков, реже светлых алевритов, кварцевых желтовато-серых и белесых мелкозернистых известковистых песков и песчаников. В обрывах Устюрта в северо-западном углу Аральского моря по четкой границе с галькой и гравием в основании на породах байгубекской свиты верхнего олигоцена лежат осадки аральской свиты, представленной переслаиванием глин, алевритов и песков (преобладают глины). Среди глин наиболее характерны шоколадно-лиловые, неслоистые, однородные, но встречаются глины зеленовато-серые, часто алевритистые, карбонатные. Алевриты зеленовато-серые, желтовато-серые и шоколадно-серые. Пески светло-серые, желтовато-серые, кварцево-слюдистые, часто глинистые, мелкозернистые, редко с прослоями железистого песчаника. В толще глин обычно наблюдаются два прослоя или два горизонта с конкрециями мергелистого сидерита.

Во всех пунктах в породах аральской свиты встречаются характерные для нее (правда, в последнее время обнаруженные и в верхнем олигоцене) *Aloides* (*Corbula*) *helmerseni* M i k h a i l. Во многих местах в отложениях свиты наблюдаются раковинки пресноводных пелеципод и гастропод из родов *Planorbis*, *Limnaea*, *Hydrobia* и *Unio*. В ряде пунктов в слоях аральской свиты были обнаружены кости млекопитающих, списки которых приведены А. Л. Яншиным (1953). Вопрос о возрасте аральской свиты подробно разобран А. Л. Яншиным (1953), который пришел к выводу о том, что ее правильнее относить к нижнему миоцену. Этой точки зрения в настоящее время придерживается большинство исследователей.

Мощность аральской свиты обычно не превышает двух-трех десятков метров. В западной части плато Сарыбулак она достигает 35 м. В северо-западном углу Аральского моря ее мощность колеблется от 10 м к востоку от Кужасая до 36 м в урочище Кызылбулак.

Отсюда к западу, в глубь плато Устюрт, ее мощность постепенно уменьшается и в 30 км от урочища Кызылбулак она достигает только 14 м, а в районе сора Косбулак, по-видимому, не превышает 5 м.

Кинтыкчинская свита

С галечниковым слоем в основании выше аральской свиты в обрывах Устюрта, на северо-западном углу Аральского моря, лежит пачка песков, выделенная нами в кинтыкчинскую свиту (Гарецкий, Мерклин и Яншин, 1958). Пески кварцево-слюдистые, серые, желтовато-серые, мелкозернистые, с линзами и караваями ожелезненных песчаников, местами с прослоями серых и зеленовато-серых глин. В 2 км к югу от устья оврага Кинтыкче, в 1,5—2 м от подошвы песков проходит горизонт линзообразно залегающих грязно-желтых мелкозернистых слюдистых песчаников

с многочисленными ядрами и отпечатками *Pitar* (*Callista*) ex gr. *splendida* Mer. В 3—4 км севернее Кызылбулака в песчаниках такого же литологического состава были найдены многочисленные *Balanus* sp. Для описываемых песков характерно присутствие большого количества зубов акул, среди которых Л. С. Гликманом по нашим сборам из урочища Кызылбулак были определены: *Oxyrhina desori* Ag., *Odontaspis hopei* Ag., *Od. cuspidata* Ag., *Od. acutissima* Ag. *Lamna rupeliensis* Le Hon., В песчаниках Кужасая в кинтыкчинской свите обнаружены многочисленные ядра и отпечатки очень крупных и своеобразных корбулид, отнесенных Р. Л. Мерклиным к новому подроду и виду корбуломий: *Corbulomya* (*Janschinella*) *kuzhasaica* Merkl. Кроме этих новых корбуломий, в песчаниках Кужасая встречены плохие отпечатки *Cardium* sp., а в песках, среди которых залегают глыбы песчаника, многочисленные зубы акул, принадлежащие главным образом сборному виду *Odontaspis cuspidata* Ag. Из кинтыкчинской свиты разреза сопок Биштюбе, по определению Л. С. Гликмана, зубы акул относятся к видам: *Sphyrna elongata* Ler., *Alopecias latidens* Ler., *A. exigua* Probst., *Galeus latus* Stroms, *Oxyrhina desori* Ag., *Odontaspis acutissima* Ag., *Od. cuspidata* Ag. и *Lamna rupeliensis* Le Hon. От сопок Биштюбя на севере кинтыкчинская свита прослеживается в береговых обрывах Устюрта до района немного южнее мыса Байгубекмуруна, т. е. на расстояние более 60 км.

Кинтыкчинская свита залегает ниже песков с *Rzehakia socialis* Rzeh., а последняя форма почти всеми исследователями считается характерной для гельветского яруса, т. е. самых низов среднего миоцена (Мерклин, 1953, 1958; Gümbel, 1887; Rzehak, 1892; Čechovič, 1954; Csepreghy-Meznerics, 1956). К тому же кинтыкчинская свита отделена от слоев с *Rzehakia* следами перерыва. В слоях с *Rzehakia* зубы акул отсутствуют, в кинтыкчинской свите они многочисленны. Следовательно, кинтыкчинская свита должна быть древнее среднего миоцена, а поскольку подстилающие их породы аральской свиты не древнее бурдигальского яруса, постольку для этой свиты остается место лишь в верхней половине того же яруса нижнего миоцена.

Мощность песков кинтыкчинской свиты в обрывах Северо-Восточного Устюрта меняется от 3,5 до 13,2 м, а несколько южнее мыса Байгубекмурун они полностью срезаются лежащими выше осадками. Внутрь Устюрта мощность свиты уменьшается и у сора Косбулак не превышает 9 м.

СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наиболее древние отложения среднего миоцена по периферии Мугоджар известны только в береговых обрывах Устюрта близ северо-западного угла Аральского моря. Это пески с *Rzehakia socialis*. Выше кинтыкчинской свиты с размывом с гравийно-галечниковым базальным горизонтом в основании залегают пески кварцево-слюдистые, желтые, светло-желтые, серые, белые, мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, с линзами и караваями песчаников, часто характерной натечной формы, с многочисленными отпечатками и ядрами *Rzehakia*[1] *socialis* Rzeh. Эту пачку песков с ржегакиями наиболее правильно выделить в свиту, а по имени сопок Биштюбя, где впервые были нами обнаружены песчаники с *Rzehakia socialis*, назвать биштюбинской. Пески биштюбинской свиты обнажены на всем протяжении береговых обрывов от района со-

[1] Следует напомнить, что родовое название *Rzehakia* введено в 1954 г. И. А. Коробковым (1954) вместо широко распространенного, но в действительности преоккупированного и потому неправомочного родового названия *Oncophora*, предложенного в 1882 г. А. Ржегаком.

пок Биштюбя до участка Устюрта, расположенного южнее мыса Байгубек мурун.

Мощность биштюбинской свиты (8—13 м) выдерживается на всем протяжении берега моря от мыса Байгубекмурун на юге до оврага Кужасай на севере. В сопках Биштюбя она сокращается до 1,5 м. В глубь Устюрта пески биштюбинской свиты можно проследить на 30—40 км, причем их мощность постепенно сокращается к западу и в крайних точках не превышает нескольких метров.

Следует отметить, что вся толща отложений нижнего и частично среднего миоцена, заключенная между верхнеолигоценовой байгубекской свитой и зелеными и красно-бурыми тархан-чокракскими глинами при движении от берега Аральского моря к осевой части Североустюртского прогиба (к району соров Косбулак и Асмантай-матай) постепенно становится более глинистой и одновременно с этим уменьшается ее мощность. Если на берегах моря общая мощность аральской, кинтыкчинской и биштюбинской свит достигает 50 м, то в 30—40 км западнее на этот стратиграфический отрезок приходится не более 25—30 м, а в скважине, пробуренной на берегу сора Косбулак, между красно-бурыми и зелеными глинами тархан-чокрака и фаунистически охарактеризованными породами байгубекской свиты лежит пачка зеленых глин мощностью всего 12 м. Эти данные приводят к выводу о том, что во время отложения осадков перечисленных выше свит Североустюртский прогиб был некомпенсированным.

По резкому контакту, а в районе мыса Байгубекмурун с линзами крупной плоской гальки белого сахаровидного мелкозернистого песчаника в основании, выше биштюбинской свиты лежит пачка зеленых карбонатных глин с прослоями мергелей и известняков, в которых нередко встречается большое количество ядер и отпечатков раковин *Anodonta* sp., *Limnaea* sp., *Coretus corneus* L. В урочище Кызылбулак в известняке, залегающем в нижней части этой пачки, обнаружены отдельные кости позвоночных, среди которых Е. И. Беляевой определены мастодонты, носороги, парнокопытные, черепахи. В основании пачки зеленых глин в урочище Кинтыкче Э. Д. Джавадовым найдены отдельные экземпляры крупных устриц, относящихся к виду *Crassostrea gryphoides* S c h l o t h., а южнее, в районе мыса Байгубекмурун, обнаружен прослой устричника мощностью в 0,2—0,65 м. На сопках Биштюбя в известняках пачки было обнаружено большое количество костей млекопитающих, среди которых Е. И. Беляевой определены носороги, мастодонты, парнокопытные (среди них оленек *Stephanocemus*), хищники, черепахи. Эта пачка пород, которая также хорошо выделяется на северном чинке Устюрта, была названа О. С. Вяловым (1945) свитой Шалдан. На северном чинке Устюрта ш а л д а н с к а я с в и т а представлена такими же карбонатными зеленовато-серыми глинами и известняками. В районе оврага Аксай в ее нижней части также прослеживается устричник, состоящий из характерных для тарханского горизонта *Crassostrea gryphoides* S c h l o t h.

В более западных разрезах северного чинка Устюрта в свите встречаются прослои ископаемой фауны моллюсков, которые позволяют отнести шалданскую свиту к тарханскому и чокракскому горизонтам среднего миоцена (Яншин, 1953).

По данным А. И. Шарапова, в районе соров Косбулак и Тугурюк скважинами были вскрыты зеленые глины шалданской свиты, содержащие ископаемую фауну чокракского возраста: *Cultellum papyraceus scaphoides* Z h i z h., *Pteria mira* Z h i z h., *Spaniodontella intermedia* B a j a r., *Musculus conditus sartasi* M e r k l. et N e v., *Macoma socolovi* G o b u b., *Abra* ex gr. *alba* W o o d., *Cardium* cf. *hilberi* Z h i z h., *C. hispidiforme* D a v i d. (определения А. А. Стеклова).

Мощность шалданской свиты на восточном чинке Устюрта колеблется от нулевой до 10,5 м. На северных чинках Устюрта она обычно изменяется

от 2 до 13 м, но местами (как это имеет место в чинке против Североустюртской опорной скважины) выклинивается совсем. В пределах северо-восточной части плато Устюрт ее мощность колеблется от нулевой до 16 м.

Узкой полосой по чинкам Устюрта, на столовых возвышенностях Кашкарата и Аррадунг-тау развита толща краснобурых глин, которую по имени урочища Кызылбулак, где она прекрасно обнажена, можно назвать кызылбулакской свитой. Обычно она без перерыва, но иногда по четкому контакту налегает на зеленые глины шалданской свиты. Глины буровато-красные, красные, иногда буровато-серые, карбонатные, неслоистые, однородные, обычно слегка песчанистые, с горизонтами мелких мергелистых журавчиков.

Б. З. Урецким и В. П. Мирошник в красно-бурых глинах кызылбулакской свиты в районе мыса Киньяк (южнее рассматриваемой территории) была обнаружена ископаемая фауна чокракского горизонта, среди которой А. А. Стекловым были определены *Ervilia praepodolica* Andrus., *Cardium* cf. *pseudomulticostatus* Zhizh., *C.* cf. *centumpanium* Andrus., *Musculus* sp. Несколько южнее этой точки среди красно-бурых глин были найдены раковины *Chlamys pertinax* (Zhizh.), также характерные для чокракского горизонта. О таком же возрасте кызылбулакской свиты говорят данные, приводимые А. Л. Яншиным (1953).

Мощность отложений кызылбулакской свиты в обрывах Аральского моря изменяется от 5 м к югу от урочища Кинтыкче до 42 м в урочище Кызылбулак. На северном чинке Устюрта она колеблется от 5 до 28 м. В таких же пределах она меняется внутри северо-восточной части плато Устюрт.

Общая мощность тархан-чокракских отложений к осевой части Североустюртского прогиба уменьшается с 52,3 м в урочище Кызылбулак до 25—30 м близ сора Косбулак и до 6—11 м у восточного окончания сора Асмантай-матай. Такое изменение мощностей свидетельствует о том, что в тархан-чокракское время еще сохранялся некомпенсированный режим Североустюртского прогиба.

По-видимому, те же тархан-чокракские отложения распространены вдоль основного разлома Чушкакульской антиклинали, где они заполняют узкий грабен в виде сплошной полосы в северной части разлома и отдельными прерывистыми пятнами прослеживаются в его южной части. Те же осадки выполняют приразломную синклиналь в опущенном крыле разлома Кособинской антиклинали.

Как и на Устюрте, они подразделяются на две пачки: нижнюю — зеленоцветную и верхнюю — красноцветную. Литологически эти отложения неотличимы от пород шалданской и кызылбулакской свит Северного Устюрта.

С размывом на тархан-чокракских отложениях в пределах плато Устюрт неповсеместно развиты породы караганского горизонта. Они отсутствуют в разрезах северо-восточного чинка Устюрта, появляясь к югу от колодца Киньяк, и в скважине, пробуренной близ сора Тугурюк. Караганский горизонт сложен голубоватыми, серовато-зелеными и зелеными глинами, плотными, карбонатными, с неровным изломом, нередко загипсованными, иногда с прослоями бурых глинистых мелкозернистых песчаников и светло-серых и зеленовато-серых мергелей. Среди этих пород встречаются характерные для караганского горизонта *Spaniodontella pulchella* Baily и *Sp. gentilis* Eichw. Мощность отложений караганского горизонта колеблется от нулевой до 30 м, обычно не превышая 5—12 м.

Караганские отложения постепенно вверх переходят в породы конкского горизонта, которые почти повсеместно присутствуют в северо-восточной части плато Устюрт, выклиниваясь не доходя примерно 10—25 км до северо-восточного его чинка. Конкский горизонт сложен переслаивающимися известняками, мергелями и глинами. Цвет пород

серо-зеленый и светло-серый, иногда голубоватый и коричневатый. Все породы сильно загипсованы. Мощность отдельных пластов колеблется от 0,1 до 4 м.

В известняках, реже в мергелях и глинах встречается ископаемая фауна (*Barnea kubanica* Z h i z h., *B. ustjurtensis* S i n z., *Ervilia trigonula* S o k. и др.), свидетельствующая о конкском возрасте вмещающих ее слоев. Мощность отложений конкского горизонта обычно равна 5—7 м, но изменяется от нулевой до 15 м.

ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

С размывом на породах конкского или караганского горизонтов, а на восточном участке плато Устюрт прямо на красно-бурых глинах кызылбулакской свиты чокрака залегают осадки н и ж н е г о с а р м а т а. Они представлены известняками с прослоями доломитов, мергелей и глин, местами загипсованными. Глины, которые преобладают в разрезах, расположенных в осевой части Североустюртского прогиба, имеют серый, серо-зеленый цвет, карбонатны, обычно слоисты. Серые, темно-серые и серо-зеленые известняки и мергели слагают краевые части прогиба.

Породы содержат характерную для нижнего сармата фауну: *Mactra eichwaldi* L a s k., *Cardium ustjurtense* K o l e s., *C. plicatum* E i c h w., *Ervilia dissita* E i c h w. и др. Мощность нижнесарматских отложений колеблется в широких пределах: от 9—20 м в восточных чинках Устюрта до 50—60 м в районе соров Косбулак и Асмантай-матай.

Нижнесараматские породы кверху постепенно переходят в отложения с р е д н е г о с а р м а т а, обычно представленные пачкой грязно-белых (белых, светло-серых, зеленовато-белых, реже розовых) известняков и доломитов [1], с подчиненными прослоями мергелей, известковистых алевролитов и мергелистых глин. Породы содержат многочисленную среднесарматскую ископаемую фауну, списки которой приводятся А. Л. Яншиным (1953).

В районе сора Косбулак происходят резкие фациальные замещения среднесарматских пород: здесь в их разрезе появляется значительная пачка красно-бурых, реже зеленых, неслоистых карбонатных глин с кристаллами гипса. Ниже глин, а также внутри них встречаются известняки с остатками среднесарматской фауны (А. И. Шарапов). Мощность пачки глин колеблется от 3 до 36 м. Красно-бурые глины среднего сармата обнажены в районе сора Косбулак и ранее неправильно принимались за тархан-чокракские отложения (Яншин, 1949).

В районе сора Асмантай-матай, среди карбонатных пород среднего сармата, появляется пачка светло-серых, хорошо отсортированных кварцевых мелкозернистых песков. Среди них встречаются прослои и линзы ракушечниковых известняков. В двух скважинах были обнаружены прослои серых тонкозернистых известковистых песчаников с включениями хорошо окатанной гальки кварца, кремнистых пород и кристаллических сланцев до 3—4 см в диаметре. Мощность пачки песков колеблется от нескольких метров до 32 м. По-видимому, за счет перевевания среднесарматских пород, содержащих значительное количество песчаного материала, произошли массивы песков Матай-кум и Сам. Мощность отложений среднего сармата достигает 45 м.

---

[1] Следует обратить внимание на то, что до сих пор в литературе не отмечено присутствие доломитов в сарматских отложениях Устюрта. Обычно пишут: «сарматские известняки Устюрта». Специальные исследования карбонатных пород сармата из разных точек Устюрта, проведенные в Геологическом институте АН СССР, показали, что значительная их доля принадлежит доломитизированным известнякам и доломитам.

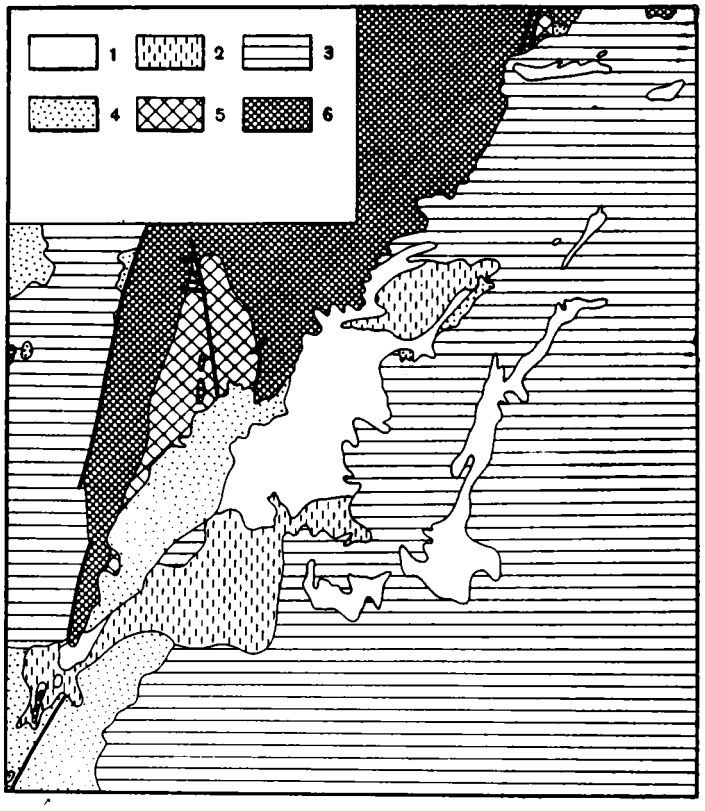
НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Разрез Северо-Восточного Устюрта венчается отложениями понтического яруса, широко распространенными в восточной части плато и отдельными пятнами, развитыми в районе соров Тугурюк и Асмантай-матай (А. И. Шарапов и Б. З. Урецкий). Они представлены ярко-желтыми, желтыми, розовыми оолитово-детритусовыми, органогенно-оолитовыми известняками, иногда ракушечниковыми, с прослоями желтовато-зеленых глин и светло-серых и белесых мергелей. А. Г. Эберзиным отсюда определены *Parvivenus widhalmi* S i n z., *Pseudocatillis pseudocatillis* B a r b., *Prosodacna* ex gr. *littoralis* E i c h w., *Theodoxus* sp., *Micromelania* sp., *Dreissena* sp., *Congerina* sp., говорящие о нижнепонтическом возрасте этих пород. Их мощность изменяется от 1 до 10 м.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В долине Шет-Иргиза еще в 1911 г. М. М. Пригоровским (1912) были открыты озерные сероцветные песчано-глинистые отложения с раковинами пресноводных унионид и палюдин, а также залегающие выше красные глины, которые образуют возвышенности на водоразделе Шет-Иргиза и Сарлыбая. Те и другие отложения он относил к плиоцену и, может быть, к верхним отделам миоцена. М. М. Пригоровским здесь были найдены остатки носорога, который принадлежит виду *Rhinoceras schleiermacheri* K a u p., характерному для верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых отложений юга Европейской части СССР (Павлова, 1914, 1915). А. Л. Яншиным (1953) красно-бурые глины района Шет-Иргиза и Каульджура были отнесены в главной своей части к неокому, а частично — к прибрежной фации чеганской свиты палеогена. А. Л. Яншин считал, что слои с унионидами развиты только в речных долинах и прислонены к красноцветным породам, слагающим водоразделы. На основании детального разбора стратиграфического диапазона распространения известной отсюда, правда, немногочисленной пресноводной фауны (определения В. В. Богачева по сборам М. М. Пригоровского) и условий залегания слоев с унионидами, А. Л. Яншин пришел к выводу о том, что они принадлежат нижнему или среднему плиоцену. Л. И. Киселев (1958), основываясь на материалах проведенных в последнее время съемочных и буровых работ, сообщил, что на юго-восточном склоне Мугоджар обнаружена сеть древних долин, несколько смещенных к юго-западу по отношению к современным и выполненных зеленоцветными песками и глинами внизу и красноцветными глинами вверху. Выходя из Мугоджар, эти долины сливаются в верховьях Шет-Иргиза и на более южных участках в поле красно-бурых глин, распространенных здесь значительно шире, чем считалось ранее. Предположив среднеплиоценовый возраст слоев с унионидами в долине Шет-Иргиза, на которые налегают красно-бурые глины, и приняв во внимание, что в красноцветные породы глубоко врезаны современные реки со среднечетвертичной второй надпойменной террасой, Л. И. Киселев пришел к выводу о верхнеплиоценовом — нижнечетвертичном возрасте красно-бурых глин. Этот возраст он распространил уже не только на красно-бурые, но и на лежащие ниже зеленовато-серые породы как долин в Мугоджарах, так и более южных районов — ст. Котр-тас и р. Бахатай.

Плиоценовые отложения в виде отдельных долин и пятен известны по юго-восточному склону Мугоджар, а в районе слияния рек Шет-Иргиза и Сарлыбая они образуют сплошное поле, которое идет вдоль хребта Жангана, занимает значительную площадь в южной части Берчогурской синклинали (долина балок Бахатай, Саады-сай и др.), приближается к хребту Жамантау, обходит его с юга и проникает в северную часть Чушкакульской антиклинали. Вторая, более узкая полоса этих пород начи-



Фиг. 16. Схема распространения средне-верхнеплиоценовых отложений на периферии Мугоджар

1 — отложения кызылтасской свиты верхнего плиоцена; *2* — отложения сарлыбайской свиты среднего и верхнего плиоцена; *3* — палеогеновые отложения; *4* — меловые отложения; *5* — нижнекаменноугольные породы; *6* — донижнекаменноугольные породы Мугоджар

нается к югу от слияния рек Карасая и Шет-Иргиза, идет восточнее горы Сатай к району урочища Коба-куль, к среднему течению балки Болгасын и оканчивается, не доходя до р. Каульджур. На продолжении этой полосы в районе оз. Сутты-куль лежит крупное изолированное пятно плиоцена (фиг. 16). В разных частях территории плиоценовые породы несогласно налегают на различные горизонты меловых и палеогеновых отложений, а близ Мугоджар — на породы палеозоя.

Во всех районах распространения плиоценовые отложения четко делятся на две толщи: нижнюю—зеленовато-серую слоистую и верхнюю—красноцветную неслоистую. Нижнюю толщу по р. Сарлыбай, где она впервые была обнаружена и подробно описана М. М. Пригоровским, а затем А. Л. Яншиным, можно назвать сарлыбайской свитой, а верхнюю, по находящейся на берегу р. Шет-Иргиз горе и мазару Кызылтас, где имеются хорошие ее обнажения, — кызылтасской свитой.

Сарлыбайская свита, во многих местах вскрываемая бурением под отложениями кызылтасской свиты, на широкой площади обнажена в долине р. Шет-Иргиз, в южной части Берчогурской синклинали, у оз. Сутты-куль и на севере Чушкакульской антиклинали. Она сложена зеленовато-серыми, серыми, реже черными некарбонатными слоистыми и неслоистыми глинами с многочисленными мелкими стяжениями и дендритами железо-марганцовистых соединений и нередко с включениями кристаллов

гипса и обуглившихся растительных остатков. Иногда встречаются битуминозные черные и коричневато-серые глины. Глины обычно имеют неровный раковистый излом, но встречаются глины тонкоплитчатые. Они переслаиваются (нередко наблюдается тонкое переслаивание) с зеленовато-серыми и светло-серыми глинистыми алевритами, тонко- и мелкозернистыми, реже крупнозернистыми серыми и желтовато-серыми светлыми слюдисто-кварцевыми песками с мелкой галькой и гравием кварца и мугоджарских пород, иногда сцементированных в песчаники. В основании свиты в большинстве мест наблюдается прослой грубозернистого песка с многочисленной галькой и гравием мугоджарских пород. В отложениях свиты наблюдаются обломки древесины, кости млекопитающих и раковины пресноводных моллюсков.

Обычно постепенно, но иногда по ясной границе, породы сарлыбайской свиты вверх переходят в красноцветные отложения кызылтасской свиты, которые в ряде случаев трансгрессивно налегают даже на более древние осадки. Кызылтасская свита сложена красно-бурыми, красными и желтовато-бурыми однородными неслоистыми карбонатными глинами с многочисленными бобовинами и дендритами железо-марганцовистых соединений и известковистыми журавчиками, число которых в особенности велико в основании свиты. Часто встречаются пятнистые глины, красные с включениями, пятнами и разводами зеленых.

В 1956 г. нами в обнажениях сарлыбайской свиты по долинам рек Шет-Иргиз и Сарлыбай были собраны раковины пресноводных моллюсков, среди которых В. В. Богачевым определены: *Paludina turgaica* Bog. aff. *dresseli* Pavl. (in litt.), *Unio subradiato-dentatus* Jazko (*U.* ex gr. *krajovensis* Porumb.), *U. prominalus* Sabbo, *U.* cf. *sibiricus* Lindh., *U. protractus* Lindh., *U. betekeensis* Lindh., *U. janschini* Bog. (in litt.), *U. oriensis* Bog. (in litt.), *Limnoscapha tanaica* Ebersin. По мнению В. В. Богачева, этот комплекс, скорее всего, говорит о принадлежности слоев р. Шет-Иргиза и Сарлыбая к киммерийскому (дакийскому) ярусу среднего плиоцена.

Из коллекции, собранной Н. А. Дементьевой и Н. Э. Зейберлихом в долине р. Шет-Иргиз, Г. Г. Мартинсоном определены: *Paludina tenuisculptus* Mart., *P.* cf. *neumayri* Brus., *Unio* cf. *tumidiformis* Lindh., *U. orlovi* Lindh., *U. indifferens* Lindh., *U.* cf. *transrhyphaeus* Bog. Большинство приведенных форм очень близки моллюскам, описанным В. А. Линдгольмом из средне-верхнеплиоценовых отложений Западной Сибири.

Таким образом, из приведенных определений пресноводных моллюсков наиболее вероятным возрастом сарлыбайской свиты является средний плиоцен. Тогда кызылтасская свита будет относиться к среднему — верхнему плиоцену.

Мощность отложений каждой из свит колеблется от нескольких метров до 50 м. В районе рек Шет-Иргиз и Сарлыбая мощность сарлыбайской свиты изменяется от 1 до 25 м, на юге Берчогурской синклинали от 0 до 50 м, в районе оз. Сутты-куль достигает 45 м, а в северной части Чушкакульской антиклинали изменяется от 7 до 30 м. Наибольших значений (40—50 м) мощность кызылтасской свиты достигает в районах возвышенностей Кызылтас и Кызыл-чоку на водоразделе рек Шет-Иргиза и Сарлыбая. На юге Берчогурской синклинали она доходит до 30—47 м

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (АНТРОПОГЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения периферии Мугоджар в генетическом отношении чрезвычайно разнообразны. Значительные площади занимают бугристые эоловые пески, широко распространены аллювиальные отложения довольно многочисленных, обычно пересыхающих речек и саев, на многих

участках развиты элювиальные образования, большое количество бессточных впадин заполнено осадками соров и озер, у подножья Мугоджарских гор и столовых возвышенностей широкими поясами распространен пустынный делювий, на берегах Аральского моря узкой полосой развиты осадки его трансгрессии с *Cardium edule* L. и, наконец, на юго-западе, у подножья Устюрта оставила свои осадки заходившая небольшим языком на периферию Мугоджар со стороны Каспийского моря хвалынская трансгрессия. Все четвертичные отложения периферии Мугоджар изучены еще чрезвычайно слабо. Ничтожна их палеонтологическая характеристика, а отсюда и крайне приближенно возрастное расчленение. Больше всего литературы посвящено вопросу о происхождении песчаных массивов (Берг, 1907; Дубянский, 1909, 1930; Неуструев, 1912; Емельянов, 1916; Крашенинников, 1945; Останин, 1932; Вялов, 1934; Гаель, 1934; 1950, 1951; Герасимов, 1937; Принц, 1940; Петрушевский, 1941; Федорович, 1950_1, 1950_2; Назаренко, 1950 и др.). Ряд работ освещает вопрос о генезисе и осадках бессточных впадин (Федорович, 1946; Назаренко, 1950 и др.). Об осадках трансгрессии древнего Арала писали Л. С. Берг (1908), В. И. Лымарев (1958); о речных террасах рек Эмбы, Темира и Чегана сообщали И. П. Герасимов (1928, 1930), А. Л. Яншин (1940), А. К. Бувалкин (1944). Ряд основных вопросов стратиграфии четвертичных отложений и новейшей геологической истории Северного Приаралья рассмотрел А. Л. Яншин (1953). К последней работе я и отсылаю всех интересующихся четвертичными отложениями периферии Мугоджар.

Глава VI

МОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОТДЕЛЬНЫХ УНАСЛЕДОВАННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

ХАРАКТЕР ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА НА ЮЖНОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ЗОНЫ АКТЮБИНСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

В районе погружения складок Актюбинского Приуралья под платформенный чехол почти на всей площади зоны распространены гидрохимические толщи кунгура, которые создают соляные дислокации. Наиболее типичными тектоническими формами в этом районе являются «дизъюнктивные мульды» (Руженцев, 1930, 1936; Климов, 1935; Яншин, 1937; Авров, 1957), которые, как правило, приурочены к сводам или присводовым частям складок, сложенных соляными толщами кунгура. Здесь унаследованные дислокации пока еще не установлены.

По гравиметрическим данным и пространственному размещению дизъюнктивных мульд, можно наметить западную границу распространения складчатости Актюбинского Приуралья. Она в виде фестончатых языков протягивается от верховий р. Малая Хобда к верховьям Темир, четко устанавливается до широты г. Темира, а отсюда идет к юго-востоку. В районе долины Эмбы подобные структуры исчезают и изоморфные соляные купола подходят почти вплотную к границе выклинивания соленосной толщи. От верховий р. Кумжарган по балке Ащисай к р. Жаинды проходит граница Русской платформы и Южноуральского периклинального прогиба. К востоку от этой линии мезо-кайнозойский чехол налегает прямо на нижнепермские и каменноугольные отложения Южноуральского периклинального прогиба. Красноцветные отложения верхней перми — нижнего триаса и гидрохимическая толща кунгура выклиниваются немного восточнее этой линии. В узкой полосе южного погребенного продолжения зоны Актюбинского Приуралья, лежащей между краем Русской платформы на западе и Сакмарско-Кокпектинским разломом на востоке, соляные толщи кунгура отсутствуют, в силу чего унаследованные движения верхнепалеозойских складок в мезозое и кайнозое достаточно отчетливо отражаются структурами платформенного чехла. Здесь в районе широтного отрезка долины Эмбы ниже пересечения его Оренбургской железной дорогой появляются первые унаследованные дислокации Западного Примугоджарья.

Наиболее западной из них, но, по-видимому, связанной еще с проявлением соляной тектоники, является Ащисайская синклиналь, вытянутая от балки Ащисай на севере почти до долины Атжаксы на юге, т. е. на расстояние около 50 км. Для нее характерно широкое развитие полого залегающих осадков тасаранской свиты эоцена, которые выполняют всю ее осевую часть. Только по долине Эмбы в результате эро-

зии появляются на поверхности более древние породы маастрихта, а в пределах узкой полосы — даже отложения кампана.

Вдоль всего западного крыла синклинали прослеживается разлом, который на севере идет по долине Ащисая и выявляется по различию высотных отметок подошвы палеогена и маастрихта по обоим склонам балки. Здесь его амплитуда, вероятно, 25—30 м. На юге он перекрыт аллювиальными отложениями Эмбы, но вновь отчетливо прослеживается на левом ее берегу по разнице залегания подошвы маастрихта по различные стороны от разлома, которая равна 10—15 м. Далее к югу, непосредственно продолжая прослеженный выше разлом или располагаясь по отношению к нему слегка кулисообразно, по ряду колодцев намечается еще одно дизъюнктивное нарушение. В одних колодцах (западных) выходят отложения маастрихта, в то время как в других (восточных) почти на той же высоте породы палеогена. Наконец, различие высот залегания подошвы палеогена, которое обусловлено проходящим здесь сбросом или флексурой, продолжающей описанный выше разлом, наблюдается к северу от долины Атжаксы.

Ащисайская синклиналь хорошо вырисовывается на гравиметрической карте меридионально вытянутым минимумом силы тяжести. Профиль II—II (см. фиг. 7) пересекает Ащисайскую синклиналь немного южнее долины Эмбы. В осевой части синклинали расположена скв. К-26, в которой кровля даульской свиты неокома встречена на абсолютной отметке —187 м. В лежащей к востоку, уже на крыле синклинали скв. К-29 кровля неокома поднимается до —56 м, а на соседней к востоку антиклинали до —12 м. На западном крыле, в скв. К-26, кровля неокома воздымается до отметок — 43 м, а еще далее к западу, уже за разломом западного крыла, до —9 м. Синклиналь прекрасно отбивается по поверхности сантона, которая залегает на абсолютных отметках: в скв. К-25 +172 м, в скв. К-26 +147 м, в скв. К-28 +117 м, а в скв. К-29 вновь поднимается до отметок +131 м и в скв. К-30 до +150 м.

Судя по скважинам профиля II—II, синклиналь выполнена палеогеном, всем комплексом верхнемеловых отложений (кроме турона и сеномана), породами нижнего мела и узунтальской свиты юры. Под отложениями платформенного чехла в пределах синклинали скважинами обнаруживаются красноцветные породы верхней перми — нижнего триаса. На восточном крыле синклинали мезозойские отложения переходят с «пермо-триасовых» красноцветов на слои среднего карбона. По данным сейсморазведки более глубокие слои палеозоя (вплоть до глубин 2—2,5 км) образуют также отчетливую синклинальную структуру. Тем самым доказывается точное совпадение по профилю II—II синклинальных структур в палеозойском фундаменте и в платформенном мезо-кайнозойском чехле. По слоям внутри палеозоя синклиналь имеет более крутое западное крыло (с углами падения до 25—30°) и более пологое восточное (углы падения до 10—15°).

К востоку от Ащисайской синклинали по выходу кампанских отложений в районе песков Кумжарган среди более молодых маастрихтских пород намечается Кумжарганская антиклиналь. Еще более четко она выступает по данным гравиразведки относительным максимумом силы тяжести, который вытянут в меридиональном направлении от песков Кумжарган на севере до широты оз. Соркуль на юге. Проведенный впоследствии профиль II—II точно подтвердил антиклиналь со сводом в районе скв. К-30. Здесь абсолютная отметка кровли неокома лежит на отметке —12 м, а в осевой полосе соседней к западу Ащисайской синклинали, как мы видели выше, на отметке —187 м. К востоку эта поверхность понижается до — 29 м. Аналогичную картину можно видеть и по другим горизонтам.

Скв. К-30, заложенная в ядре Кумжарганской антиклинали, вскрыла

породы палеозоя более древние, чем в соседних скважинах. Они представлены известняками башкирского яруса среднего карбона (см. главу IV). Заложенная на восточном крыле, ближе к осевой части соседней синклинали, скв. К-31 вошла в аргиллиты, песчаники и известняки подольского горизонта московского яруса среднего карбона и остановилась в близких по литологии породах каширского горизонта того же яруса. Расположенная на западном крыле Кумжарганской антиклинали скв. К-29 вскрыла аргиллиты, песчаники и известняки, скорее всего, верхнекаменноугольного возраста. Далее на запад, уже в соседней Ащисайской синклинали широкое развитие получают красноцветы верхней перми — нижнего триаса. Таким образом, по профилю II—II намечается довольно точное совпадение сводов древней палеозойской и молодой мезозойской антиклинали, т. е. тем самым устанавливается ее унаследованность.

Палеозойское поднятие по внутреннему строению, по-видимому, достаточно сложно. Керн скв. К-31 имеет наклон слоев 75—80° и даже до вертикального. В скв. К-29 породы падают под углом 60—70°. Судя по сейсморазведке, западное крыло поднятия в районе скв. К-29 оборвано разломом, имеющим, видимо, характер крутого надвига. Ниже подошвы мезозоя по разлому приходят в контакт красноцветные породы верхней перми — нижнего триаса с запада и сероцветные среднекаменноугольные отложения с востока. К западу от разлома, где слои палеозойских пород лежат довольно спокойно, выделяются четкие отражающие площадки, а к востоку, где они смяты в крутые складки, такие площадки отсутствуют.

Восточнее параллельно Кумжарганской антиклинали прослеживается Батпаккульская синклиналь. Ее ось проходит от места смены меридионального течения Эмбы на широтное в районе немного восточнее пос. Жаркемер через озера Соркуль и Батпаккуль. Эта структура выполнена отложениями морского палеогена и только на севере, благодаря эрозионному размыву Эмбы и ее притоков, в ее осевой части появляются породы маастрихта и даже кампана. В центральной ее части, у озер Соркуль и Батпаккуль, также в связи с глубокой эрозией на поверхность выходят верхи маастрихтских отложений.

Синклиналь выявляется при сравнении абсолютных отметок ряда горизонтов. Так, подошва сантона в скважине у оз. Соркуль лежит на отметках +74, а на крыле соседней Кокпектинской антиклинали она же находится на отметках +220 или +240 м, в обрывах же Эмбы к западу от синклинали на отметках +160 м обнажается уже нижняя часть кампанских отложений. Кровля неокома на Кокпектинской антиклинали залегает на отметках до +124 м, а у оз. Батпаккуль на —94 м.

Батпаккульская синклиналь имеет асимметричное строение: более крутое восточное и пологое западное крылья. Углы падения палеогеновых слоев в ее пределах обычно не превышают 1°.

На профиле II—II Батпаккульская синклиналь устанавливается по залеганию различных горизонтов. Так, кровля неокома на соседней Кумжарганской антиклинали лежит на абсолютной отметке —12 м (скв. К-30), а в Батпаккульской синклинали на отметке —29 м. К востоку она постепенно поднимается до отметок +82 м на соседней антиклинали.

Как уже отмечалось, в осевой части Батпаккульской синклинали под мезозоем были вскрыты подольские и каширские слои московского яруса среднего карбона. К востоку и к западу по мере подъема мезо-кайнозойских слоев появляются более древние отложения башкирского яруса. Близ свода соседней с востока антиклинали появляются круто наклоненные (под углом 60—90°) нижнекаменноугольные отложения, а в самом ее своде — среднедевонские ультраосновные породы. Таким образом, вновь довольно четко выступает соответствие Батпаккульской синклинали синклинальной структуре в палеозойских отложениях, т. е. ее унаследованный характер.

Полоса линейно вытянутых мезо-кайнозойских структур южного продолжения зоны Актюбинского Приуралья протягивается и далее на юг, в пределы листа L — 40. Здесь на западе она ограничена Южноэмбенским краевым поднятием Русской платформы. Восточный край последнего проходит от района пересечения р. Жаинды широтой 45°, восточнее оз. Ащикуль, к верховьям Шетырлысая и в район балки Кыздынсай.

На геологических картах А. Л. Яншина (1949), В. Л. Яхимович и В. Ф. Самсонова (1949 г.) к западу от Чушкакульской антиклинали были показаны отложения палеогена с практически горизонтальным залеганием слоев. Однако проведенное трестом «Актюбнефтеразвезка» бурение (Г. Г. Мулдакулов, В. П. Тупиков, В. Е. Ржанников) и построенная мной по этим данным структурная карта кровли мела, позволяют установить, что здесь проходит ряд хорошо выраженных антиклинальных и синклинальных структур (фиг. 17). Наиболее крупная из них принадлежит Кокпектинской антиклинальной зоне; ее строение я разберу немного позже. Но и к западу от нее также прослеживается ряд почти меридионально вытянутых дислокаций — Бакыртауская группа структур (фиг. 18).

Наиболее восточная из них Бакыртауская синклиналь выполнена отложениями палеогена, залегающими на маастрихтских и кампанских породах. В осевой части ее присутствует наиболее полный разрез палеогена и верхнего мела. Мощность морских отложений палеогена, лежащих в осевой части структуры в районе горы Бакыртау, достигает 140—160 м. Ось синклинали погружается к югу. Кровля мела в северной половине осевой части синклинали лежит на отметке 175 м (скв. 88), южнее опускается до 101 м (скв. 124), а в низовьях Маннысая снижается до отметки —180 м.

В поперечном сечении Бакыртауская синклиналь имеет резко выраженное асимметричное строение: очень пологое западное и крутое восточное крыло. Углы падения западного крыла по кровле мела обычно равны 30—40′. На восточном крыле слои палеогеновых и меловых отложений круто наклонены близ разлома, проходящего по восточному краю структуры; они здесь как бы вздернуты кверху. Углы падения их достигают 5—8°. Синклиналь протягивается более чем на 110 км. Ее ширина колеблется от 4 до 10 км. На широте верховьев Жаинды происходит воздымание оси Бакыртауской синклинали и здесь образуется пережим, отделяющий на севере локальное опускание с залеганием кровли мела на абсолютной отметке 175 м. Южнее пережима синклиналь расширяется и открывается к югу. Здесь она вырисовывается заливообразным заходом стратоизогипс кровли мела к северу. В низовьях Маннысая синклиналь постепенно выполаживается, но примерно на широте пос. Актумсук на ее продолжении выделяется Таскенчукская синклиналь. Эта структура входит в Актумсукскую группу и будет описана несколько ниже.

Западнее Бакыртауской синклинали по структурной карте можно выделить еще несколько антиклиналей и синклиналей, оси которых также ориентированы параллельно оси предыдущей структуры. Они изучены еще очень слабо. От слияния балок Саралжинды и Жаинды до среднего течения Талдысая хорошо выделяется полоса приподнятого залегания кровли маастрихта: здесь проходит осевая линия Саралжиндинской антиклинали. Ось структуры постепенно погружается к югу без заметных ундуляций от 216 м (скв. 103) на севере до 146 м в скв. 139 и 118 м в скв. 121 на южной периклинали. К югу от Талдысая отмечается небольшой изгиб осевой линии антиклинали на восток, и здесь она идет строго меридионально. Одновременно от основной антиклинали отходит слабо намечающийся структурный нос, который простирается в прежнем юго-юго-восточном направлении и идет примерно вдоль долины Маннысая. Таким образом, Саралжиндинская антиклиналь вытянута

на 110 км. Наиболее приподнятая ее часть находится в районе слияния Саралжиндысая ср. Жаинды, где амплитуда поднятия достигает 65 м. К югу антиклиналь постепенно затухает, и амплитуда поднятия в районе среднего течения Талдысая не превышает 20—30 м. Еще дальше к югу антиклиналь совсем слабо выражена, кровля мела здесь опускается до отметок —173 м (скв. 12) и стратоизогипсы приобретают широтное простирание. На продолжении структурного носа Саралжиндинской антиклинали, к северо-западу от пос. Актумсук, выделяется Жапракская антиклиналь, принадлежащая Актумсукской группе структур.

Далее к западу от верховьев балки Кумсай проходит К у м с а й с к а я с и н к л и н а л ь, выполненная отложениями палеогена. Ее ось, вытянутая в юго-юго-восточном направлении, к югу постепенно погружается. На севере намечается центриклинальное замыкание структуры и здесь кровля мела лежит на отметке 180—190 м. В месте пересечения синклинали р. Жаинды кровля мела опускается до 150 м. В связи с дальнейшим небольшим подъемом оси в районе р. Жаинды образуется самостоятельная ванна длиной до 15 км и шириной 4—6 км. После пережима синклинали к югу наблюдается погружение ее оси, в результате которого кровля мела опускается с отметок 160 м в районе пережима до 105 м в долине Маннысая. В этом направлении происходит и расширение структуры до 10 км. Еще далее к югу, в районе пос. Кызылжар стратоизогипсы кровли мела идут почти широтно, отражая общее погружение слоев в южном направлении. Здесь синклиналь расплывается и теряется.

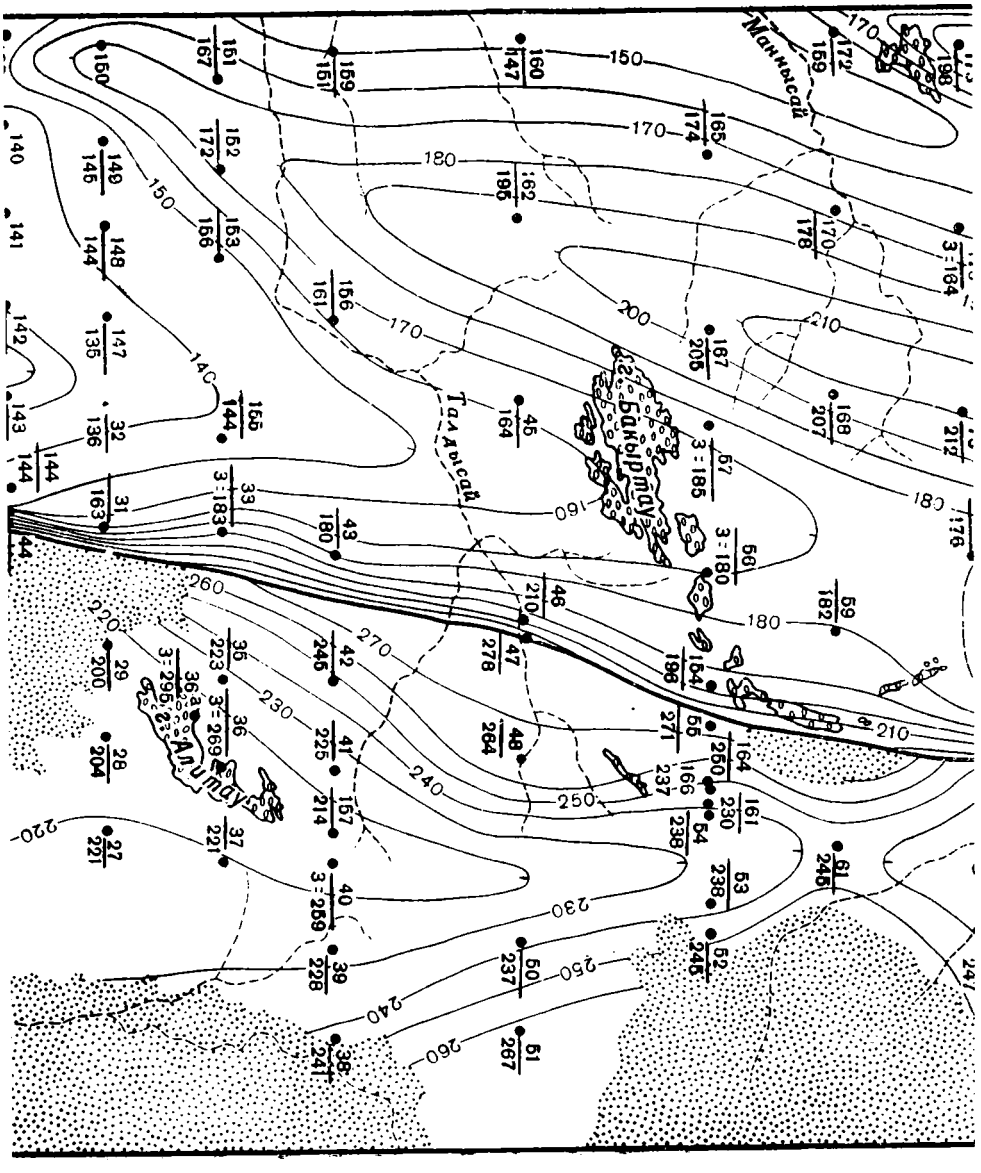
Вдоль течения балки Жидели, левого притока Жаинды, проходит следующая к западу Ж и д е л и н с к а я а н т и к л и н а л ь. На севере она намечается вначале в виде структурного носа, кровля мела в пределах которого постепенно погружается к югу от 190 м до 170 м. У впадения балки Жидели в р. Жаинды возникает вытянутая седловина, которая в верховьях Жидели сменяется резким подъемом оси (кровля мела на абсолютной отметке 222 м). Здесь развита четко выраженная брахиантиклинальная структура длиной в 16—17 км и шириной до 5—6 км. Ее амплитуда достигает 70 м. К югу начинается постепенное погружение оси, в результате чего кровля мела в верховье Талдысая опускается до отметок 125—135 м. Вместе с погружением оси происходит затухание антиклинали: ее амплитуда вначале не превышает 20, а затем и 10 м. К югу от впадения Талдысая в Маннысай Жиделинская антиклиналь окончательно затухает.

К западу от балки Жидели параллельно ее течению прослеживается П р и ж и д е л и н с к а я с и н к л и н а л ь, которая протягивается от р. Жаинды почти на 60 км в направлении на юго-юго-восток. Ее ширина обычно равна 4—5 км. Ось синклинали очень медленно и плавно погружается к югу. Это погружение невелико: на севере кровля мела в осевой части структуры находится на абсолютных отметках 170—175 м, а на юге опускается до 140 м. В долине Маннысая Прижиделинская синклиналь вливается в Кумсайскую синклиналь, которая образует здесь широкую спокойную структуру относительно небольшой амплитуды (20—30 м по кровле мела).

В среднем течении Жаинды, в районе родника Токсанбайбулак, развита еще одна антиклинальная структура — Т о к с а н б а й с к а я. В ее своде по долине Жаинды на поверхность выходят отложения маастрихта, кровля которых приподнята до абсолютных отметок 200—210 м. Длинная ось структуры 12 км, короткая 5—6 км. Амплитуда ее поднятия по кровле мела достигает 40 м. К юго-юго-востоку происходит погружение шарнира антиклинали, но затем на расстоянии более 20 км кровля мела в своде антиклинали лежит примерно на одних и тех же абсолютных отметках. В долине р. Маннысая антиклиналь уже не улавливается.

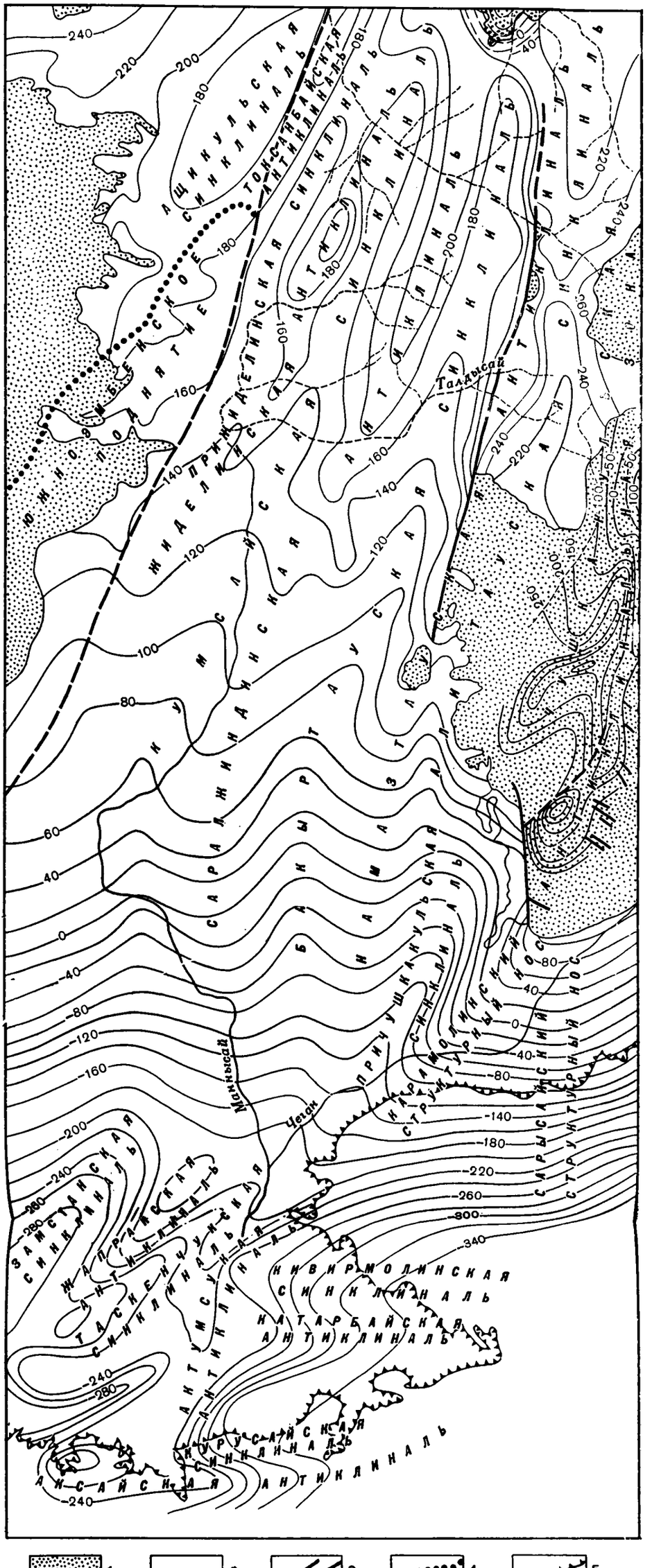
Южнее, в районе столовой возвышенности Замстан, вновь намечается

четкое синклинальное погружение—З а м с т а н с к о е. На севере оно центроклинально заканчивается в районе скв. К-5, к югу раскрывается и продолжается в пределы Северного Устюрта. На севере по стратоизогипсе кровли мела — 200 м Замстанская синклиналь имеет ширину 15 км. К югу она постепенно расширяется и в пределах плато Устюрт вливается в об-



к Мугоджарам нижняя часть тасаранской свиты переходит в кварцево-глауконитовые пески и песчаники тыкбутакской подсвиты. Общая мощность тасаранской свиты эоцена достигает 80 м.

Скважинами были вскрыты более древние отложения, участвующие в строении антиклинали. Под залегающими с перерывом и, возможно, с некоторым несогласием сантонскими отложениями расположены песчаные

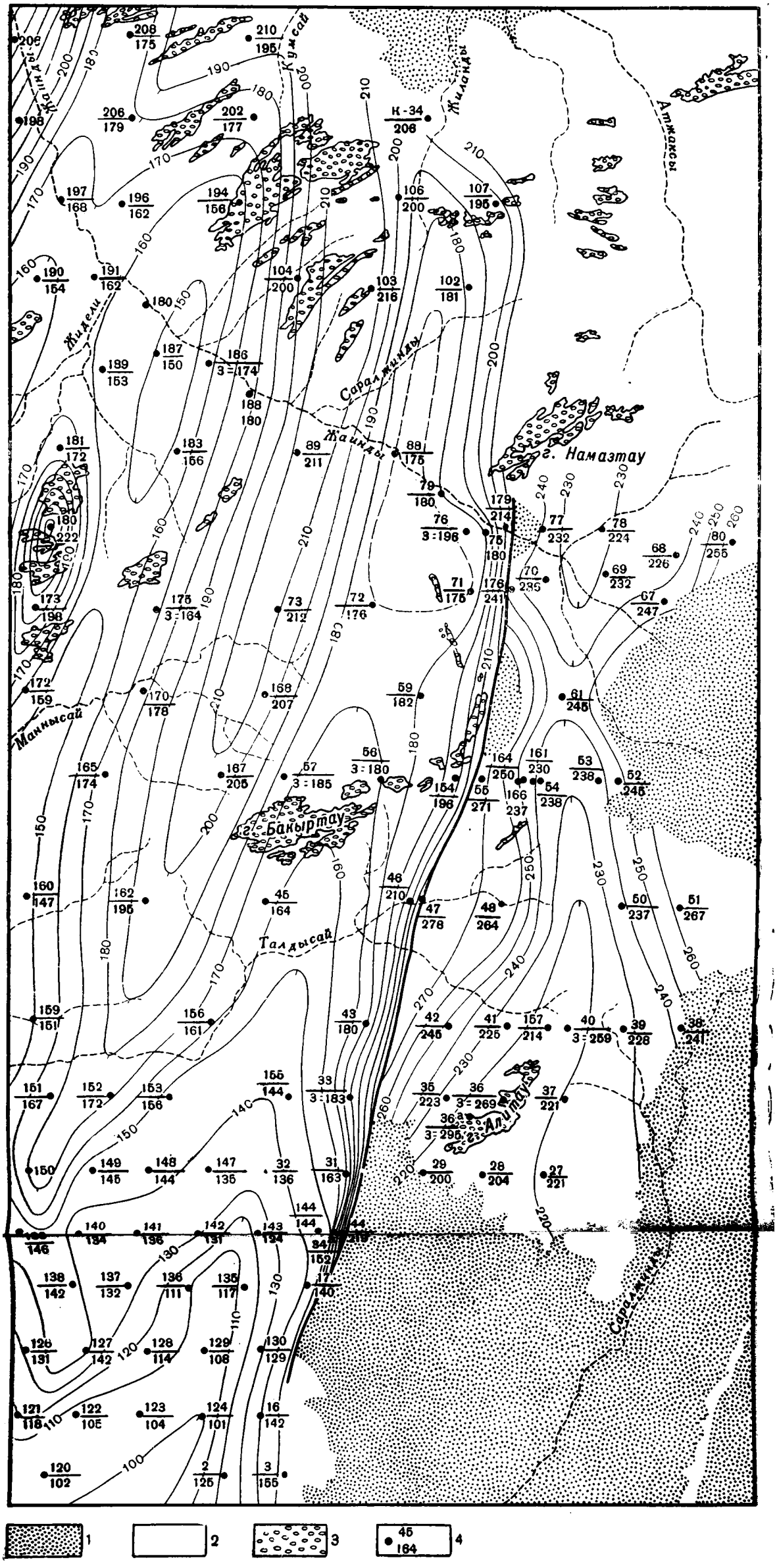


1 2 3 4 5

Фиг. 17. Схематическая структурная карта по кровле мела (подошве палеогена) района Бакыртауской, Алитауской и Актумсукской групп структур

1 — меловые отложения; *2* — палеогеновые отложения; *3* — разломы на поверхности и погребенные; *4* — условная граница северо-восточного окончания Южноэмбенского гравитационного максимума; *5* — чинки Устюрта и Чаграйского плато.

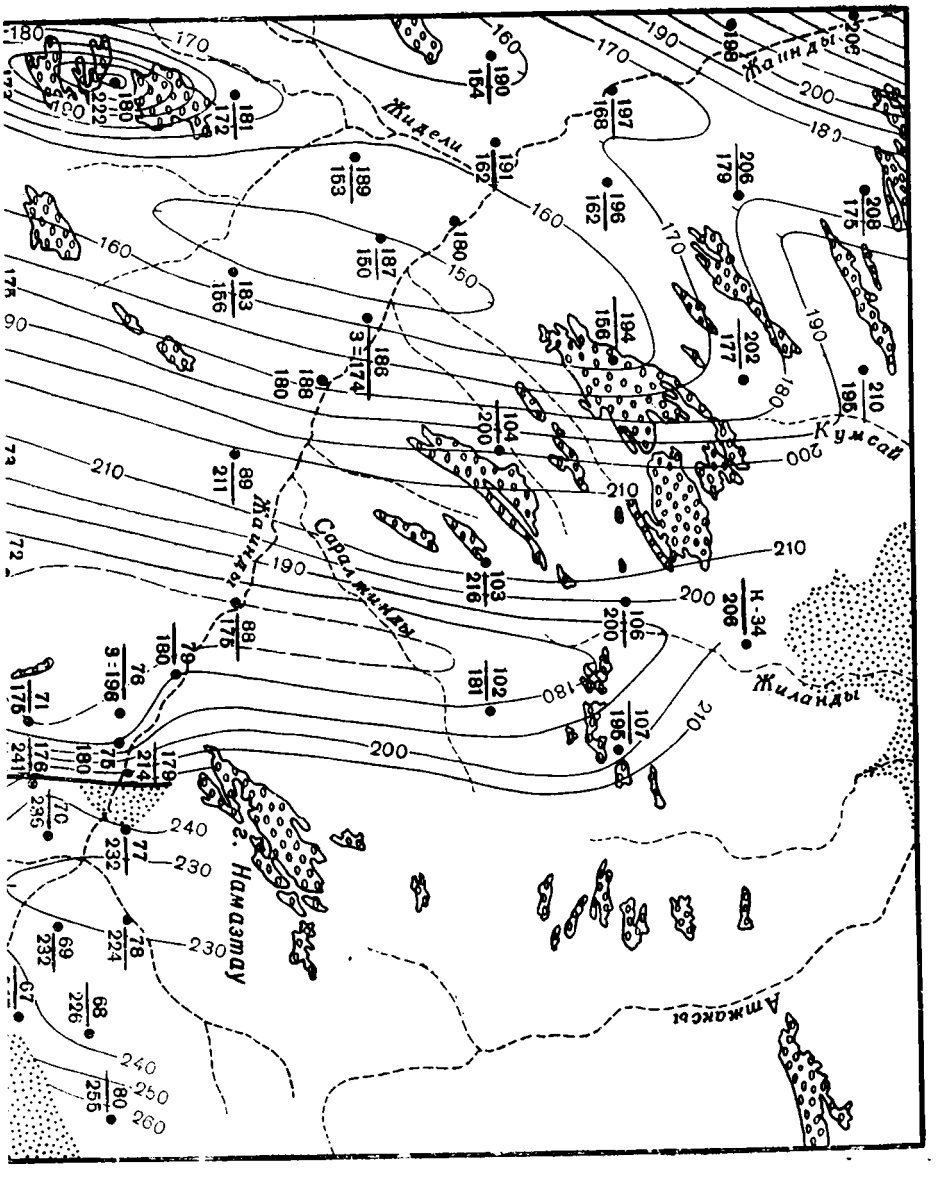
Стратоизогипсы на площади распространения палеогеновых отложений проведены по кровле мела (подошве палеогена), а на площади распространения меловых отложений — по кровле неокома



Фиг. 18. Схематическая структурная карта по кровле мела (подошве палеогена) района к западу от Чушкакульской антиклинали

1 — меловые отложения; *2* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена; *3* — чаграйская свита верхнего олигоцена; *4* — скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли мела

на 110 км. Наиболее приподнятая ее часть находится в районе слияния Саралжиндысая ср. Жаинды, где амплитуда поднятия достигает 65 м. К югу антиклиналь постепенно затухает, и амплитуда поднятия в районе среднего течения Талдысая не превышает 20—30 м. Еще дальше к югу



рихта, кровля которых приподнята до абсолютных отметок 200—210 м. Длинная ось структуры 12 км, короткая 5—6 км. Амплитуда ее поднятия по кровле мела достигает 40 м. К юго-юго-востоку происходит погружение шарнира антиклинали, но затем на расстоянии более 20 км кровля мела в своде антиклинали лежит примерно на одних и тех же абсолютных отметках. В долине р. Маннысая антиклиналь уже не улавливается.

Южнее, в районе столовой возвышенности Замстан, вновь намечается

четкое синклинальное погружение—З а м с т а н с к о е. На севере оно центроклинально заканчивается в районе скв. К-5, к югу раскрывается и продолжается в пределы Северного Устюрта. На севере по стратоизогипсе кровли мела — 200 м Замстанская синклиналь имеет ширину 15 км. К югу она постепенно расширяется и в пределах плато Устюрт вливается в обширный Североустюртский прогиб.

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ НА ЮЖНОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ОСЕВОЙ ЗОНЫ УРАЛА (САКМАРСКО-УРАЛТАУСКОЙ)

На южном продолжении антиклинория р. Аксу в мезо-кайнозойском платформенном чехле развита четко выраженная линия антиклиналей— К о к п е к т и н с к а я а н т и к л и н а л ь н а я з о н а.

Уже в верховьях Аксу видно, что Аксуйский антиклинорий отразился в мезо-кайнозойских слоях. Действительно, выходы пород докембрия и палеозоя последовательно окаймляются полосами альбских отложений, кампана и маастрихта, а в соседних синклиналях развиты осадки палеогена. Если здесь на антиклинали альбские породы обнажаются на абсолютных отметках 350—370 м, то в соседней с востока синклинали они вскрываются в скважинах на глубинах в 25—70 м и более, т. е. на отметках 230—240 м.

Далее к югу эта антиклинальная полоса устанавливается по редким буровым скважинам, а уже в районе ст. Изембет в ее пределах появляется первая довольно хорошо изученная унаследованная антиклиналь — Изембетская.

Изембетская антиклиналь

Изембетская антиклиналь, расположенная в 8 км к северо-востоку от ст. Изембет, обнаружена в 1951 г., когда трестом «Актюбнефтеразведка» был проведен широтный профиль картировочных и крелиусных скважин от купола Джилансаид близ линии Оренбургской железной дороги до подножья Мугоджарских гор (А. Ш. Хаджиев, Чен Ын Ен). С 1952 г. в течение нескольких лет здесь велось крелиусное (Чен Ын Ен) и глубокое (Н. Н. Михина) бурение, материалы которого изучались А. К. Замареновым, В. В. Липатовой и Е. Ф. Шаткинской.

С поверхности Изембетская антиклиналь сложена породами сантона и кампана (фиг. 19). Нижний сантон представлен зеленовато-серыми, песчанистыми глинами и песками с фосфоритовым слоем (0,4—0,5 м) в основании, общей мощностью 7—10 м. Верхний сантон сложен светлыми зеленовато-серыми алевритами с рассеянными мелкими фосфоритовыми гальками в нижней части и с фосфоритовым слоем (0,2—0,4 м) в основании, общей мощностью 3—8 м. Кампан сложен зеленовато-серыми гипсоносными глинами и алевритами мощностью от 45—50 м в присводовой части антиклинали до 60—70 м в соседней с востока синклинали.

К востоку эти породы погружаются под сплошной покров палеогена, слагающего соседнюю синклиналь. Палеоген представлен в нижней части зеленовато-серыми кремнистыми глинами тасаранской свиты, в основании которых проходит кварцево-глауконитовый песчаник с желваками фосфоритов, а в верхней, которая появляется несколько восточнее,— белыми опоками и опоковидными глинами акчатской подсвиты. Ближе к Мугоджарам нижняя часть тасаранской свиты переходит в кварцево-глауконитовые пески и песчаники тыкбутакской подсвиты. Общая мощность тасаранской свиты эоцена достигает 80 м.

Скважинами были вскрыты более древние отложения, участвующие в строении антиклинали. Под залегающими с перерывом и, возможно, с некоторым несогласием сантонскими отложениями расположены песчаные

осадки верхнего альба, постепенно сменяющиеся вниз средне- и, возможно, нижнеальбскими серыми глинами с подчиненными прослоями песков и песчаников. Общая мощность альбских пород, на изменение которой существенную роль оказывает древний рельеф, колеблется от 33 м на западном крыле антиклинали до 70—75 м в центральной и восточной ее частях. Альбские пески выходят на поверхность в ядре соседнего с запада Иембетского купола (см. фиг. 19).

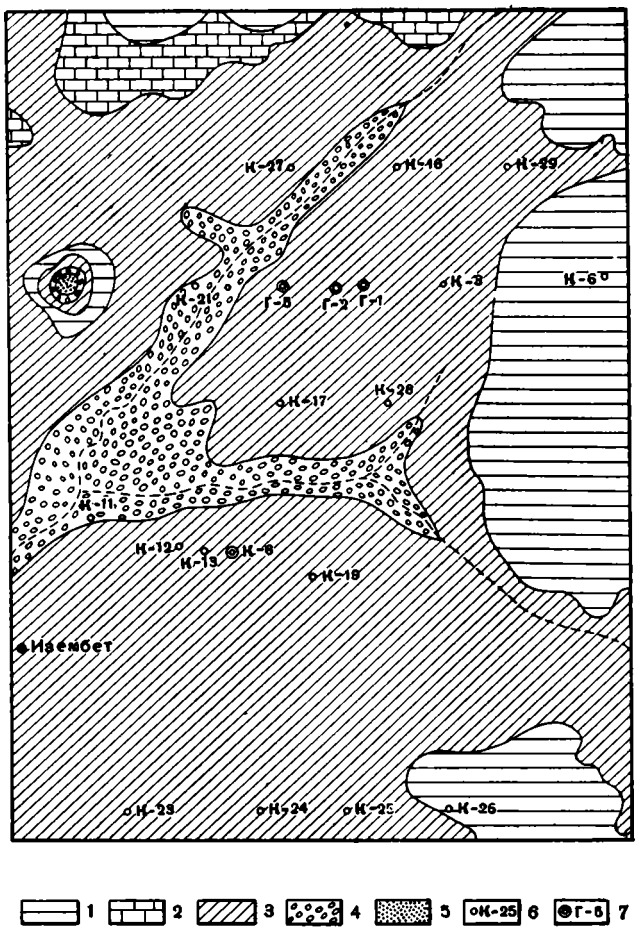
Ниже альбских пород были обнаружены темно-серые и черные глины апта, мощность которых изменяется от 17 до 37 м. Аптские породы с перерывом ложатся на размытую поверхность зеленовато-серых глин неокома с прослоями песков и песчаников. Мощность неокомских пород зависит от древнего рельефа поверхности палеозоя и в пределах антиклинали колеблется от 11 до 32 м. К востоку в общем их мощность уменьшается, и уже восточнее скв. К-6 они выклиниваются.

На всей площади антиклинали под отложениями неокома, а близ скв. К-6 и далее к востоку под аптом были вскрыты палеозойские породы, подробно описанные в главе II.

В сводовой части Иембетская антиклиналь сложена породами сантона и кампана. Однако в связи с большим развитием довольно мощной толщи однообразных пород кампана на геологической карте (см. фиг. 19) антиклиналь выступает не очень отчетливо. Хорошо намечается лишь ее восточное крыло, на котором появляется сплошное поле палеогена. На севере и на юге (уже за пределами карты, изображенной на фиг. 19) по погружению кампана под более молодые отложения маастрихта и палеогена видно окончание структуры в этих направлениях. На западе же в связи с развитием соляных куполов на поверхность выведены широкие поля кампанских пород, сливающиеся с кампаном Иембетской антиклинали; поэтому западное крыло складки на геологической карте ясно не вырисовывается.

Первым сверху наиболее четким горизонтом для построения структурной карты является подошва фосфоритовой серии сантона (кровля альба). По данным стратиграфической разбивки треста «Актюбнефтеразведка» (Чен Ын Ен) мной была составлена структурная карта Иембетской антиклинали по кровле альба (фиг. 20). На этой карте видно, что Иембетская антиклиналь представляет собой меридионально вытянутую структуру. В северной ее части намечается небольшое отклонение оси к востоку. По длинной оси антиклиналь превышает 15 км, по короткой достигает 6 км. Амплитуда структуры по кровле альба равна 30—50 м. Антиклиналь обладает ясно выраженным сводом. В ее центральной части по основному профилю глубоких скважин кровля альба наиболее высоко приподнята в скв. К-5. К востоку отсюда она плавно погружается под углом 1°, к западу после небольшого погружения как будто намечается почти ровная ступенеобразная площадка в районе скв. Г-2, Г-5 и К-21. Однако следует заметить, что во всех этих трех скважинах керн, соответствующий низам верхнего мела и верхам альба, поднят не был, а кривые электрокаротажных диаграмм, по которым отбивалась кровля альба, для этого интервала также не очень ясны. Поэтому не исключено, что в скв. Г-2 и Г-5 кровля альба в действительности проходит выше, чем она проводится геологами треста «Актюбнефтеразведка». В этом случае плоской горизонтальной площадки по кровле альба между скв. Г-2 и К-21 может не быть. Наоборот, здесь может находиться свод структуры по кровле альбских отложений, что весьма вероятно, если исходить из общих контуров структуры, изображенной на фиг. 20. К западу от скв. К-21 намечается крутое флексурообразное (до 2—3°) западное крыло антиклинали. Таким образом, Иембетская антиклиналь имеет асимметричное строение с более крутым западным и пологим восточным крыльями.

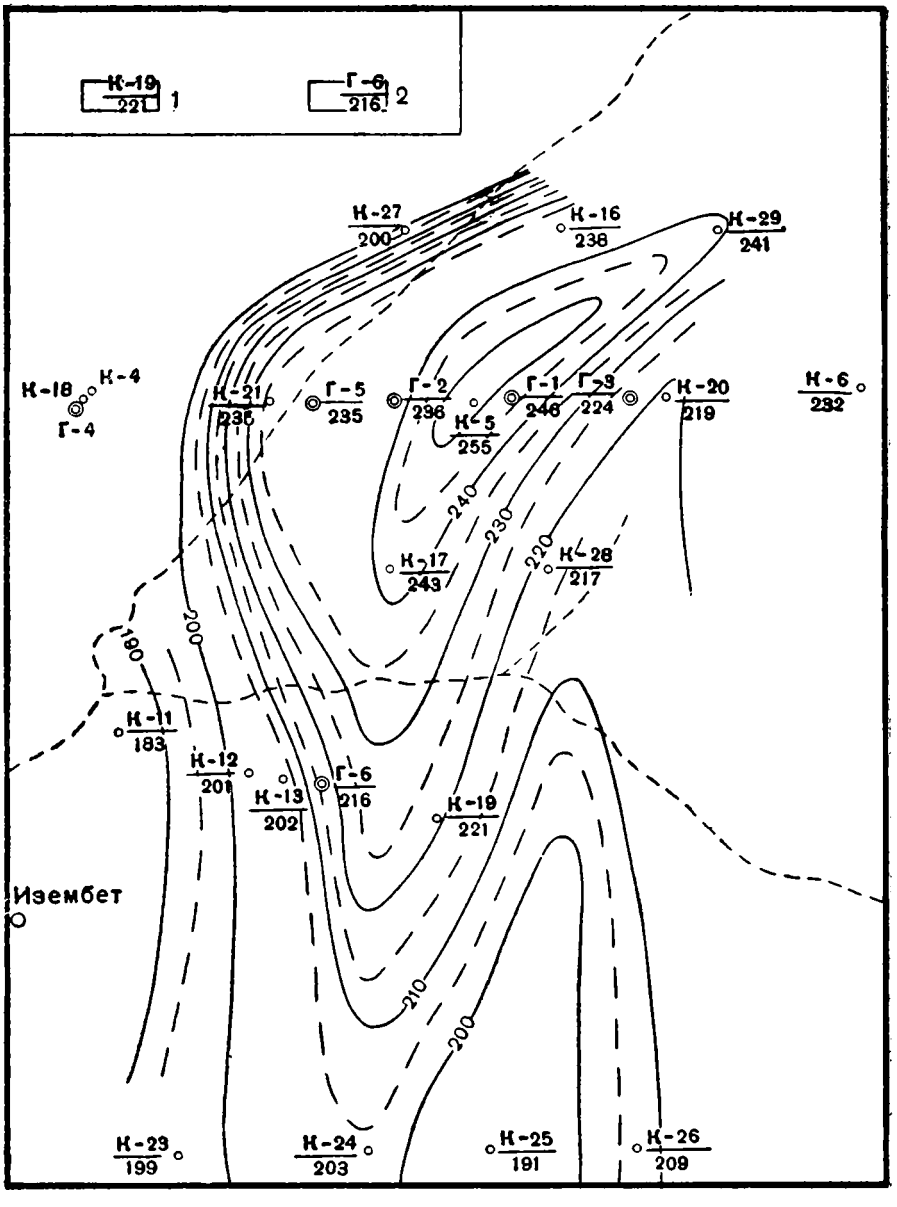
Современный рельеф поверхности палеозоя (фиг. 21 наиболее приод-



Фиг. 19. Схематическая геологическая карта Изембетской антиклинали

1 — палеоген; *2* — маастрихт; *3* — кампан; *4* — сантон; *5* — альб; *6* — кремнусная скважина и ее номер; *7* — глубокая скважина и ее номер

нят (до отметки +140 м) в районе скв. Г-2 и К-29; отсюда он погружается к югу, в сторону скв. К-13, в виде довольно узкого вытянутого носа. С востока параллельно этому возвышению через скв. Г-3 и К-19 проходит понижение рельефа. Интересно, что амплитуда колебания отметок современной поверхности палеозоя меньше этой амплитуды для кровли альба. Первая равна только 15—25 м, тогда как вторая достигает 30—50 м. Отрицательные и положительные формы поверхности палеозоя и поверхности кровли альба в большинстве случаев не совпадают. Все это говорит о том, что до начала изгибания кровли альба (подошвы сантона) поверхность палеозоя не была выравненной, а имела какие-то формы расчлененного рельефа, не совпадающие с конфигурацией рельефа современной поверхности палеозоя. Приближенно характер древнего досантонского рельефа палеозоя можно получить на карте, построенной путем вычитания из абсолютных отметок кровли альба отметок современной поверхности палеозоя; при этом поверхность альба принимается за нулевую. Эта

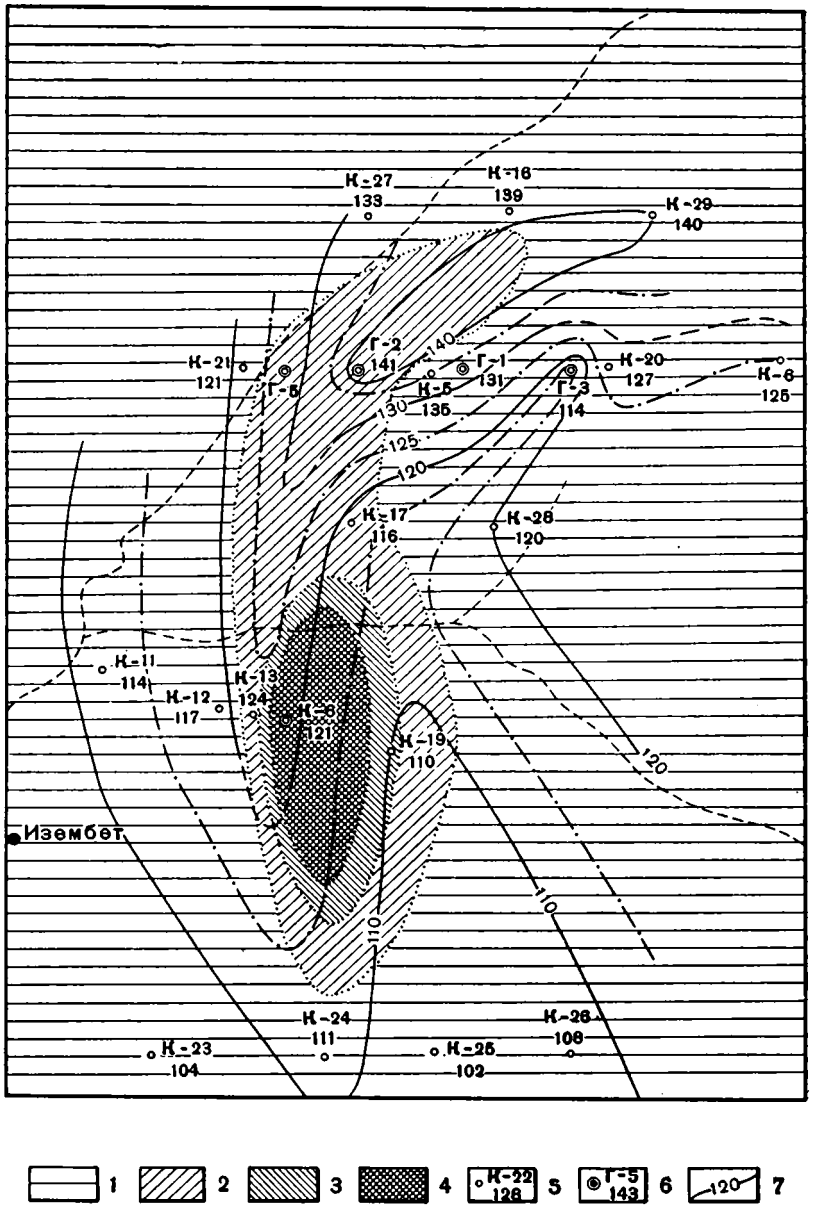


Фиг. 20. Структурная схема Изембетской антиклинали по кровле альба

1 — крелиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли альба;
2 — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли альба

карта (фиг. 22) одновременно представляет собой карту изопах[1] отложений неокома, апта и альба. На ней видно, что поверхность палеозоя имела

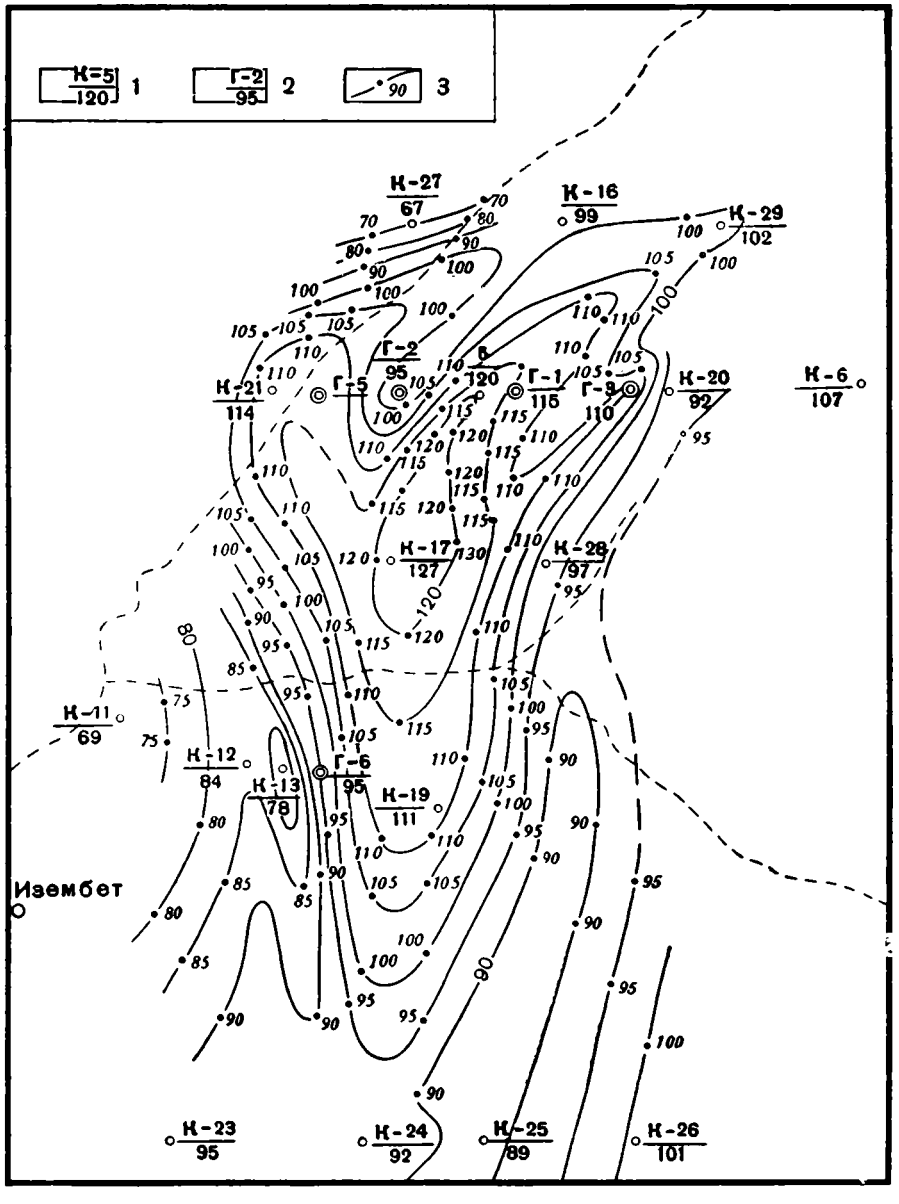
[1] Термин «изопахи» происходит от греческих слов «ισος»—равный, одинаковый и «παχος» — толщина и обозначает линии, соединяющие точки с равными мощностями отложений определенной стратиграфической единицы. В нашей литературе за этим понятием укоренился термин «изопахиты». Как видно из написания греческих слов, от которых произошел этот термин, его более правильно следует писать как «изопахи». В американской геологической литературе, где этот термин впервые начал употребляться, и в современной зарубежной литературе линии равных мощностей обычно обозначают терминами «isopach lines», «isopachous lines» или «isopachs». Учитывая все это, мы (Яншин, Гарецкий, 1960) предложили линии равных мощностей называть не изопахитами, а изопахами.



Фиг. 21. Схематическая геологическая карта палеозоя и рельефа его современной поверхности в районе Изембетской антиклинали

1 — верхняя аргиллитовая толща нижнего карбона и лежащие выше отложения палеозоя; *2* — песчаниковая толща нижнего карбона; *3* — нижняя аргиллитовая толща нижнего карбона; *4* — верхнедевонские отложения; *5* — кредиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя; *6* — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя; *7* — изолинии рельефа поверхности палеозоя

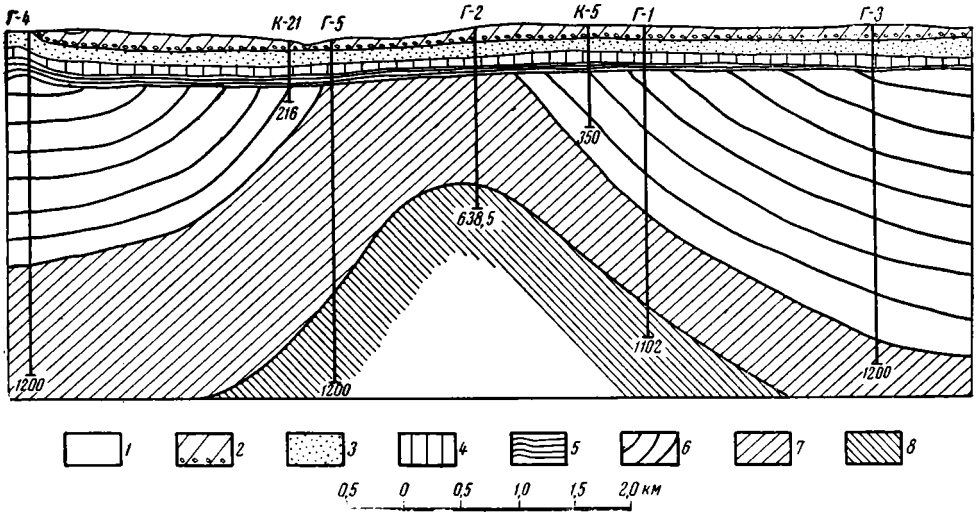
сложный рельеф. Наибольшие его углубления приходились на район скв. К-5, Г-1, К-21 и К-17, к которым и приурочены наибольшие мощности нижнего мела; сюда с севера вливается несколько ответвлений. К югу поверхность палеозоя постепенно поднимается. С запада (в районе скв. К-13) и востока (скв. К-25, К-20) углубление поверхности палеозоя



Фиг. 22. Схематическая карта изопах неокомских, аптских и альбских отложений (суммарно) в районе Изембетской антиклинали

1 — крелиусная скважина, ее номер и цифра мощности нижнемеловых отложений; *2* — глубокая скважина, ее номер и цифра мощности нижнемеловых отложений; *3* — мощность неокомских, аптских и альбских отложений (суммарно) в точках пересечения изолиний, получившихся при наложении структурной карты по кровле альба на карту современной поверхности палеозоя

ограничено меридиональными возвышениями рельефа. Этот рельеф носит эрозионно-тектонический характер. Таким образом, накопление отложений нижнего мела, как и в других местах периферии Мугоджар, в пределах Изембетской антиклинали началось на неровной расчлененной поверхности палеозоя. Воздействие последующих послесантонских тектонических движений изменило характер поверхности палеозоя, современный



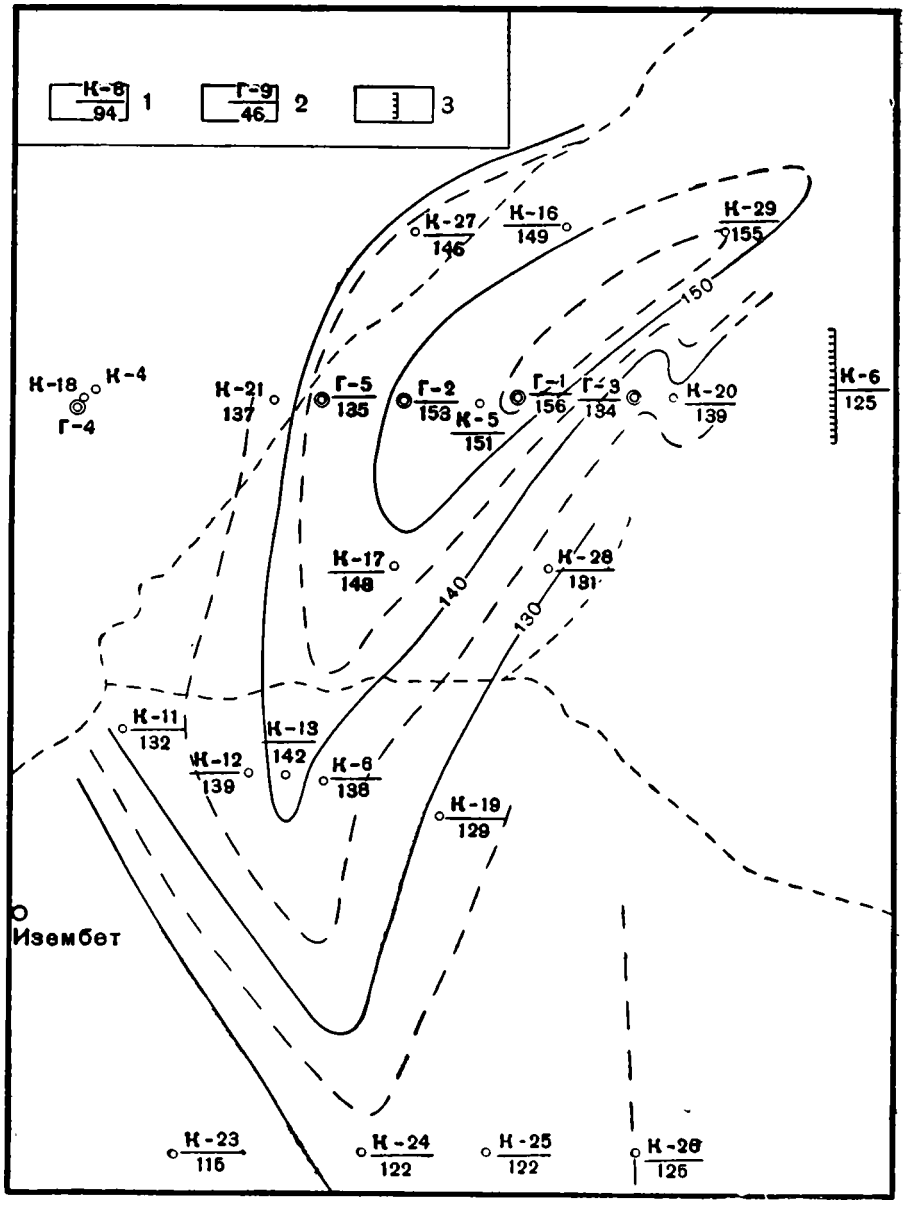
Фиг. 23. Широтный геологический разрез через Изембетскую антиклиналь

1 — палеоген; *2* — кампан и сантон; *3* — альб; *4* — апт; *5* — неоком; *6* — верхняя аргиллитовая толща нижнего карбона; *7* — песчаниковая толща нижнего карбона; *8* — нижняя аргиллитовая толща нижнего карбона

рельеф которой не дает точного отражения структуры, а представляет собой результат сочетания древнего рельефа и более молодых тектонических движений в мезо-кайнозое.

Чтобы выяснить структуру палеозойских отложений Изембетской антиклинали, необходимо изучить не рельеф их поверхности, а их внутреннее строение. В этом отношении большое значение имеет произведенное А. К. Замареновым и другими расчленение нижнекаменноугольных отложений на три толщи и выделение в скв. Г-6 верхнедевонских отложений. Основываясь на таком расчленении палеозоя, я составил разрез по линии глубоких скважин и схематическую геологическую карту палеозоя Изембетской антиклинали (см. фиг. 21). На разрезе (фиг. 23) видно, что в районе мезо-кайнозойской Изембетской антиклинали в палеозойских отложениях также развита четко выраженная антиклинальная структура. Ее свод сложен песчаниковой толщей нижнего карбона. Здесь в этой же части антиклинали глубокими скважинами вскрываются породы нижней аргиллитовой толщи нижнего карбона. На крыльях песчаниковая толща быстро погружается и появляется мощная верхняя аргиллитовая толща. Скважины Г-4 и Г-3, расположенные всего в 6 км от свода складки, несмотря на их значительные глубины (до 1200 м), уже не вскрывают нижней аргиллитовой толщи и входят лишь в самые верхи песчаниковой толщи. В палеозое менее резко намечается асимметричный характер складки. Углы падения крыльев равны 45—50°. В целом же палеозойская толща смята гораздо сложнее, о чем говорят и углы падения слоев в керне, достигающие 75° и более.

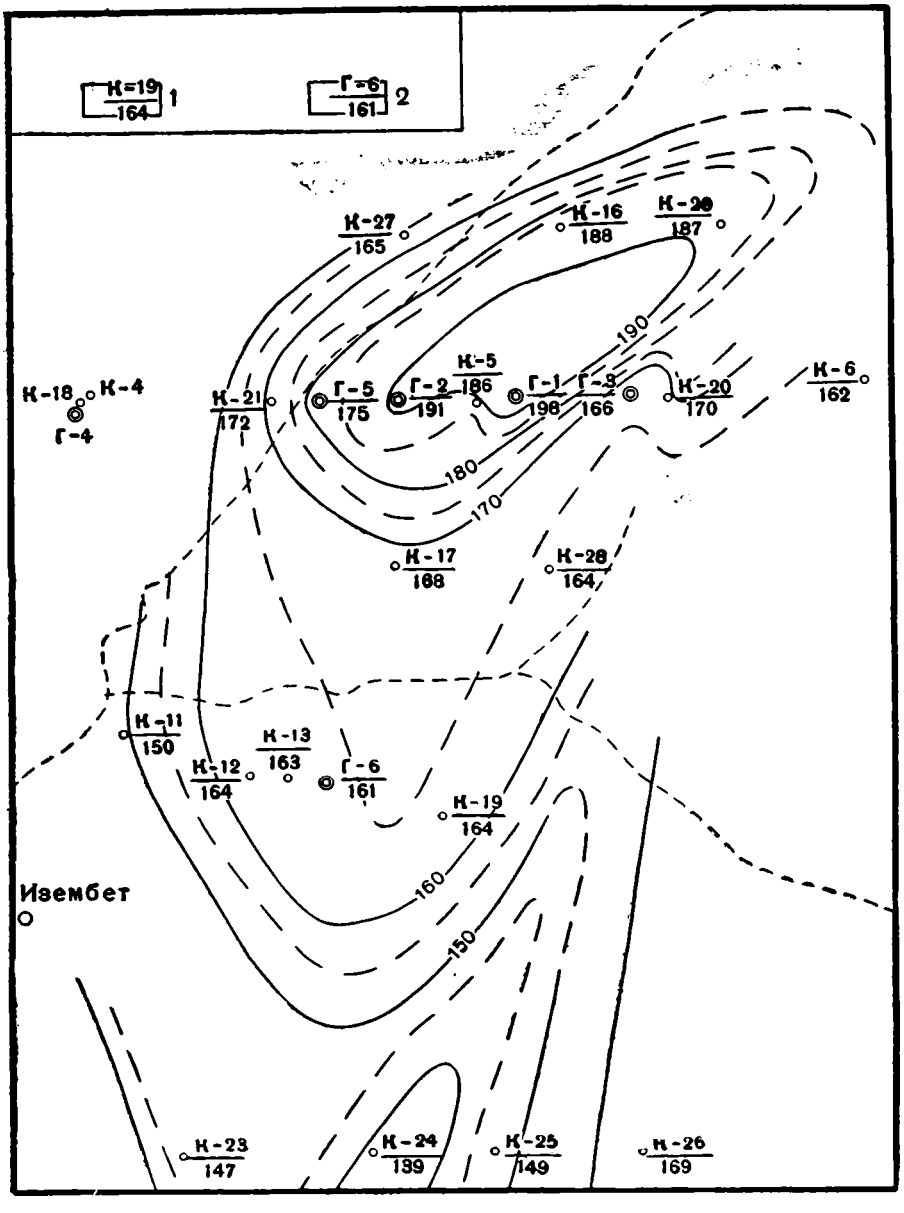
Изембетская антиклиналь в палеозое четко выделяется и на геологической схеме палеозойских отложений под покровом мезо-кайнозоя (см. фиг. 21). Наиболее древние верхнедевонские породы выходят на поверхность палеозойского фундамента в районе скв. Г-6. Их, по-видимому, окружают отложения нижней аргиллитовой толщи нижнего карбона. Песчаниковая толща дает более широкое поле, слагающее сводовую часть палеозойской структуры. Осевая линия палеозойской антиклинали Изембета по профилю глубоких скважин находится близ скв. Г-2. Антиклинальный



Фиг. 24. Структурная схема Изембетской антиклинали по кровле неокома

1 — крелиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; *2* — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; *3* — граница выклинивания неокома

же перегиб мезо-кайнозойской структуры по кровле альба, по-видимому, расположен близ скв. К-5 (хотя, как мы указывали выше, в связи с неточностью отбивки глубины альба в скв. Г-2 и Г-5 он, возможно, располагается несколько западнее). Если нарисованная картина правильна, то свод мезо-кайнозойской и палеозойской структур немного (на 1—2 км) не совпадают. Но в общем все же намечается совпадение планов древней и молодой структур. Безусловно, можно говорить об унаследованном развитии мезо-кайнозойской антиклинали Изембета. Точность унаследования в данном случае еще недостаточно выяснена. Возможно, что наблю-



Фиг. 25. Структурная схема Изембетской антиклинали по кровле апта

1 — крепусная скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли апта; *2* — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли апта

дается небольшое смещение осей. Но общее совпадение структур не вызывает сомнений, что особенно хорошо видно при сравнении осевых линий антиклинали на схематической геологической карте палеозоя и структурной карте по кровле альба (см. фиг. 20 и 21).

Совершенно очевидно, что Изембетская антиклиналь существовала еще в палеозое в виде ясно выраженной структуры значительной амплитуды. Увеличение песчанистости, отмеченное А. К. Замареновым в сводовой части антиклинали (скв. Г-2 и Г-5), говорит о влиянии роста этой структуры на осадконакопление и свидетельствует о ее длительном развитии,

шедшем одновременно с осадкообразованием. Перед отложением неокома поверхность палеозоя имела довольно сложный эрозионно-тектонический рельеф, в образовании которого фактор эрозии, по-видимому, играл ведущую роль. Так, в поверхности палеозойских пород свода Иембетского поднятия возникли понижения рельефа (см. фиг. 22), которые главным образом и контролировали мощности нижнемеловых осадков. В связи с этим карты изопах отложений неокома, апта, альба прямо не рисуют историю развития Иембетской антиклинали. На них большее влияние оказывал рельеф поверхности палеозоя, чем рост структуры. Только после заполнения неровностей рельефа основное влияние на изменение мощностей отложений стали оказывать общий подъем к Мугоджарам и рост антиклинали.

Для Иембетской антиклинали мной были составлены структурные карты по кровле неокома (фиг. 24) и апта (фиг. 25). На них достаточно хорошо виден общий план структуры, однако для восстановления истории ее развития эти горизонты являются значительно менее точными и надежными, чем кровля альба. Во-первых, отбивка кровли неокома и апта труднее, чем отбивка кровли альба. Это связано с тем, что при редких подъемах керна она обычно производилась на основании электрокаротажных диаграмм. Последние же дают резкие и хорошо коррелируемые изменения при наличии значительной смены характера пород. На границе сантона и альба такая смена есть. Породы же низов альба и верхов неокома по электрокаротажной характеристике отличаются друг от друга более слабо. Во-вторых, отложение маломощных слоев неокома и апта, по-видимому, еще не выравнило неровностей существовавшего ранее эрозионного рельефа поверхности палеозоя. Поэтому кровля пород неокома и кровля пород апта к моменту окончания накопления осадков этих стратиграфических подразделений не представляли собой горизонтальных поверхностей. По этим двум причинам современный рельеф поверхности отложений неокома и апта не является точным отражением определенных этапов развития структуры. Только кровля альба была поверхностью, возникшей уже после заполнения впадин рельефа палеозоя нижнемеловыми осадками, и сама эта поверхность была исключительно сглажена и выровнена сантонской трансгрессией. Структурная карта по кровле альба тем самым хорошо рисует антиклиналь, развившуюся за послеальбское время.

Изменения мощностей сантонских осадков (увеличение на крыльях и сокращение на своде) говорит о росте антиклинали в это время. О движениях в кампане судить трудно, так как истинные мощности кампана в размытой сводовой части структуры не известны. Срезание палеогеном маастрихтских пород к своду антиклинали и заметный наклон слоев внутри палеогена свидетельствуют о поднятиях, происходивших перед отложением палеогена, в палеогеновое и последующее время.

Ильинская антиклиналь

В 6 км к востоку от Иембетской антиклинали по профилю скважин Джилансаид — Мугоджарские горы в районе пос. Ильинского намечается ясно выраженный антиклинальный перегиб слоев — Ильинская антиклиналь. Так, если в синклинали между Иембетской и Ильинской структурами кровля альба (подошва сантона) в скв. К-6 имеет абсолютную отметку 232 м, а в скв. К-7 228 м, то в скв. К-30 она поднимается до 265 м, а затем вновь идет плавное погружение этой поверхности в Примугоджарскую синклинальную зону до 218 м в скв. К-9, до 237 м в скв. К-8 и до 179 м в скв. К-14 (см. фиг. 5). Так же ведет себя и подошва палеогена, которая с абсолютной отметки 291 м в скв. К-7 поднимается до 305 м в скв. К-30 и вновь опускается до 270 м в скв. К-9 и 262 м в скв. К-14.

Судя по литологическому составу пород, скв. К-30 и К-8 вскрыли под мезозоем породы палеозоя, скорее всего, принадлежащие песчаниковой толще нижнего карбона Иембета, а расположенные на крыльях скв. К-7 и К-31 — верхнюю аргиллитовую толщу нижнего карбона. Если это так, то в районе скв. К-30 и К-8 и в палеозойских отложениях имеется антиклинальная структура. Она значительно сложнее мезо-кайнозойской, так как углы падения слоев палеозоя в этих скважинах достигают 30—40°. Интересно, что в соседних синклиналях углы падения палеозойских пород в керне скважин уменьшаются до 12—20°. Таким образом, можно предполагать совпадение сводов антиклинальной структуры палеозоя и мезо-кайнозоя Ильинской антиклинали, а также синклиналей палеозоя и мезо-кайнозоя между последней и Иембетской структурой.

Теректы сайская антиклиналь

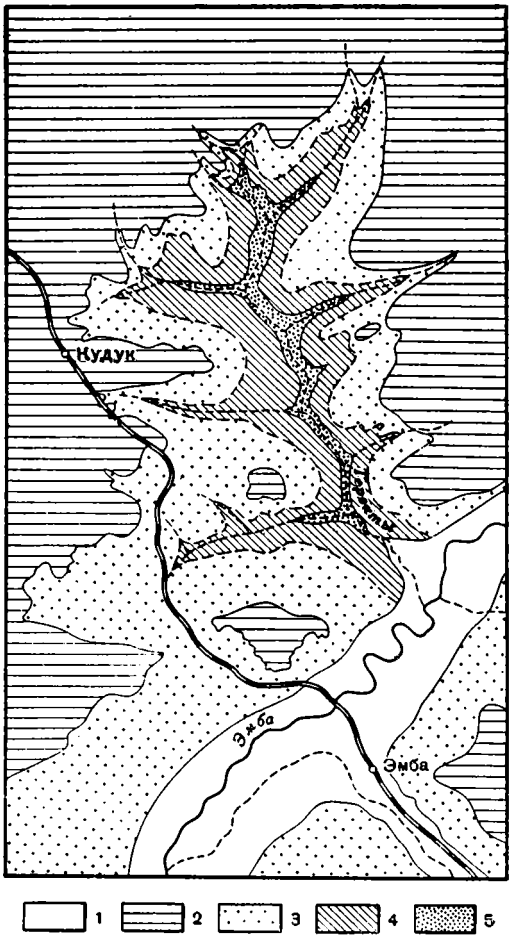
На прямом продолжении Ильинской антиклинали, всего в 17—20 км к югу от нее, находится четко выраженная Теректы сайская антиклиналь. Она расположена непосредственно к северу от ст. Эмба. Вся структура диагонально с северо-запада на юго-восток рассекается глубоко врезанным правым притоком Эмбы — Теректы саем.

Теректы сайская антиклиналь была обнаружена в 1941 г. Г. И. Водорезовым при составлении геологической карты Южных Мугоджар. В 1951 г. антиклиналь входила в район геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проводившейся в Западном Примугоджарье экспедицией № 10 Всесоюзного аэрогеологического треста. Авторы съемки (Р. Б. Сейфуль-Мулюков и Л. М. Малявко) правильно отметили отсутствие на антиклинали маастрахтских отложений, ранее рисовавшихся здесь Г. И. Водорезовым. В 1952 г. конторой «Казнефтегеофизика» в районе антиклинали было проведено несколько сейсмических профилей, на которых была отбита только поверхность палеозоя (Н. И. Шехт). В 1952—1953 гг. трестом «Актюбнефтеразведка» Теректы сайская антиклиналь была разбурена достаточно густой сетью крелиусных скважин до палеозойского фундамента (Чен Ын Ен). В 1953 г. мной уточнена геологическая карта антиклинали и изучены все материалы крелиусного бурения. Результаты были изложены в статье (Гарецкий, 1955).

По долине Теректы сая узкой полосой с северо-запада на юго-восток протягиваются континентальные отложения верхнего альба (фиг. 26),—наиболее древние осадки, выходящие на поверхность в пределах антиклинали. В верховьях Теректы сая выходы этих отложений соответствуют ядру антиклинали. Далее к юго-востоку по этой балке выходы верхнего альба приходятся уже на крыло структуры и отметки его кровли здесь ниже, чем в верховьях Теректы сая. Альб обнажается здесь лишь благодаря глубокому врезу балки. В связи с ориентировкой выходов верхнего альба на поверхность вдоль русла Теректы сая долгое время ошибочно считалось (Г. И. Водорезов, Р. Б. Сейфуль-Мулюков и др.), что ось антиклинали протягивается с северо-запада на юго-восток. В действительности же, как показало бурение, ось структуры ориентирована почти меридионально и даже несколько отклоняется на юго-запад. Она вытянута параллельно простиранию основной антиклинали зеленокаменных пород Мугоджар.

Отложения верхнего альба представлены желтовато-серыми, светло-серыми кварцево-слюдистыми мелко- и среднезернистыми песками (часто с косой слоистостью), с крупными линзами косослоистых, нередко крупнозернистых железистых песчаников.

Нижняя половина альбских и частично аптских отложений вскрыта бурением. В этой части они представлены такими же песками, как и в лежащей выше, но с редкими прослоями темно-серых и серых глин, иногда с углистыми остатками, причем количество глинистых прослоев резко



Фиг. 26. Схематическая геологическая карта Теректысайской антиклинали

1 — четвертичные отложения; *2* — палеоген; *3* — кампан; *4* — сантон; *5* — верхний альб

увеличивается в низах толщи. Нередко эта часть разреза сложена почти целиком глинами. По возрасту она принадлежит низам альба — апту. В ряде точек в нижней части альба встречены прослои белых, желтовато-серых и малиновых каолинистых глин, соответствующих кызылшенской свите. Мощность альбских отложений различна и колеблется в пределах антиклинали от 70 до 130 м.

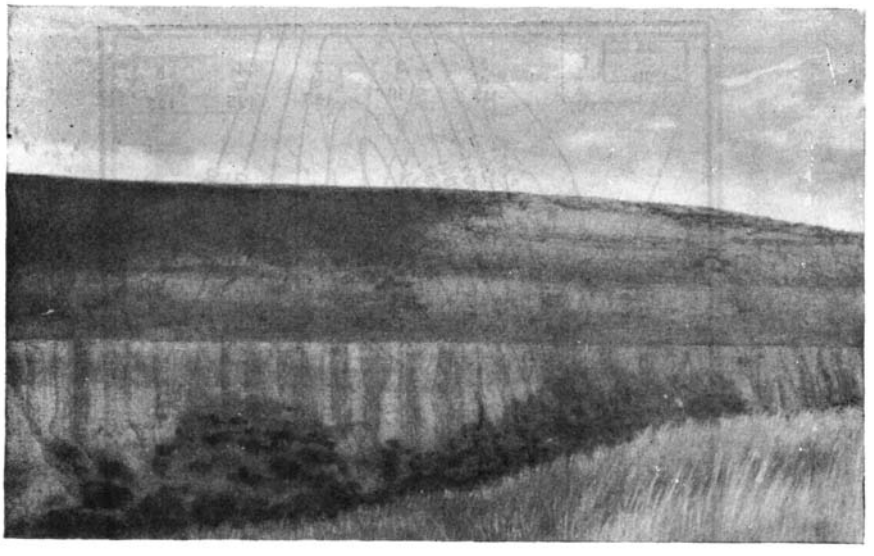
С перерывом в осадконакоплении, но по исключительно ровной поверхности контакта (фиг. 27) на альбские отложения налегают морские осадки сантона. Они представлены в основном светлыми, почти белыми, кварцево-глауконитовыми песками с фосфоритовыми слоями в основании и в 3—8 м выше. Мощность сантонских отложений уменьшается с приближением к Мугоджарам до полного выклинивания. В пределах антиклинали она изменяется от 40 м на крайнем западе до 30—25 м в сводовой и восточной частях складки.

Лежащие выше кампанские отложения представлены зеленовато-серыми и серыми гипсоносными алевритовыми глинами с прослоями глауконитовых песчаников. Мощность кампана на крыльях антиклинали достигает 30 м. Отложения маастрихта в пределах антиклинали отсутствуют, хотя в соседних синклинальных погружениях они имеются. На кампанские глины несогласно налегает однородная толща белых опок и опоковидных глин тасаранской свиты палеогена с фосфоритовым слоем в основании.

Эти породы слагают крылья Теректысайской антиклинали и заполняют соседние синклинальные пространства. В присводовых частях крыльев складки мощность их достигает 15—20 м.

Бурением ниже альбских и аптских отложений были вскрыты неокомские и юрские осадки, а также породы палеозойского основания. На большей части антиклинали прямо на палеозой налегают осадки альба-апта, и лишь на южной и западной периферии ее — породы даульской свиты неокома. Они представлены пестроцветными некарбонатными неслоистыми глинами. Наибольшая пройденная мощность этих пород на юге антиклинали равна 27 м.

В одной из скважин треста «Актюбнефтеразведка» (см. фиг. 30, скв. 21) и в трех скважинах ЗККГЭ ниже пестроцветных неокомских глин были



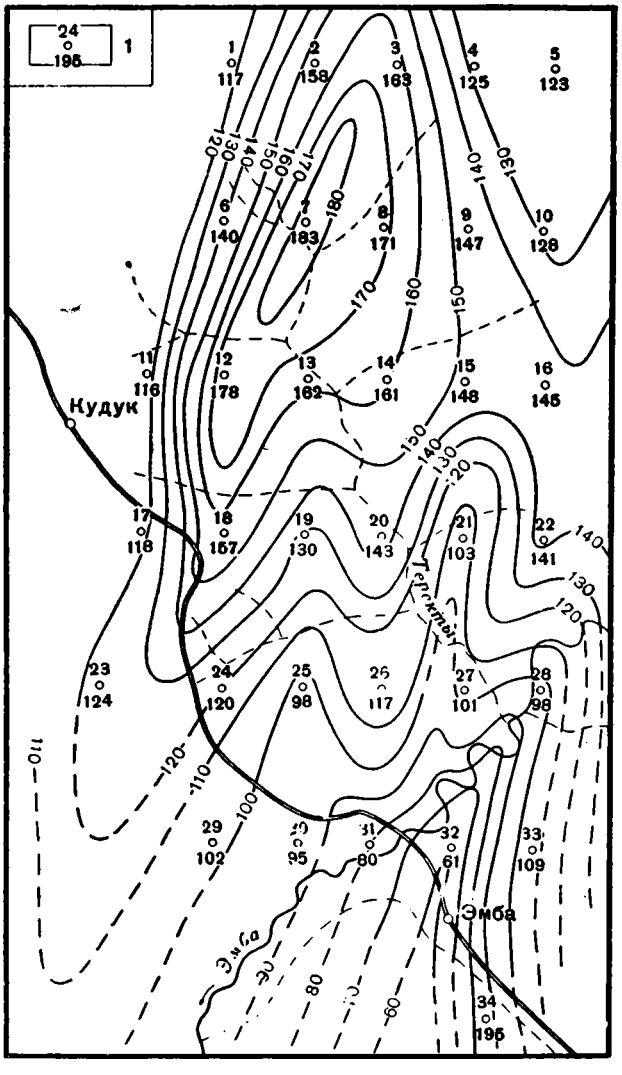
Фиг. 27. Обнажение альбских и сантонских отложений на левом берегу балки Теректысай. Виден ровный контакт отложений верхнего альба и сантона

встречены темно-серые глины до 5 м мощности с пластом угля до 0,5 м, которые относятся к узунтальской свите юры.

Под мезозоем залегает толща палеозоя, слои которой имеют крутые углы падения. Она представлена чередованием серых и темно-серых аргиллитов с мелко- и среднезернистыми известковистыми песчаниками того же цвета предположительно нижнекаменноугольного возраста. Наибольшая глубина, на которую были вскрыты эти породы в районе антиклинали — 157 м.

Однообразие литологического состава палеозойской толщи, вскрытой под мезо-кайнозойскими отложениями Теректысая, и отсутствие в ней определимых органических остатков не позволяют на материале одной Теректысайской антиклинали наметить свод палеозойской структуры. Однако рассмотрение положения Теректысайской антиклинали в системе линейных структур Западного Примугоджарья позволяет предположить совпадение осевых частей структур мезо-кайнозоя и палеозоя. Местоположение Теректысайской антиклинали на одной линии между двумя генетически связанными с ней унаследованными структурами (Ильинской на севере и Кокпектинской на юге) подсказывает унаследованный характер и этой антиклинали.

Первая задача, которая была поставлена мной при изучении материалов бурения на Теректысайской антиклинали, заключалась в попытке построить структурную карту этого поднятия по кровле палеозоя. Обычно поверхность палеозоя в связи с резким изменением литологического характера пород при переходе от мезозойских отложений к палеозойским прекрасно отбивается как при бурении (по проходке и по керну), так и по каротажным диаграммам. Как видно из карты современной поверхности палеозоя (фиг. 28), на ней вырисовывалась довольно сложная структура: узкое удлиненное центральное поднятие с максимумом воздымания в районе скв. 7 с рядом структурных носов, отходящих от него в южном направлении. Эти структурные носы отделены друг от друга узкими, расширяющимися к югу, погружениями. Поверхность палеозоя к западу довольно резко опускается (в пределах карты более чем на 70 м от центра поднятия), а в восточном направлении после небольшого погружения наблюдается ее общий подъем в сторону Мугоджар.

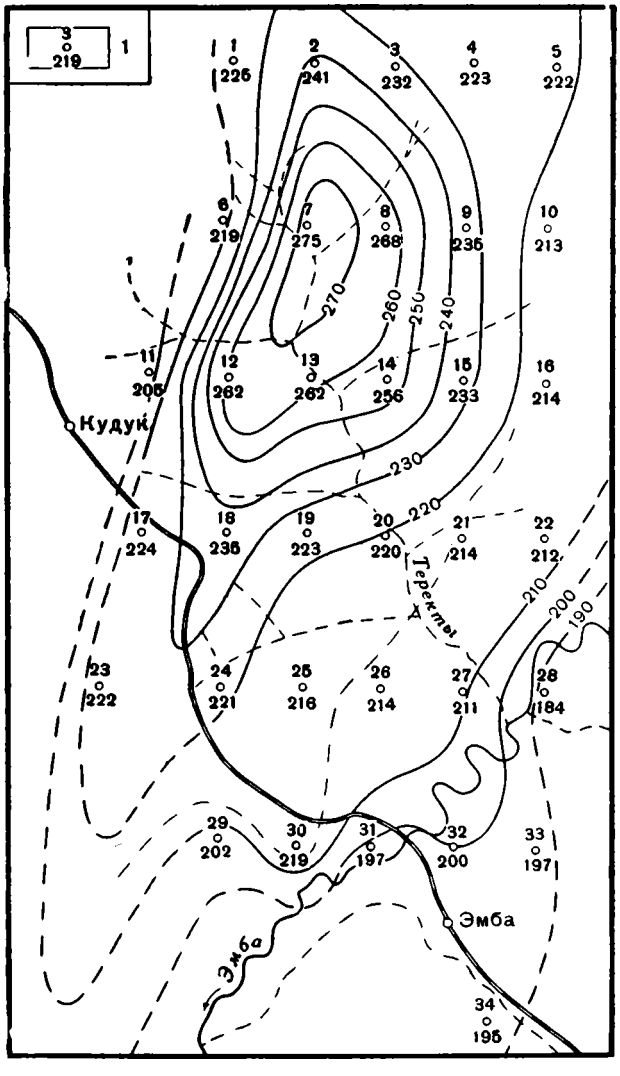


Фиг. 28. Схематическая карта современной поверхности палеозоя Теректысайской антиклинали

1 — крелиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя

При рассмотрении карты современной поверхности палеозоя, естественно, возникает вопрос: отражает ли она тектоническое строение поднятия? Для проверки этого была составлена структурная карта (фиг. 29) по кровле верхнего альба (по подошве сантона). Мы уже говорили, что поверхность альба — это прекрасно выравненная поверхность, на которой неровности рельефа практически не ощущаются. Изгиб ее следует связывать только с последующими послесантонскими тектоническими движениями.

Структурная карта, составленная по кровле верхнего альба, показывает, что направление оси поднятия и его основные черты правильно переданы картой поверхности палеозоя, но что построено это поднятие значительно проще. На структурной карте по кровле альба видно, что Теректысайская антиклиналь — это почти меридионально вытянутое поднятие с более крутым западным крылом (углы наклона 2—3°) и более пологим восточным (углы падения менее 1°). Размеры структуры по кровле альба опреде-

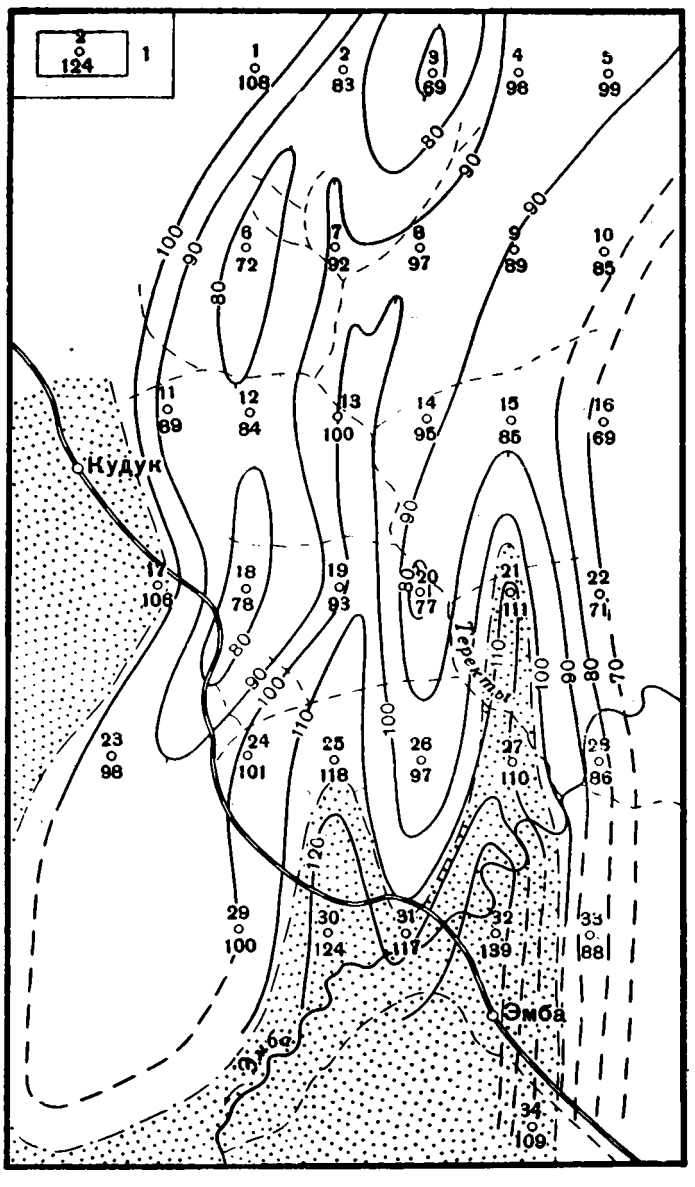


Фиг. 29. Структурная схема Теректысайской антиклинали по кровле верхнего альба (подошве сантона)

1 — кремнусная скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли верхнего альба

ляются следующими цифрами: по длинной оси до 30 км, по короткой — до 13 км. Антиклиналь имеет широкий четко выраженный свод. Шарнир ее довольно быстро погружается к северу и значительно медленнее к югу, причем сама структура резко сужается. Амплитуда поднятия по кровле альба в пределах карты превышает 70 м. Простота строения антиклинали подчеркивается отсутствием тех структурных носов, которые получились на карте поверхности палеозоя. Отчетливо видно также, что слои альба постепенно погружаются к востоку и не испытывают того нового подъема у восточной рамки карты, который выявляется по поверхности палеозоя.

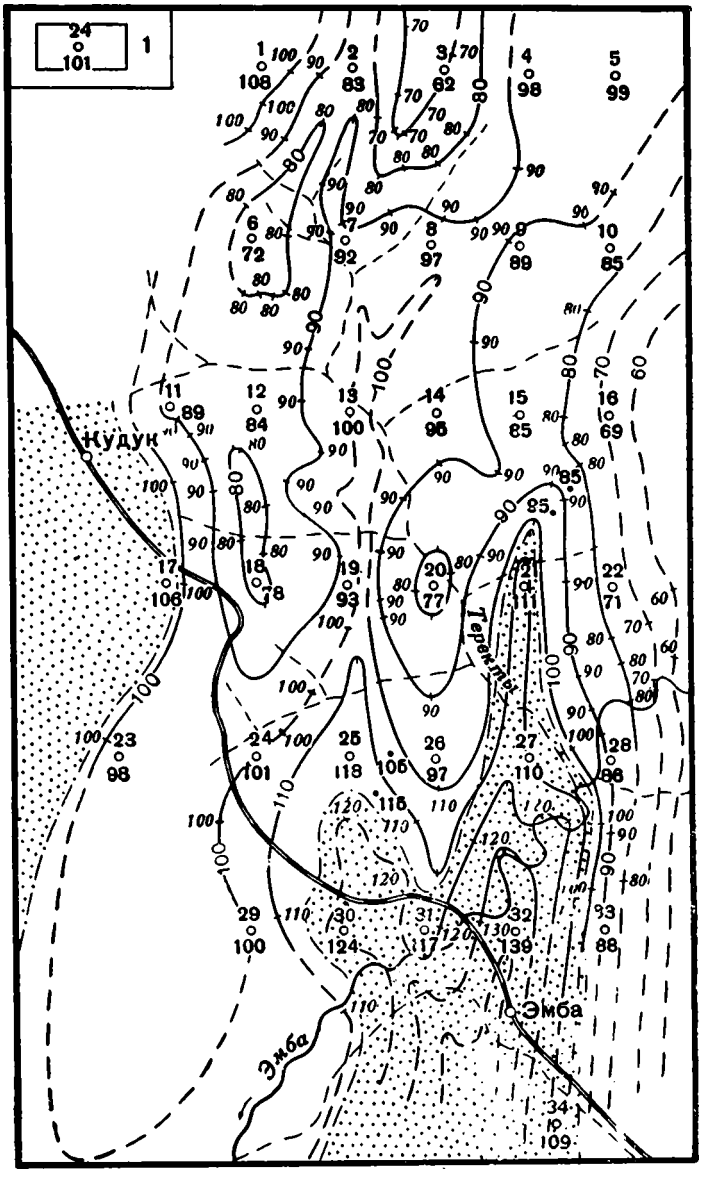
С чем же связано различие карты поверхности палеозоя и структурной картой по кровле альба? Является ли оно следствием изменения развития структуры во времени, ее перестройки, или оно обусловлено тем, что на карте поверхности палеозоя отражены не только результаты тектонических движений, но и древний эрозионный рельеф?



Фиг. 30*а*. Схема изопах пород мезозоя ниже кровли альба Теректысайской антиклинали. Точками показана площадь распространения неокома.

1 — кремусная скважина, ее номер и цифра мощности нижнемеловых отложений

Для выяснения этого были составлены две карты, которые построены на основании цифр, полученных путем вычитания из абсолютных отметок кровли альба отметок поверхности палеозоя (фиг. 30*а*, 30*б*). При построении этих карт принималось, что поверхность кровли альба выравнена до горизонтальной, какой она, вероятно, была во время сантонской трансгрессии. Эта поверхность принята за нулевую. Составленные карты представляют собой, таким образом, карты изопах пород мезозоя ниже кровли альба и одновременно являются картами, рисующими рельеф поверхности палеозоя в сантонское время.



Фиг. 30*б*. Схема изопах пород мезозоя ниже кровли альба Теректысайской антиклинали. Точками показана площадь распространения неокома. Мелкими цифрами обозначена мощность мезозойских осадков ниже кровли альба в точках пересечения изолиний, получившихся при наложении структурной карты по кровле альба на карту современной поверхности палеозоя

1 — крелиусная скважина, ее номер и цифра мощности нижнемеловых отложений

Первая карта (фиг. 30*а*) построена только на основании цифр полученных при вычислении данных буровых скважин. Вторая карта (фиг. 30*б*) построена в качестве проверочной с использованием всех точек пересечения изолиний, которые получались при наложении структурной карты по кровле альба на карту современной поверхности палеозоя. В связи с тем, что при ее построении было учтено большее число точек,

она точнее рисует рельеф поверхности палеозоя в сантонское время и дает более правильную картину древнего рельефа. В основном же обе карты оказались совпадающими.

Что же отражают эти две карты? Показывают ли они тектоническую структуру поверхности палеозоя, существовавшую в сантонское время, или же рисуют древний эрозионный рельеф этой поверхности? Анализ карт свидетельствует в пользу второго предположения. На них мы видим характерный эрозионный рельеф. Об этом, прежде всего, говорят его формы. Перед нами две параллельные долины, протягивающиеся меридионально и погружающиеся в южном направлении. Одна долина начинается несколько южнее скв. 2, идет далее к югу через скв. 7, 13, 19, 25, 30. На всем протяжении долины с ней соединяется ряд боковых ответвлений, а на крайнем юге участка, изображенного на карте, она сама сливается со второй долиной. Последняя начинается несколько севернее скв. 21 и, быстро углубляясь с 20 м на севере до 50—60 м на юге, идет в южном направлении через скв. 21, 27 и 32 к слиянию с первой долиной. В западной части карты прослеживается восточный склон довольно глубокой и широкой депрессии. На востоке древний эрозионный рельеф обнаруживает резкий подъем, уходящий от второй долины за пределы карты. Подобное строение поверхность палеозоя могла приобрести только под влиянием сил эрозионных, а не тектонических.

Об эрозионном характере рельефа поверхности палеозоя говорит также контур распространения континентальных пестроцветов неокома. Площадь их распространения на фиг. 30*а* и 30*б* обозначена точками. Хорошо видно, что неоком занимает лишь пониженные места древнего рельефа, заполняя их до приблизительно одинаковых отметок. Неоком в районе Теректысайской антиклинали представлен исключительно континентальными осадками, накоплению которых не предшествовало значительное выравнивание рельефа. Их отложение происходило в депрессиях рельефа, вероятно, вследствие повышения базиса эрозии, связанного с неокомской трансгрессией в более западных районах.

Наибольшая мощность континентальных осадков альба также приурочена к пониженным местам древнего рельефа, а резкое уменьшение их мощности — к его возвышенностям. Именно в связи с такой зависимостью осадконакопления мезозойских континентальных отложений от форм древнего рельефа, мощности этих отложений (их изопахи) так хорошо рисуют его характер.

Эрозионный характер поверхности палеозоя подчеркивается намечающейся зависимостью между положительными и отрицательными формами древнего рельефа и литологическими свойствами палеозойских пород. Поднятия поверхности палеозоя совпадают с участками выхода более крепких пород, а долины соответствуют местам развития более мягких. Так, в разрезах скв. 6, 12, 18 и 20, находящихся на двух возвышенных грядах, преобладают крепкие песчаники, которым подчинены прослои аргиллитов. Долина, разделяющая эти две гряды, приурочена, по данным скв. 7 и 13, к пачке пород, в которой преобладают аргиллиты.

Возвышенные гряды палеозоя образуют полукольцо вокруг свода структуры, определенного по кровле альба. Это дает основание предполагать, что они соответствуют выходам песчаниковой пачки на крыльях палеозойской антиклинали. Ядру палеозойской структуры, сложенному глинистыми породами, соответствует древняя долина, в которой расположена скв. 7.

Таким образом, анализ упомянутых карт показывает, что они изображают не строение поверхности палеозоя, существовавшее к началу отложения меловых пород, а выработанный к этому времени рельеф поверхности палеозоя.

Из сказанного выше следует, что накопление континентальных мезо-

зойских осадков в пределах Теректысайской антиклинали началось на поверхности, сильно расчлененной эрозией. Колебания отметок этой поверхности достигали 80 м.

Спокойный платформенный характер Теректысайской антиклинали хорошо виден на геологических разрезах, построенных по профилям скважин (фиг. 31). При данном на этих разрезах искажении масштабов (вертикальный масштаб больше горизонтального в 2,5 раза) едва заметен наклон слоев и сводовый их перегиб.

Для выводов по истории геологического развития Теректысайской структуры существующий материал недостаточен. Мощности континентальных осадков неокома и альба изменяются в основном в зависимости от предшествующего эрозионного рельефа. Породы неокома заполняют лишь впадины этого рельефа, а осадки альба значительно увеличиваются в мощности в долинах и резко сокращают свою мощность на положительных элементах рельефа. Поэтому карты изопах этих горизонтов ничего не дают для разъяснения строения и развития антиклинали в альбское и неокомское время. Выклинивание по направлению к своду пачки глин, развитой в верхах альба на южном погружении антиклинали, показывает, что в предсантонское время, видимо, происходило ее поднятие. Развивалась ли Теректысайская антиклиналь во время отложения слоев сантона и кампана, судить трудно, так как нет данных о разрезе этих осадков к западу и востоку от нее. Намечающееся в пределах карты незначительное уменьшение мощности слоев сантона и кампана к своду антиклинали, может быть, и говорит о развитии структуры в соответствующие эпохи верхнего мела, но окончательно об этом можно будет судить лишь после изучения литологии и мощности этих горизонтов на соседних территориях. До отложения палеогена свод антиклинали несомненно испытал поднятия. Это доказывается тем, что к западу и востоку от нее сохранились осадки маастрихта, полностью срезанные на антиклинали. После палеогена поднятия антиклинали продолжались, поскольку и в палеогеновых слоях наблюдаются наклоны от свода структуры к соседним погружениям. Таким образом, Теректысайская антиклиналь имеет длительную историю развития.

Кандыкульская группа структур

Южнее Теректысайской антиклинали, на ее продолжении, в 31 км к югу от ст. Эмба, находится урочище Кандыкуль, в районе которого выделяется ряд антиклинальных и синклинальных структур.

Наиболее северная антиклиналь этой группы структур — Карагандинская — расположена в 26 км к югу от ст. Эмба. Она была выявлена при геологической съемке, проводившейся аэрогеологической экспедицией № 10 (Ю. Я. Кузьмин, С. С. Коробов и др.). Изучена эта структура очень слабо (до сих пор для нее нет удовлетворительной геологической карты). Она намечается выходом сантонских алевритов с фосфоритовой галькой в долине балки Узень-Караганды среди обширного поля кампанских глин. Контуры этого выхода подчинены направлению эрозионного вреза балки и потому вытянуты с северо-запада на юго-восток, хотя простирание оси структуры может быть несколько иным. Длина выхода равна всего 3 км, ширина менее 1 км.

Карагандинская структура, по-видимому, является небольшой брахиантиклиналью меридионального простирания и лежит в той же Кокпектинской антиклинальной зоне, что и описанные выше структуры.

Всего в 5—6 км к югу от предыдущей антиклинали к востоку от урочища Кандыкуль лежит Кандыкульская антиклиналь, обнаруженная в 1952 г. аэрогеологической экспедицией № 10. По данным геологов этой экспедиции, Кандыкульская структура в своде сложена породами

сантона, падающими на западном крыле под углом 5°, а на восточном под углом 3°. Длина выхода сантона, представленного кварцево-глауконитовыми глинистыми песками с прослоями светло-серых песчаников и с фосфоритовым слоем в основании, достигает 6 км, ширина 4 км. Более далекие части ее крыльев образованы мощной толщей зеленовато-серых, часто песчанистых глин кампана, которые в соседних с востока и запада синклиналях и на южном погружении антиклинали перекрыты зеленовато-серыми кремнистыми глинами тасаранской свиты эоцена.

Нашими исследованиями 1957 г. было установлено, что Кандыкульская антиклиналь, по-видимому, состоит из двух кулисообразно расположенных складок. В своде южной из них, лежащей всего в 1 км от сплошного поля палеогеновых осадков к югу от антиклинали, на поверхность из-под фосфоритового слоя основания сантона выходят каолинистые серовато-белые алевритистые глины и буровато-красные глины с прослоями железистых плитчатых песчаников, которые, скорее всего, принадлежат континентальным отложениям жиркиндекской свиты турона. Выход турона невелик и не превышает в длину 0,8—1 км.

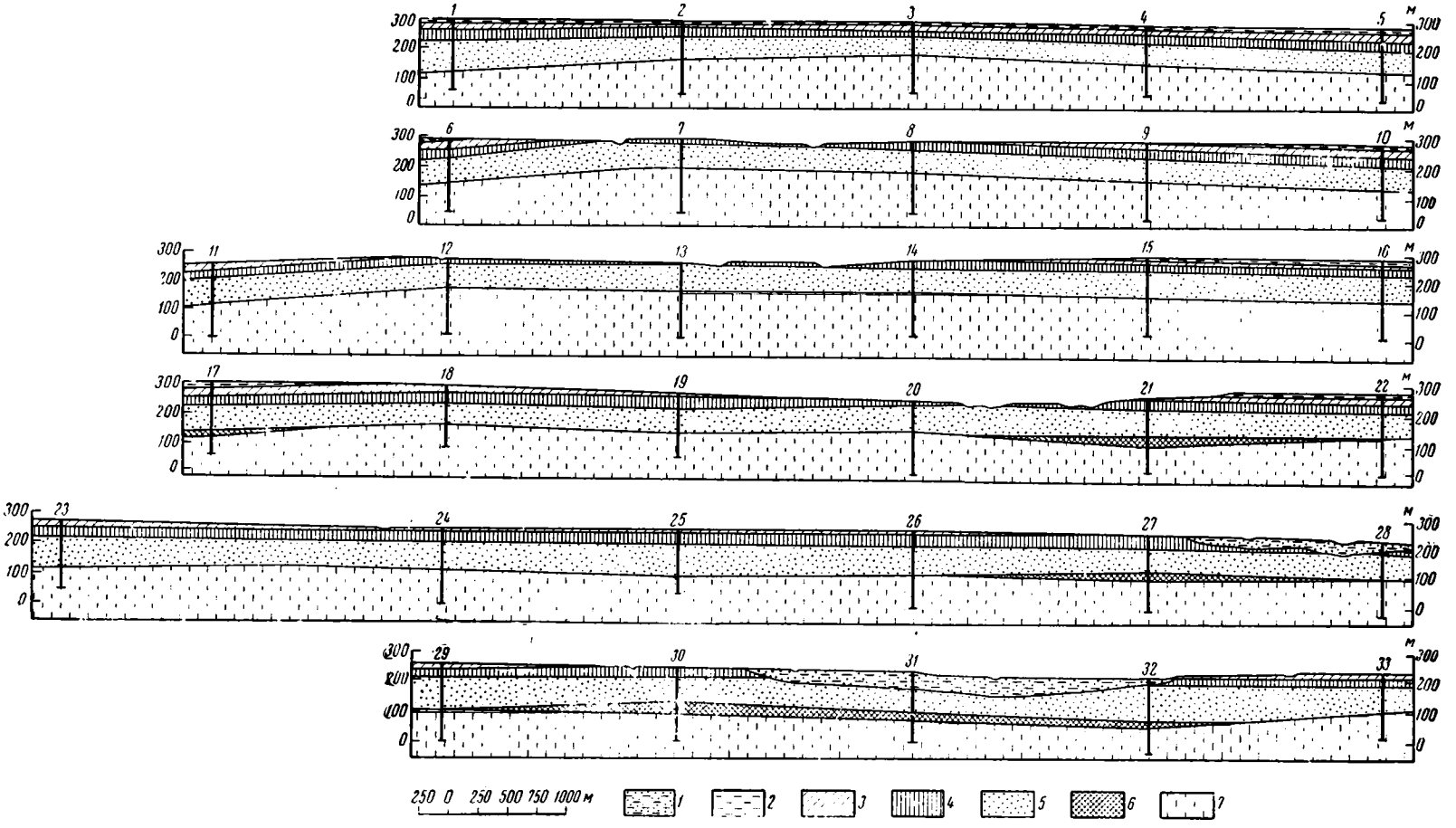
В северной части широкого поля песчаных отложений сантона из-под россыпей фосфоритового слоя на поверхность выходят уже серовато-желтые кварцево-слюдистые пески верхнего альба. Однако в связи с плохой обнаженностью и расположенными здесь пашнями, трудно выявить размер и характер выхода альбских пород.

Крайняя восточная скважина профиля II—II была заложена в сводовой части Кандыкульской антиклинали. Она под отложениями карачетауской свиты альба-апта на глубине 135 м (абсолютная отметка 130 м) вскрыла пестроцветные породы даульской свиты неокома, мощность которой всего 22 м, а на глубине 157 м вошла в палеозой, представленный однообразной сероцветной толщей аргиллитов, алевролитов и песчаников изембетской серии с углами падения слоев до 45—80°.

К западу от Кандыкульской антиклинали расположена П р и к а н д ы к у л ь с к а я с и н к л и н а л ь, хорошо выделяющаяся на геологической карте полосой развития тасаранской свиты эоцена. Скв. К-37 профиля II—II, заложенная в этой синклинали, вскрыла кровлю неокома на отметке 65 м, т. е. на 65 м ниже, чем на Кандыкульской антиклинали. Мощность неокома возросла с 22 м на антиклинали до 55 м в скв. К-37.

Еще далее к западу, близ меридиана 58°, намечается новая антиклиналь, которую по урочищу Коскуль можно назвать К о с к у л ь с к о й. На геологической карте она не очень четко выделяется по выходу кампанских отложений среди палеогена и маастрихта. Однако эта структура хорошо видна на профиле II—II. Скв. К-36, заложенная в своде антиклинали, вскрыла кровлю неокома на отметке 82 м, т. е. на 17 м выше, чем в скв. К-37, лежащей в Прикандыкульской синклинали, и на 101 м выше, чем в Батпаккульской синклинали (скв. К-32).

Намечается асимметричный характер строения Коскульской антиклинали: кровля неокома на западном крыле падает с 82 м в скв. К-36 до 12 м в скв. К-35, хотя расстояние между скважинами не превышает 2,5 км. Таким образом, общий наклон этой поверхности достигает 1°35′. Восточное более пологое крыло структуры по кровле неокома имеет падение 10—15′. Скв. К-36 под породами неокома на глубине 222 м вошла в змеевики, которые по аналогии с открытой частью зоны Уралтау, вероятно, имеют пластообразный характер залегания и среднедевонский возраст. В соседних синклиналях под мезозоем вскрыты значительно более молодые нижнекаменноугольные отложения. Таким образом, здесь намечается совпадение в плане мезо-кайнозойской и палеозойской антиклинальных структур. Палеозойская антиклиналь с запада, скорее всего, оборвана разломом, который является частью крупного регионального Сакмарско-



Фиг. 31. Геологические разрезы через Теректысайскую антиклиналь по линиям скважин

1 — четвертичные аллювиальные отложения Эмбы; *2* — палеоген; *3* — кампан; *4* — сантон; *5* — альб; *6* — неоком; *7* — палеозой

Кокпектинского надвига. О наличии разлома говорит тот факт, что скважины, находящиеся по разную сторону от него, вскрыли различные породы палеозоя. В мезозое он, вероятно, проявляется, в виде флексуры, о которой свидетельствует разница в высотном залегании различных горизонтов по разную сторону от разлома. Например, кровля сантона в скв. К-36 лежит на отметке 208 м, а в скв. К-35 всего на 162 м. По аналогии с данными по соседним к северу и югу районам можно думать, что разлом, скорее всего, имеет характер крутого надвига.

Каиршактыкульская группа структур

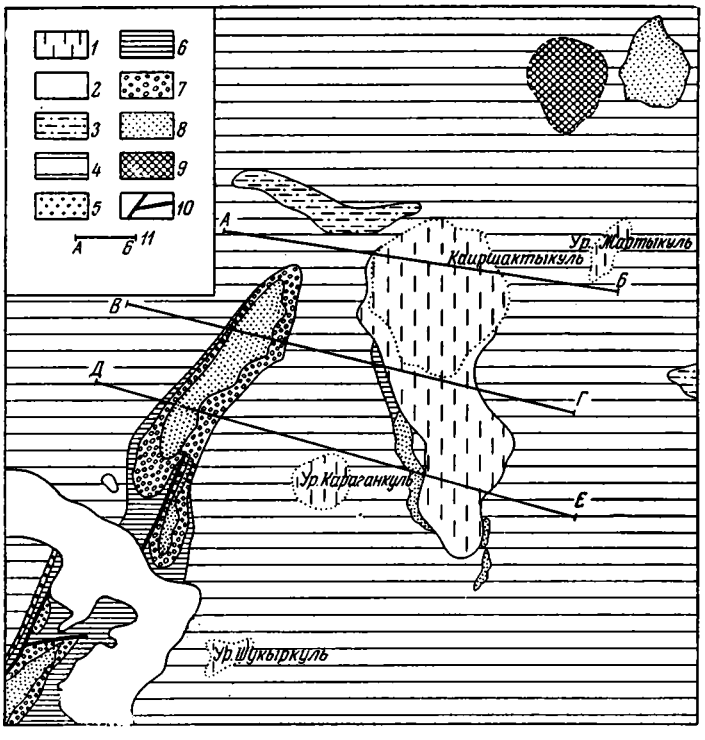
В 22 км к югу от урочища Кандыкуль расположено урочище Каиршактыкуль, в районе которого существует группа небольших антиклинальных и синклинальных структур, которую мы называем Каиршактыкульской.

В 1952 г. аэрогеологической экспедицией №10 в 12 км к юго-юго-востоку от Кандыкульской антиклинали среди поля опок и кремнистых глин палеогена были обнаружены выходы фосфоритов. Геологи экспедиции отнесли эти фосфориты к сантону, а их выход связывали с наличием антиклинального поднятия, которое они назвали Шийбулакским. Существование здесь антиклинали позднейшими работами подтвердилось, хотя фосфориты оказались принадлежащими не сантону, а основанию палеогена. В 18 км к юго-западу отсюда по выходам альба была закартирована четко выраженная Каиршактыкульская антиклиналь, а в 10 км восточнее последней выходы меловых пород среди поля палеогеновых отложений позволили установить еще одну антиклинальную структуру — Караганкульскую.

В 1953 г. на территории Каиршактыкульской группы структур трестом «Актюбнефтеразведка» была проведена геологоструктурная съемка (А. С. Зингер). В результате ее выяснилось, что крылья Каиршактыкульской антиклинали сложены не только породами сантона, но и отложениями кампана, которые в присводовой части структуры постепенно выклиниваются к северу. Вблизи Шийбулакской антиклинали при бурении было обнаружено залегание палеогена прямо на альбе и даже на палеозое, а несколько скважин под четвертичными осадками небольшой мощности вошли в палеозойские породы.

В 1957 г. мной было проведено картирование ряда структур района Каиршактыкуля. При этом были обнаружены еще две новые брахиантиклинали с выходами альба в ядрах (фиг. 32): одна у юго-восточного края Каиршактыкульской антиклинали (по расположенному недалеко урочищу Шукыркуль ее можно назвать Шукыркульской) и вторая — к юго-западу от урочища Каиршактыкуля (Прикаиршактыкульская).

Из перечисленных структур наиболее четко выражена Каиршактыкульская брахиантиклиналь. Это вытянутая с северо-северо-востока на юго-юго-запад структура с песчано-глинистыми континентальными отложениями альба в ядре, вскрытыми бурением на глубину до 60 м. По выходу альба структура имеет длину 6,5 км и ширину до 1—1,3 км. Альбское ядро оконтурено очень четкой грядкой фосфоритов, выше которых лежат зеленовато-серые глинистые пески, а в северной части антиклинали и зеленовато-серые темные глины, отделенные от песков вторым фосфоритовым слоем. Все эти породы относятся к сантону, общая мощность которого не превышает 10—15 м. В южной части Каиршактыкульской антиклинали широко развиты зеленовато-серые глины кампана с прослоями светло-серых песчаников общей мощностью до 50—60 м. К северу кампан постепенно выклинивается и уже отсутствует у северной оконечности структуры на западном крыле, а на восточном крыле — даже значительно южнее. В соседних с востока и запада синклиналях он вновь появляется,



Фиг. 32. Схематическая геологическая карта района Каиршактыкульской группы структур

1 — четвертичные отложения; *2* — чаграйская свита верхнего олигоцена; *3* — саксаульская свита верхнего эоцена; *4* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена; *5* — маастрихт; *6* — кампан; *7* — сантон; *8* — верхний альб; *9* — палеозой; *10* — разломы; *11* — линии геологических разрезов

и его мощность быстро увеличивается в их осевых частях до 50—80 м. Разрез венчается зеленовато-серыми кремнистыми глинами тасаранской свиты эоцена с фосфоритовым слоем в основании. Мощность глин тасаранской свиты к западу от Каиршактыкульской антиклинали достигает 80 м. На северной периклинали структуры сантонские отложения погружаются под эоценовые глины тасаранской свиты (мощностью в несколько десятков метров), а на юге кампан Каиршактыкульской брахиантиклинали под небольшим (10—15 м) покровом верхнеолигоценовых песков и галечников соединяется с кампанскими осадками севера Кокпектинской антиклинали.

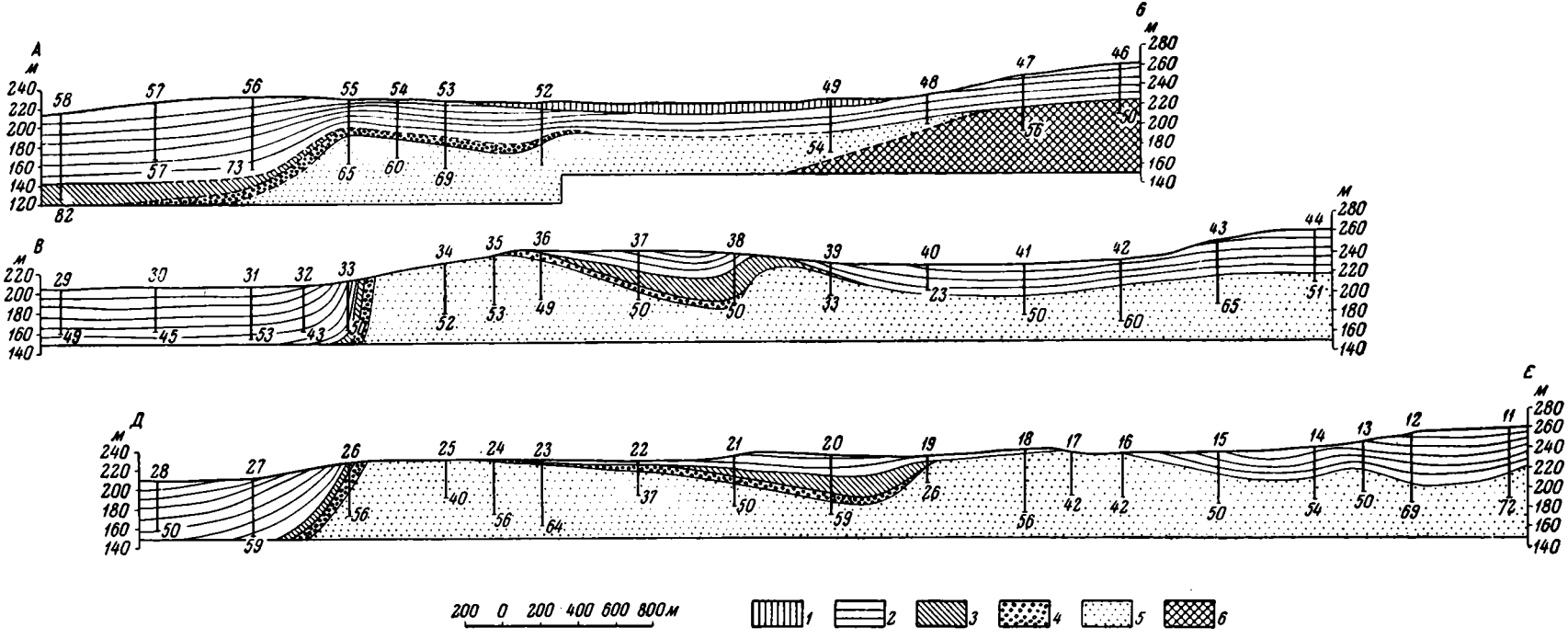
Каиршактыкульская брахиантиклиналь имеет резко выраженное асимметричное строение, что видно на геологической карте и особенно на поперечных геологических разрезах (фиг. 33). На ее крутом западном крыле углы падения слоев верхнего мела равны 5—20°. Наибольшие углы падения, которые легко могут быть замерены по четко выраженным грядкам фосфоритов сантона, обнаружены в средней и северной частях структуры, где достигают 15—20°. На юге антиклинали углы падения не превышают 5—10°. Восточное крыло брахиантиклинали пологое и углы падения слоев, как правило, не превышают 2—3°. Каиршактыкульская брахиантиклиналь имеет ясно выраженные периклинальные окончания (в особенности северное). По альбским, а на севере по сантонским породам виден четкий сводовый перегиб антиклинали. Западное флексурообразное

крыло, видимо, является отражением разлома в палеозойских породах фундамента, а возможно, и в низах мезозойского разреза.

Расположенная западнее Прикаиршактыкульская синклиналь выполнена мощной (до 80 м) толщей глин тасаранской свиты эоцена. На востоке она ограничена флексурой. Ее западное крыло, наоборот, очень пологое. Эта синклиналь расположена на южном продолжении синклинальной полосы, которая на большом расстоянии протягивается параллельно антиклинальной зоне Ильинского, Теректысайского и других поднятий. На юге она заканчивается грабеном, расположенным на западном крыле Кокпектинской антиклинали и выполненным породами палеогена.

К юго-востоку от Каиршактыкульской брахиантиклинали среди поля сантонских отложений ее восточного крыла вырисовывается еще одна брахиантиклиналь — Шукыркульская значительно меньших размеров. В ее своде также обнажаются песчано-глинистые отложения альба. Длина складки по альбским породам равна 3,3 км, ширина 0,2—0,4 км (см. фиг. 32). Как и на Каиршактыкульской структуре, альбское ядро здесь также окаймлено четкой грядкой фосфоритового горизонта сантона, по которой хорошо видно различие в наклоне слоев на западном и восточном крыльях складки: до 10—12° на первом и не более 1—3° на втором. Асимметричность брахиантиклинали подчеркивается различной шириной выхода сантонских пород: чрезвычайно малой (5—10 м) на западе и значительно большей (до 100 м) на востоке. На западе структура оборвана разломом, который хорошо виден на аэрофотосхеме и прослеживается на местности в виде прямолинейной границы сантона и кампана. Слои меловых пород с обеих сторон от разлома наклонены к этой границе навстречу друг другу. По разлому соприкасаются верхняя часть кампанских отложений и низы сантона. Амплитуда разлома достигает нескольких десятков метров. Опущенным является западное крыло, на котором в приразломной части образовалась узкая синклиналь, выполненная кампанскими глинами. По этой небольшой синклинали, отделяющей Шукыркульскую брахиантиклиналь от Каиршактыкульской, кампанские отложения проникают на север до широты северной периклинали Шукыркульской структуры, где и выклиниваются. Несколько южнее выклинивается кампан на восточном крыле Шукыркульской брахиантиклинали. На севере видно исключительно ясное периклинальное погружение альбских отложений ядра структуры. На юге оно затушевывается развитыми здесь четвертичными осадками балки. Под небольшим полем верхнеолигоценовых пород кампан Шукыркульской структуры, мощность которого увеличивается к югу, сливается с кампаном Кокпектинской антиклинали.

К востоку от Каиршактыкульской и Шукыркульской антиклиналей нет обширного поля развития сантонских пород, которое описывали Ю. Я. Кузьмин, С. С. Коробов, А. С. Зингер и другие. Сантон восточных крыльев упомянутых структур в этом направлении полого погружается под отложения тасаранской свиты эоцена, которые слагают спокойную широкую равнину с урочищем Караганкуль в центре. Эта равнина соответствует Караганкульской синклинали, которая отчетливо выделяется по распространению тасаранской свиты между узкими полосами пород мелового возраста на западе и востоке. Караганкульская синклиналь имеет очень пологое западное крыло и более крутое восточное (см. фиг. 33). На широте северной части оз. Каиршактыкуль синклиналь под 40—50 м толщей глин тасаранской свиты выполнена небольшой (до 10—20 м) пачкой пород сантона, лежащих на песчано-глинистых отложениях альба. К югу отсюда, в осевой части Караганкульской синклинали между палеогеном и сантоном появляются осадки кампана, мощность которых на широте южной оконечности озера равна 25 м. К крыльям синклинали кампан быстро выклинивается и уже в пределах Каиршакты-



Фиг. 33. Геологические разрезы по линиям скважин АБ, ВГ, ДЕ через Каиршактыкульскую группу структур

1 — четвертичные отложения; *2* — палеоген; *3* — кампан; *4* — сантон; *5* — альб; *6* — палеозой

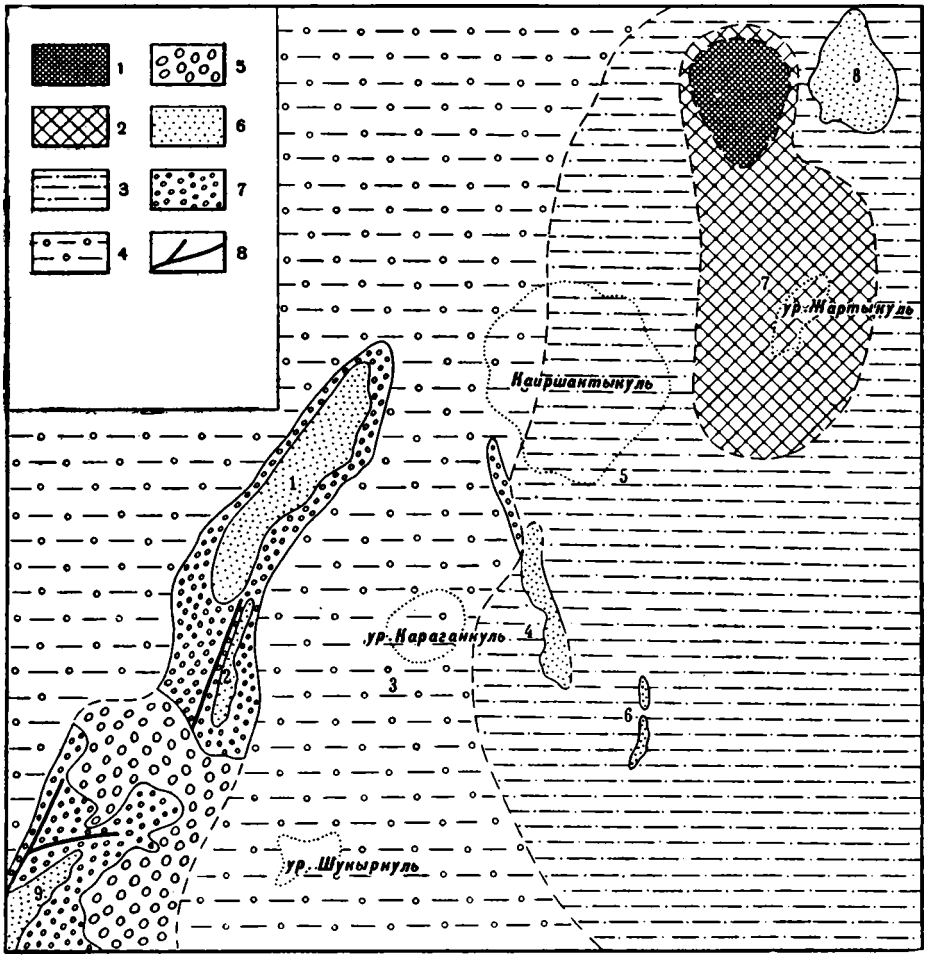
кульской антиклинали отсутствует. На восточном крыле синклинали происходит резкое выклинивание сантона и кампан местами ложится на альб. Кампан к востоку также быстро выклинивается или на том же восточном крыле Караганкульской синклинали, или в пределах соседней к востоку Прикаиршактыкульской антиклинали. Наиболее древние отложения этой структуры — пески, глины и песчаники альба — обнажаются у края пересохшей ныне впадины оз. Каиршактыкуль. Прямо на них трансгрессивно залегают глины тасаранской свиты эоцена. К востоку от выходов альба происходит пологое (менее 1°) погружение подошвы эоцена. Западное крыло антиклинали более крутое. Значительно наклоненные породы ее западного крыла были пройдены скв. 19, в керне которой хорошо отмечаются углы падения пород, достигающие 10—12°.

В разрезе соседней к западу Караганкульской синклинали появляются отложения сантона и кампана (фиг. 34). Несколько севернее породы кампана перекрывают погружающийся свод антиклинали и выходят на поверхность у юго-восточного края оз. Каиршактыкуль. Далее к северу они постепенно выклиниваются. К востоку от крутого западного крыла Прикаиршактыкульской антиклинали и его продолжения на север и на юг, в пределах Каиршактыкульской группы структур тасаранская свита эоцена везде трансгрессивно ложится на альбские и даже палеозойские отложения. Все верхнемеловые осадки здесь выклиниваются.

К юго-востоку от предыдущей антиклинали расположено небольшое синклинальное погружение, которое выполнено глинами тасаранской свиты, ложащимися прямо на альб. Вдоль оси синклинали развита широкая полоса четвертичных осадков впадины оз. Каиршактыкуль.

У юго-восточного края полосы четвертичных отложений из-под эоценовых глин на поверхность вновь выходят песчано-глинистые породы альба, которые слагают ядро следующей—К а р а г а н к у л ь с к о й б р а х и а н т и к л и н а л и. В результате небольшой ундуляции оси в современном эрозионном срезе имеется два выхода альбских пород: южный — длиной 1,2 км и северный — длиной 0,9 км. Ширина обоих выходов колеблется от нескольких десятков метров до 200 м. Площади развития альба оконтурены четкими (особенно с востока) грядками фосфоритового горизонта основания тасаранской свиты. На восточном крыле хорошо виден наклон грядки фосфоритов с углами падения местами до 10°. Скв. 12, заданная на северном продолжении Караганкульской брахиантиклинали, на ее восточном крыле, дала керн с наклоном слоев до 19°. Замерить угол падения пород западного крыла трудно, но, по-видимому, он также достаточно велик и равен 15—18°.

На северном продолжении Караганкульской антиклинали в районе урочища Жартыкуль скважинами было обнаружено, что глины тасаранской свиты залегают прямо на палеозойских породах фундамента. Еще далее к северу (в 6 км к северо-востоку от оз. Каиршактыкуль) три скважины непосредственно под небольшим покровом четвертичных отложений вскрыли породы палеозоя. Площадь выхода палеозойских пород на поверхность и залегание палеогена на палеозое соответствует новому поднятию—Ж а р т ы к у л ь с к о м у. Палеозой представлен круто наклоненными (60—70°) серыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. По литологическому характеру эти породы, скорее всего, можно отнести к изембетской серии верхнего девона — нижнего карбона. Такие же породы палеозоя были вскрыты в 3,5 км к югу от их выхода на поверхность на глубине всего 7—10 м под глинами тасаранской свиты. В 7,5 км к югу они прослеживаются под отложениями палеогена на глубине около 40 м. На запад поверхность палеозоя довольно круто погружается и между палеогеновыми и палеозойскими отложениями появляются осадки альба, мощность которых быстро увеличивается к западу, в сторону соседней синклинали. В осевой части этой синклинали на



Фиг. 34. Схема распространения различных типов разрезов пород, слагающих район Каиршактыкульской группы структур

1 — палеозой на поверхности; типы разрезов: *2* — палеоген — палеозой, *3* — палеоген — альб — палеозой, *4* — палеоген — верхний мел—альб, *5* —верхний олигоцен— верхний мел — альб, *6*—верхний альб на поверхности, *7* — сантон, кампан и маастрихт на поверхности, *8* — разломы

Цифрами на схеме обозначены антиклинали:

1 — Каиршактыкульская, *2* — Шукыркульская, *4*— Прикаиршактыкульская, *6* — Караганкульская, *7* — Жартыкульская, *8* — Шийбулакская, *9* — Конпектинская; синклинали: *3* — Караганкульская, *5* — Каиршактыкульская

северо-восточном берегу оз. Каиршактыкуль трестом «Актюбнефтеразведка» в 1954 г. была пробурена крелиусная скважина на воду (А. Ш. Хаджиев, И. Б. Дальян). Скважина встретила такие же палеозойские породы на глубине 110 м и прошла ими 71 м. Выше них были обнаружены пестроцветные осадки неокома мощностью в 30 м, альбские отложения (50 м) и палеоген (30 м). Таким образом, в синклинали оз. Каиршактыкуль отмечены 30-метровая толща неокома и 50-метровая толща альба, целиком отсутствующие в сводовой части Жартыкульской антиклинали.

Восточнее последней намечается еще одна антиклиналь—Шийбулакская, в своде которой выходят не отложения сантона (Ю. Я. Кузьмин и др.) и не породы кампана (А. С. Зингер), а альбские осадки. Они перекрываются фосфоритовым горизонтом основания палеогена, выше которого лежат обычные породы тасаранской свиты. Эта антиклиналь изучена крайне слабо.

Кокпектинская антиклиналь

Непосредственным продолжением к югу Каиршактыкульской структуры является крупная Кокпектинская антиклиналь. Еще в 1918 г. А. Н. Замятин опубликовал отчет о поисках фосфоритов, которые были произведены им в 1915 г. на левобережье среднего течения Эмбы. В этом отчете он впервые указал на существование антиклинального поднятия меловых пород в районе р. Атжаксы и ее притока р. Кокпекты, но песчаные отложения ядра этого поднятия им были неправильно отнесены к сеноману. А. Н. Замятин отметил, что западное крыло антиклинали осложнено сбросом.

Позднее Кокпектинская антиклиналь изучалась в 1941 г. А. К. Бувалкиным, который впервые закартировал ее в масштабе 1 : 500 000, а в 1948 г. В. И. Самодуровым и Н. В. Ивановой, проводившими здесь геологическую съемку в масштабе 1 : 200 000 и значительно уточнившими ее геологическое строение. В том же 1948 г. антиклиналь исследовалась А. Л. Яншиным, который дал ее краткую характеристику в ряде своих работ (1951, 1955). В честь первооткрывателя этой структуры — А. Н. Замятина — она была названа А. Л. Яншиным (1951) «антиклиналью Замятина». Однако это название не привилось среди геологов, работающих в Примугоджарье. Поэтому в дальнейшем мы будем применять для нее другое название — Кокпектинская антиклиналь, которое принято геологами треста «Актюбнефтеразведка» и которое употребляет А. Л. Яншин в одной из последних своих статей (1955).

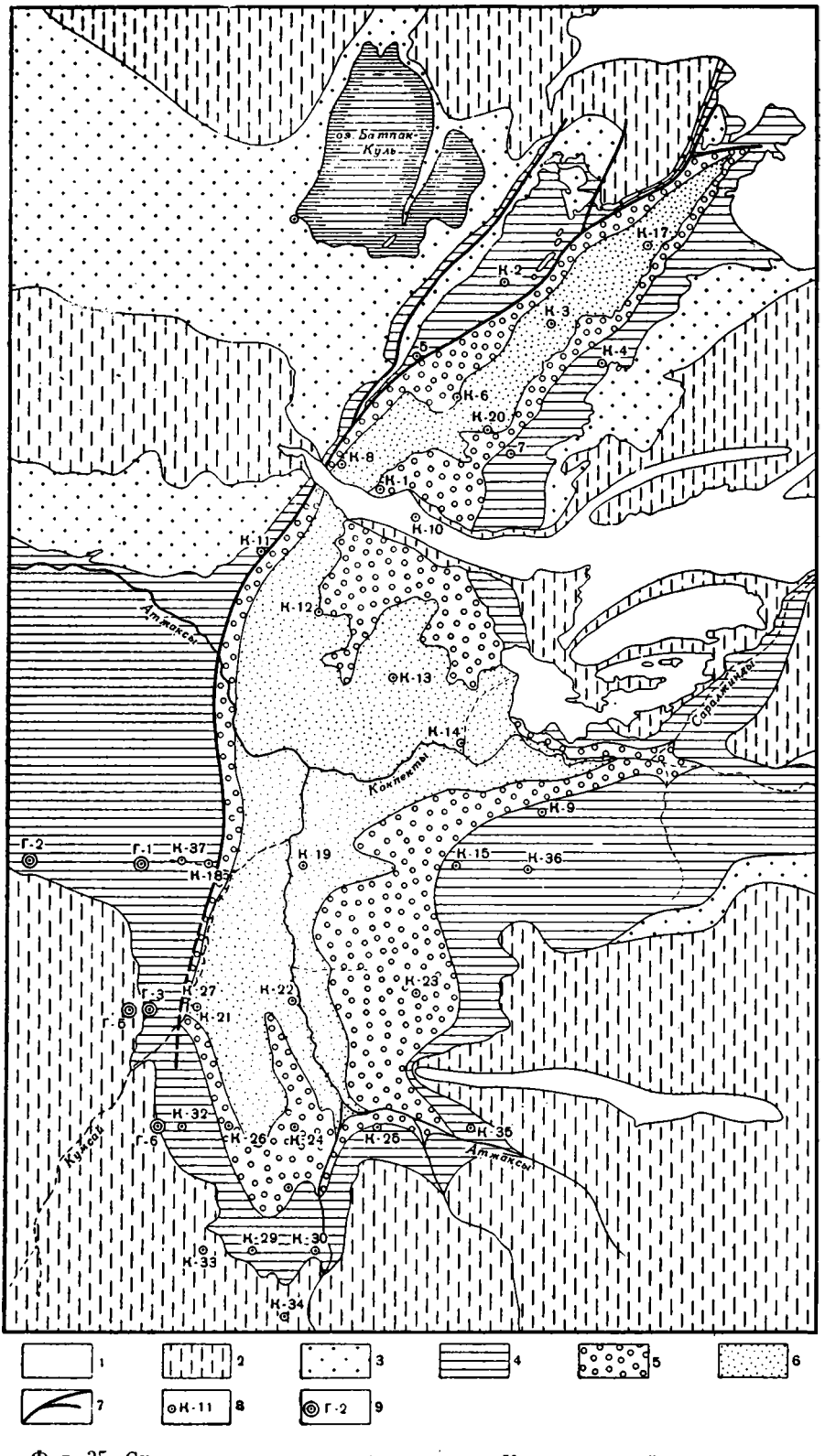
В 1952 г. трестом «Актюбнефтеразведка» на Кокпектинской антиклинали была проведена геолого-структурная съемка (Н. П. Дубовенко, А. Ш. Хаджиев). Однако составленная при этом геологическая карта страдает неточностями. Авторы карты ошибочно отрицают разлом по западному крылу антиклинали.

В течение 1953—1955 гг. вся Кокпектинская структура была разбурена широтными профилями крелиусных скважин до палеозойского фундамента (Чен Ын Ен, А. Ш. Хаджиев, В. Б. Васильев).

С 1956 г. трестом «Актюбнефтеразведка» на опущенном крыле основного разлома Кокпектинской антиклинали было начато глубокое бурение (В. Б. Васильев, Ф. М. Пухова). Крелиусное и глубокое бурение дало много нового материала по глубинной геологии Кокпектинской антиклинали. В 1957 г. мной опубликована статья, в которой сообщались выводы, касающиеся глубинного геологического строения этого поднятия. Обнаруженные в его пределах признаки нефти были описаны в другой статье (1958).

Кокпектинская антиклиналь расположена в 80 км к югу от ст. Эмба в пределах линейно вытянутой меридиональной зоны антиклинальных структур мезо-кайнозоя, которые лежат на продолжении осевой линии антиклинория Уралтау и являются отражением в структуре платформенного чехла его южной погребенной части.

Кокпектинская антиклиналь отчетливо выделяется на геологической карте (фиг. 35) крупным выходом альбских отложений. Этот выход протягивается от широты оз. Батпаккуль на севере до параллели 48° сев. широты на юге. Последняя параллель примерно соответствует широте южного окончания Мугоджар. В средней части антиклиналь прорезается р. Атжаксы и ее притоками, по которым наблюдается ряд неплохих обнажений пород, слагающих структуру. С запада Кокпектинская антиклиналь обрезана крупным разломом, который протягивается вдоль всей структуры. В строении мезо-кайнозойской Кокпектинской антиклинали принимают участие отложения от средней юры до палеогена включительно.



Фиг. 35. Схематическая геологическая карта Кокпектинской антиклинали

1 — чаграйская свита верхнего олигоцена; *2* — тасаранская свита среднего и верхнего эоцена; *3* — маастрихт; *4* — кампан; *5* — сантон; *6* — верхний альб (местами турон); *7* — разломы; *8* — кредиусная скважина и ее номер; *9* — глубокая скважина и ее номер

В своде Кокпектинской антиклинали на всем протяжении на поверхность выходят отложения альбского возраста, которые занимают широкую площадь в ее средней части (там, где антиклиналь прорезана р. Кокпекты). Их поле сужается к северу и к югу по мере погружения оси антиклинали в этих направлениях.

Альбские отложения делятся на две свиты. Верхняя, алтыкудукская свита представлена континентальными мелко-, средне- и крупнозернистыми кварцево-слюдистыми светло-серыми, желтовато-серыми, желтыми и белыми, часто косослоистыми песками с редкими глинистыми прослоями. В песках нередко встречаются гальки кварца и кремня, а также линзы и караваи кварцево-слюдистых косослоистых песчаников, достигающие 5—8 м мощности. Нижняя, карачетауская свита сложена светло-серыми, серыми и темно-серыми глинами с редкими песчаными прослоями. По всему разрезу альба встречаются прослои кварцево-слюдистых железистых песчаников различной мощности, количество которых преобладает в верхней свите.

В наиболее полных разрезах юга соседней Чушкакульской антиклинали выше карачетауской свиты залегают пестроцветная кызылшенская и сероцветная кокбулакская свиты, и только последняя перекрывается с размывом песками алтыкудукской свиты альба. В разрезе Кокпектинской антиклинали породы, по литологическому характеру соответствующие этим двум свитам, отсутствуют, и алтыкудукская свита лежит прямо на карачетауской. Возможно, впрочем, что последняя в районе Кокпектинской антиклинали имеет больший стратиграфический объем, чем на Чушкакульской антиклинали, и частично соответствует кызылшенской свите последней структуры.

В связи с весьма незначительным отбором керна установить границу свит альба в разрезах скважин Кокпектинской антиклинали часто довольно трудно. Лучше всего она отбивается по данным электрокаротажных диаграмм. Преимущественно песчаная алтыкудукская свита выделяется резкими пиками высокого сопротивления в несколько сотен, иногда тысячу ом·м, а глинистая карачетауская — спокойными кривыми КС с сопротивлением в несколько десятков ом·м. Однако в опущенном крыле основного разлома и на периферии антиклинали, где алтыкудукская свита обычно насыщена водой и становится более глинистой, ее выделение по каротажным диаграммам становится затруднительным и зачастую невозможным. Мощность алтыкудукской свиты колеблется от 45 до 80 м, уменьшаясь в присводовых частях структуры и увеличиваясь на ее периферии и в опущенном крыле разлома. Мощность карачетауской свиты изменяется от 70 до 120 м. Максимальная мощность обеих свит достигает 180—190 м. В изменении величины мощности свит ощущается влияние не только структурных условий, но частично и того древнего рельефа палеозойского основания, который возник в раннем мезозое и о котором подробнее будет сказано ниже.

На восточном крыле на южной и северной периклиналях Кокпектинской структуры, выше верхнеальбских песков, наблюдается пачка пестроокрашенных глин, которая, скорее всего, представляет собой континентальную фацию морских отложений турона (жиркиндекская свита).

На континентальных отложениях турона, а чаще прямо на верхнеальбских песках трансгрессивно залегает фосфоритовый слой сантона, выше которого на крыльях складки появляются относящиеся к тому же ярусу глауконитовые и зеленовато-серые пески, песчаники и алевриты. Они выклиниваются к своду структуры. Мощность сантона от 5—8 до 15—18 м.

Лежащие выше породы кампана представлены зеленовато-серыми гипсоносными глинами с тонкими прослоями кварцево-глауконитового песка и песчаника. Они развиты на более далеких частях восточного крыла антиклинали и к западу от разлома, осложняющего западное крыло

поднятия. Их мощность на востоке достигает 40—50 м, а на западе и юге 60—90 м. К своду антиклинали она резко сокращается и местами кампанские породы полностью срезаются палеогеном.

На кампан несогласно ложатся песчанистые мергели маастрихта с фосфоритовым слоем в основании. В присводовых частях антиклинали сохранился почти только один фосфоритовый горизонт.

Резко несогласно на различные отложения мела налегают опоковидные глины тасаранской свиты эоцена с фосфоритовым слоем в основании, имеющие в пределах Кокпектинской антиклинали мощность до 25 м.

Разрез венчается средне- и крупнозернистыми, часто грубыми песками и песчаниками до 10 м мощности, залегающими несогласно на различных более древних отложениях (вплоть до альбских) и относящимися к чаграйской свите верхнего олигоцена.

Бурением 1953—1956 гг. были вскрыты более древние отложения мезозоя, участвующие в строении Кокпектинской антиклинали.

На полную мощность были пройдены осадки неокома, которые в большинстве скважин представлены двумя пачками: верхней — континентальной и нижней — морской. Верхняя пачка, соответствующая барремy и частично готериву, сложена пестроцветными породами даульской свиты. Нижняя пачка, соответствующая готериву, состоит из переслаивания мелкозернистых, полимиктовых зеленовато-серых песков и песчаников со светло-зелеными известковистыми глинами и, реже, зеленовато-серыми кристаллическими, зачастую глинистыми известняками. Наибольшая мощность морского неокома была пройдена в опущенном крыле разлома, где в скв. К-37 она достигает 55 м. Мощность континентального неокома значительно меняется: от 27 м в скв. К-14 до 267 м в скв. Г-2.

Под неокомом залегают средне-верхнеюрские осадки узунтальской свиты, представленные темно-серыми углистыми глинами, серыми полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками и песчаниками. Мощность отложений узунтальской свиты в зависимости от древнего рельефа палеозойского основания колеблется от нулевой на выступах этого рельефа до 50—70 м в его впадинах. Максимальная их мощность была обнаружена скважиной К-18, которая прошла этими породами 82 м и немного не достигла их подошвы.

Как уже отмечалось мной ранее, для поверхности погребенного под мезозойскими осадками палеозойского фундамента периферии Мугоджар характерна сильная эрозионная расчлененность. Эта особенность молодых платформ (существование ярко выраженного эрозионного рельефа их складчатого фундамента) отчетливо отмечается и в районе Кокпектинской антиклинали. Древний рельеф поверхности палеозоя сказался и на его современной поверхности (фиг. 36), которая отражает как этот древний рельеф, так и произошедшие позднее мезо-кайнозойские тектонические движения и не является, таким образом, поверхностью, пригодной для построения структурной карты. Наиболее близко характер древнего рельефа палеозоя можно восстановить путем построения карты изопах отложений, заполнявших этот рельеф, т. е. отложений, заключенных между какой-то первоначально выравненной структурной поверхностью внутри мезо-кайнозоя и современной поверхностью палеозоя.

В районе Кокпектинской антиклинали наиболее ясной структурной поверхностью является кровля неокома, на положение которой древний рельеф палеозойского основания оказал относительно небольшое влияние. Она четко отбивается по бурению и по каротажу и является весьма удобной для составления структурной карты.

Построение карты изопах отложений, заключенных между кровлей неокома и современной поверхностью палеозоя, лучше всего проводить при наложении на карту современной поверхности палеозоя (фиг. 36) структурной карты по кровле неокома (фиг. 37). При этом мы получаем

значительное число дополнительных точек мощностей отложений. Полученная карта изопах (фиг. 38) будет при данных условиях отражать характер древнего рельефа, так как она представляет собой современную поверхность палеозоя за исключением той, которая образована, главным образом, тектоническими движениями послеиеокомского времени. Следовательно, не учтенными при этом построении остаются только неокомские и средне-верхнеюрские движения, которые уловить не удается.

Как видно из карты изопах пород мезозоя, лежащих ниже кровли неокома (фиг. 38), через скв. К-17, К-14, К-23 и другие проходила довольно высокая меридионально вытянутая гряда, сложенная крепкими породами ультрабазитов. Восточнее гряды (скв. К-15, К-9, К-36), где, видимо, были развиты более рыхлые осадочные отложения (вероятно, нижнего карбона), вследствие их размыва образовалась глубокая впадина рельефа. На западе параллельно гряде проходила четко выраженная почти меридиональная древняя долина, идущая от скв. К-6, через скв. К-1 и далее на юг. Ее образованию в значительной степени способствовал основной разлом антиклинали. Западнее разлома, где развиты наиболее молодые отложения палеозоя, располагалось понижение древнего рельефа. Мощность отложений низов мезозоя существенно зависит от этих эрозионных форм поверхности палеозойского фундамента (см. фиг. 38). Распространение и мощности отложений узунтальской свиты целиком подчинены древнему рельефу. Эти осадки сохранились между неокомом и палеозоем только в древних долинах и понижениях и отсутствуют на выступах палеозойских пород между ними (фиг. 38).

Мощность континентального неокома резко меняется и в значительной степени также зависит от древнего эрозионного рельефа палеозойского основания. К востоку от разлома, в его поднятом крыле, она колеблется от 145 м в скв. К-1, расположенной в древней долине, до 27 м в скв. К-14, которая находится над крупным эрозионным выступом фундамента. Наибольшую мощность пестроцветы неокома имеют в западном опущенном крыле разлома, к которому были приурочены низкие отметки первоначального рельефа поверхности палеозоя. Здесь она равна 143 м в скв. К-37, 157 м в скв. К-2, а в расположенных западнее скв. Г-1 и Г-2, соответственно, достигает 244 и 267 м.

Именно вследствие описанной закономерности в распределении мощностей отложений средней — верхней юры и нижнего мела изопахи этих осадков вырисовывают древний рельеф поверхности палеозоя. Влияние древнего рельефа палеозойского фундамента (правда, в весьма ослабленном виде) ощущается еще и в распределении мощностей альбских отложений.

Под чехлом мезо-кайнозоя подавляющее большинство скважин входило на небольшую глубину в палеозойские породы фундамента. С той или иной долей достоверности можно выделить поля распространения определенного типа и возраста палеозойских пород, т. е. составить геологическую карту складчатого основания Кокпектинской антиклинали (см. фиг. 36).

В северной части антиклинали, в ее своде (скв. К-17, К-20, К-1 и др.) выделяется участок развития древних эффузивных пород, предположительно отнесенных к ордовику. На юге антиклинали (скв. К-29, К-34) вырисовывается второе поле распространения этих же эффузивных пород. Большинством скважин были вскрыты змеевики, достоверная площадь развития которых в пределах Кокпектинской антиклинали превышает 200 км^2. По аналогии с Кемпирсайским и другими ультрабазитовыми массивами ближайших районов Южного Урала время их внедрения отнесено нами к среднему девону.

На восточном крыле Кокпектинской антиклинали в скв. К-14 выше змеевиков встречена пачка песчаников и аргиллитов нижнекаменноугольного

возраста. В скв. К-15 выше змеевиков обнаружена 5-метровая пачка красноцветных конгломератов предположительно верхней перми.

В опущенном крыле разлома Кокпектинской антиклинали, в клине, образовавшемся между основным и дополнительным разломами (фиг. 36, 39), развиты отложения нижнего карбона и верхнего девона. Верхний девон сложен переслаивающимися аргиллитами и известняками, реже алевролитами и глинистыми песчаниками, наклоненными под углом от 20 до 70°. Пройденная их мощность равна 92,5 м. Нижнекаменноугольные отложения подразделяются на ряд толщ (см. главу IV). Наиболее древняя, кокпектинская толща, относимая к визейскому ярусу нижнего карбона, сложена доломитами и известняками с очень редкими прослоями аргиллитов и песчаников с углами падения от 40 до 50°. Пройденная ее мощность равна 264 м. Лежащая выше саралжиндинская толща (серпуховский подъярус визе-намюра) представлена аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками, падающими под углом 40—50° в скв. Г-3 и 40—45° в скв. Г-6. Ее наибольшая вертикальная мощность 82 м. В скв. Г-6 на глубине 838 м ниже кокпектинской толщи вскрыты более молодые (намюрские) породы атжаксинской толщи. Это позволяет предполагать, что скв. Г-6 пересекла плоскость дополнительного разлома, имеющего характер надвига, и на глубине 838 м вошла в поднадвиговое его крыло с более молодыми отложениями. Атжаксинская толща представлена известняками с подчиненными прослоями аргиллитов, пройденными на глубину 363 м.

В опущенном крыле основного разлома антиклинали скв. К-2, Г-1 и Г-5 под мезозойскими отложениями вскрыли мощную конгломератовую (батпаккульскую) толщу сакмарского яруса нижней перми. Она имеет мощность не менее 628 м и распространена вдоль всего опущенного крыла разлома.

В скв. Г-2 под юрскими отложениями вскрыта мощная (1359 м) толща сакмарского яруса, сложенная аргиллитами, известняками, реже алевролитами, песчаниками и доломитами, содержащая в верхней части пачку ангидритов. Ниже пород сакмарского яруса были обнаружены аргиллиты, алевролиты, песчаники и известняки верхнего карбона, пройденные на глубину 568 м. Слои в керне почти всех пород скв. Г-2 имеют очень пологий наклон: углы падения не превышают 10—15°. Верхнекаменноугольные породы вскрыты также скв. Г-5, которая шла ими 623 м.

Основные черты строения Кокпектинской антиклинали довольно отчетливо выступают из рассмотрения геологической карты (см. фиг. 35). Кокпектинская структура ориентирована почти меридионально. Ее протяжение, по выходу альбских отложений, достигает 36 км.

В средней части структуры между скв. К-12 и К-13 поле альба разделено идущим к югу узким языком сантонских фосфоритов. Южнее альбское поле, постепенно суживаясь, протягивается по долине р. Атжаксы. Отметка подошвы фосфоритов сантона в районе скв. К-12 равна 220 м, а к северу от скв. К-13 возрастает до 240 м. Такое залегание сантона свидетельствует о существовании к востоку от языка сантонских фосфоритов поднятия, т. е. указывает на то, что Кокпектинская антиклиналь состоит из двух кулисообразно расположенных поднятий. Одно из них составляет северную оконечность структуры и выделяется выходом альба в районе скв. К-17, К-3, К-8 и др. К востоку от скв. К-12, отделяясь от него небольшим погружением, выполненным сантоном, кулисообразно расположено второе поднятие. Оно намечается широким выходом альба близ скв. К-13, сужающимся в районе скв. К-19 и К-22, и служит южной оконечностью Кокпектинской антиклинали. Простирания осей обоих поднятий ориентированы почти параллельно — с северо-северо-востока на юго-юго-запад с несколько большим отклонением от меридионального у северного поднятия. В результате кулисообразного сочетания поднятий и глубокого вреза долины Атжаксы и ее притока

Кокпекты выход альбских пород в ядре Кокпектинской антиклинали в плане получает очертание полумесяца.

Кокпектинская антиклиналь имеет четко выраженный свод и характеризуется асимметричным строением с крутым западным крылом и пологим восточным. Падение пород сантона на ее восточном крыле в обнажениях по р. Кокпекты достигает всего 35—40′. Вдоль западного крыла структуры проходит крупный разлом, близ которого слои сантона резко наклонены под углами, иногда достигающими 40°.

Непосредственно к западу от разлома кампанские породы и фосфориты маастрихта залегают очень полого, почти горизонтально. Благодаря такой резкой смене наклона слоев по разные стороны от разлома он хорошо виден на местности. Амплитуда его в мезозойских отложениях в центральной части структуры достигает 100 м. К югу и северу одновременно с погружением оси антиклинали амплитуда нарушения постепенно уменьшается.

Севернее скв. К-8 от основного разлома ответвляется нарушение, идущее восточнее оз. Батпаккуль. Между ним и основным разломом развита антиклинальная складка с выходом кампана в ядре. От северной оконечности основного разлома ответвляются два разрыва, между которыми лежит синклинальная складка, выполненная опоковидными глинами тасаранской свиты эоцена.

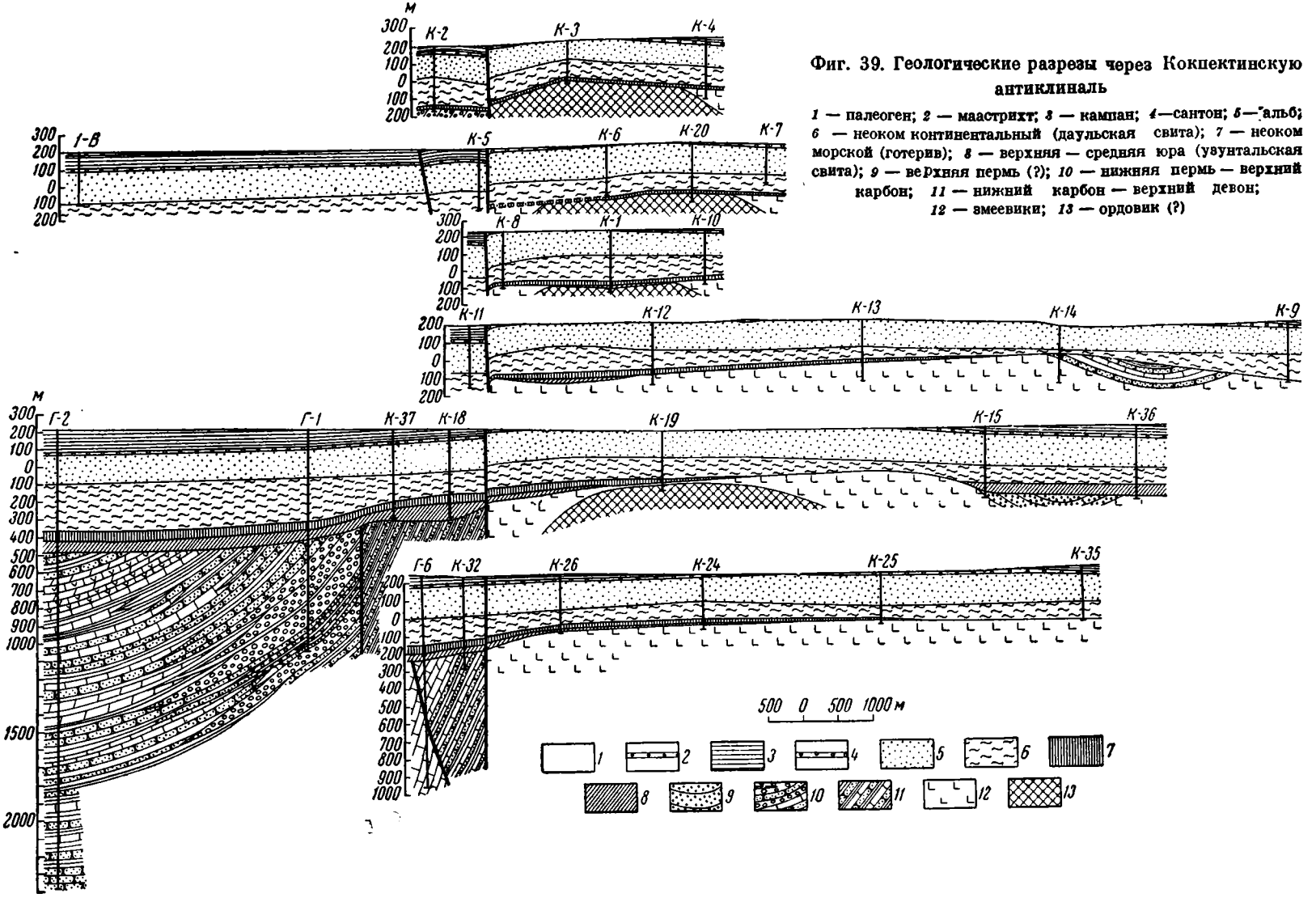
Основной разлом Кокпектинской антиклинали заложился еще в палеозое, о чем свидетельствует резкое различие палеозойских пород по обе стороны от него. Он развивался в течение всего мезозоя и начала кайнозоя, и только отложения верхнего олигоцена перекрывают его без заметного разрыва сплошности слоев.

Те черты строения антиклинали, которые выявились из рассмотрения геологической карты, значительно уточняются структурной картой, построенной по кровле неокома (см. фиг. 37). На ней еще более отчетливо видно, что Кокпектинская антиклиналь представляет собой сложную структуру, состоящую из двух кулисообразных поднятий — северного и южного. Каждое из этих поднятий в результате ундуляции оси разбивается на две брахиантиклинальные складки.

В пределах северного кулисообразного поднятия наиболее резко выражена северная брахиантиклиналь. Амплитуда ее поднятия по кровле неокома превышает 80 м. В этой части Кокпектинской антиклинали кровля неокома наиболее высоко приподнята и в скв. К-8, расположенной в самом ядре брахиструктуры, она залегает на абсолютной отметке +124 м. Структура обладает ясными периклинальными окончаниями и характеризуется резким асимметричным строением. Общий наклон кровли неокома западного крыла равен 5—6°, видимо, сильно увеличиваясь близ самого разлома, а на восточном крыле эта же поверхность имеет угол падения, не превышающий 1,5°. Длинная ось брахиантиклинали достигает 11 км, короткая — 4 км.

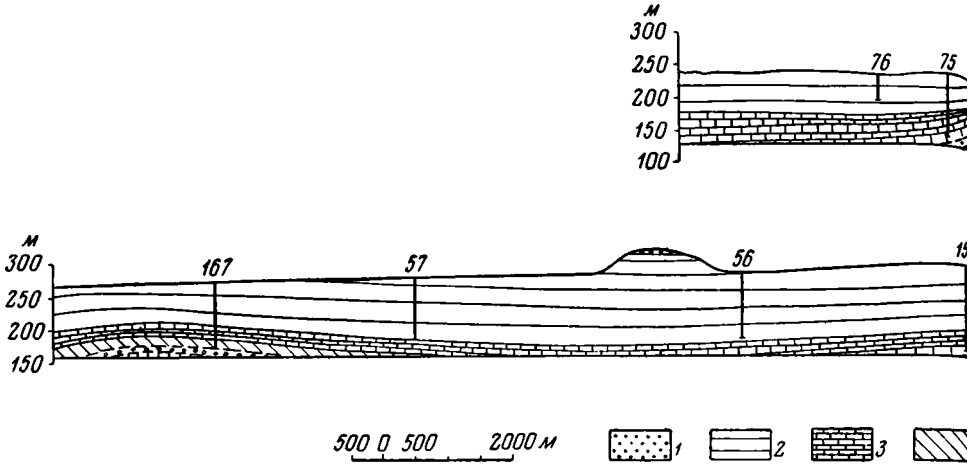
К югу ось северного поднятия ундулирует, и в районе скв. К-1 выделяется еще одна брахиантиклиналь, размеры которой примерно равны размерам предыдущей. Она также резко асимметрична: западное крыло ее имеет падение 4°, восточное менее 45′. Кровля неокома здесь менее приподнята, и в наиболее высокой точке прослеживается на абсолютной отметке +90 м. Амплитуда брахиантиклинали превышает 50 м.

Отделяясь мелким меридиональным прогибом, к востоку расположено южное поднятие. Северная брахиантиклиналь этого поднятия представляет собой спокойную складку такой же амплитуды, что и соседняя с северо-запада структура. Кровля неокома приподнята на ту же высоту (+90 м). В связи с тем, что разлом проходит вдали от брахиантиклинали, она не имеет асимметричного строения, и падение слоев неокома на обоих крыльях ее не превышает 45′.



Фиг. 39. Геологические разрезы через Кокпектинскую антиклиналь

1 — палеоген; *2* — маастрихт; *3* — кампан; *4* — сантон; *5* — альб; *6* — неоком континентальный (даульская свита); *7* — неоком морской (готерив); *8* — верхняя — средняя юра (узунтальская свита); *9* — верхняя пермь (?); *10* — нижняя пермь — верхний карбон; *11* — нижний карбон — верхний девон; *12* — змеевики; *13* — ордовик (?)



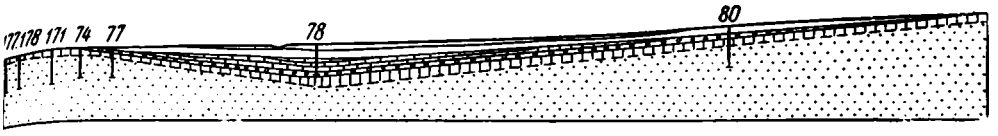
Фиг. 40. Широтные геологические разрезы через Саралжинди
1 — чаграйская свита верхнего олигоцена; *2* — морской палеоге

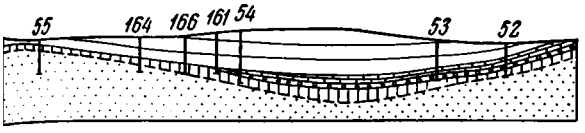
Ось поднятия к югу погружается и после структурной седловины на крайнем юге Кокпектинской антиклинали намечается новая брахиантиклиналь. В связи с общим погружением оси антиклинали в южном направлении, кровля неокома здесь не поднимается выше абсолютной отметки + 70 м. Вместе с некоторым затуханием к югу разлома менее резко выражено и асимметричное строение южной брахиантиклинали.

На севере Кокпектинской антиклинали в опущенном крыле ограничивающего ее на западе разлома, между ним и его ответвлением наблюдается еще одна небольшая брахиантиклинальная структура, которая значительно опущена по сравнению с осевой частью Кокпектинской антиклинали. Кровля неокома в ее своде (в скв. К-2) поднята на высоту всего лишь +21 м. Эта брахиантиклиналь имеет вытянутую форму с хорошо выраженными периклинальными погружениями. По-видимому, она возникла лишь в конце палеогена в результате молодых подвижек по разрывам. Поэтому ей на глубине, вероятно, не отвечает антиклинальная складка в палеозойских отложениях.

По геологической карте палеозойских отложений (см. фиг. 36) можно наметить осевую линию антиклинали в породах палеозоя. Сводовая часть этой антиклинали сложена ордовикскими (?) эффузивными породами, а присводовые участки — пластовой интрузией ультрабазитов. На крыльях структуры (скв. К-4, К-15) появляются каменноугольные и более молодые палеозойские отложения. Сравнительно молодые породы палеозоя (верхний девон — нижняя пермь) слагают опущенное крыло разлома. Скважины, вскрывшие древние породы палеозоя, располагаются в сводовой части молодой структуры. Скважины, в которых были пройдены более молодые палеозойские отложения, находятся на крыльях мезокайнозойской антиклинали. Осевая линия палеозойской антиклинали проходит через скв. К-17, К-3, К-30 и др. Здесь же проходит и ось молодой структуры. Это указывает на совпадение осей древней палеозойской структуры и молодой Кокпектинской антиклинали, т. е. говорит о строго унаследованном характере ее развития.

В пределах Кокпектинской антиклинали змеевики и эффузивы ордовика (предположительно), в структурном отношении принадлежащие южному продолжению зоны Уралтау, на западе обрываются разломом и уступают место более молодым осадочным породам соседней структурной зоны.





5 6 7

), Бакыртаускую, Намазтаускую и Алитаускую структуры

- маастрихт; *4* — кампан; *5* — сантон; *6* — турон; *7* — альб

По упомянутому разлому в южной половине антиклинали к змеевикам непосредственно примыкает толща аргиллитов, песчаников и известняков верхнего девона — нижнего карбона, вскрытая скв. К-37 и другими. В 1250 м к западу от скв. К-37, в скв. Г-1 под юрой вскрыты конгломераты сакмарского яруса нижней перми. Резко различные углы наклона слоев в толще верхнего девона — нижнего карбона (до 70°) и нижней перми (до 25°) и большой стратиграфический диапазон между этими отложениями при близком расстоянии между точками их вскрытия под юрой позволяют предполагать наличие в палеозое еще одного разлома, вероятно, ответвляющегося от главного. Косвенно наличие этого разлома подтверждается разницей в отметках залегания кровли морского готерива и средней юры в скв. К-37 и Г-1, что свидетельствует о некотором флексурообразном изгибе или небольшом разрыве слоев готеривских и среднеюрских отложений. Этот разрыв, по-видимому, был подсечен скв. Г-6, в которой ниже отложений визейского яруса были вскрыты породы намюрского яруса, залегающие, вероятно, уже в опущенном крыле разлома. Таким образом, толща верхнего девона — нижнего карбона зажата между разломами в виде клина, внутри которого слои задраны под углами 40—70° к основному разлому Кокпектинской антиклинали.

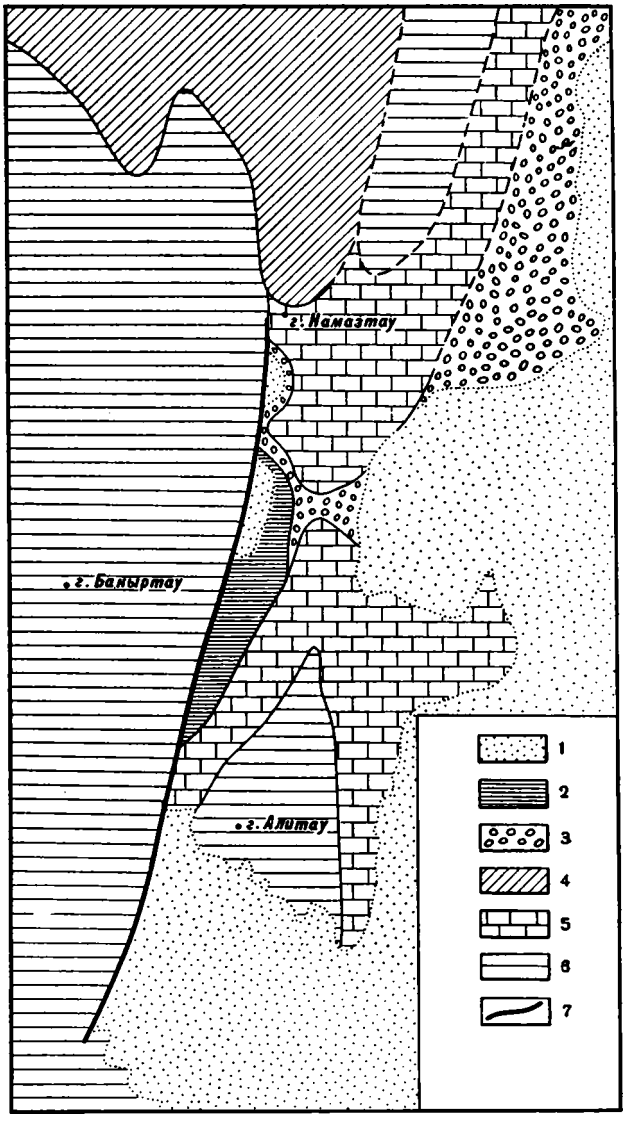
Структура палеозойского ядра Кокпектинской антиклинали сформировалась в процессе уральской складчатости, т. е. в перми или начале триаса. Перед отложением мезозойских осадков Кокпектинская структура испытала усиленную эрозионную деятельность, создавшую довольно сложный рельеф. Расчлененность поверхности палеозоя была настолько глубокой,что в ряде случаев, когда древняя долина проходила по своду антиклинали, последующее унаследованное поднятие его в мезо-кайнозое не компенсировало древний размыв и отметки палеозоя продолжали оставаться относительно пониженными. Если принять такую эрозионную поверхность палеозоя за структурную, то можно прийти к ошибочному выводу о том, что своду антиклинали по мезо-кайнозойским отложениям на глубине соответствует синклинальной изгиб поверхности палеозоя, т. е. здесь имеется налицо факт инверсии. Так, в районе скв. К-1 свод антиклинали по мезо-кайнозою находится прямо под понижением поверхности палеозоя. Однако район скв. К-1 соответствует ядру палеозойской и одновременно мезо-кайнозойской структур, что говорит не об инверсионном, а об унаследованном характере развития антиклинали.Пониженное

положение поверхности палеозоя обязано прохождению здесь упомянутой выше меридионально вытянутой эрозионной долины.

На сильно расчлененной поверхности палеозоя в ее понижениях в средне- и в верхнеюрское время началось отложение угленосных осадков, а в неокоме — морских глинисто-песчаных пород готерива и континентальных пестроцветных отложений даульской свиты, которые постепенно не только заполнили впадины рельефа, но и перекрыли его выступы. Средне-верхнеюрские и неокомские осадки не дают достаточных данных для решения вопроса о тектонических движениях во время их отложения. Альбские и частично аптские породы с несогласием и размывом залегают на неокоме, что указывает на относительное поднятие района антиклинали в начале апта. Несогласное залегание сантона на альбских осадках и их уменьшенная мощность в зоне свода антиклинали говорит о новых тектонических движениях в сеномане или туроне. О тектонической жизни антиклинали в течение кампана говорить трудно, так как не изучена мощность и фации его отложений в соседних синклинальных погружениях. Маастрихтские мелоподобные мергели сокращаются в мощности с приближением к антиклинали, а в ее присводовых частях сохранился только их базальный фосфоритовый слой. Тасаранские глины в соседних с запада и востока синклиналях располагаются на маастрихте, а при переходе к присводовым частям антиклинали во многих местах полностью срезают маастрихтские мергели и ложатся прямо на кампан, а в средней и южной частях структуры — на сантон. Эти факты говорят о тектонических движениях, произошедших после отложения маастрихта и до отложения тасаранской свиты, т. е. в самом конце мелового или начале третичного периода. Тектонические поднятия происходили и после отложения глин тасаранской свиты, что отмечается небольшим наклоном слоев этой свиты и резко несогласным трансгрессивным залеганием на различных более древних отложениях (вплоть до альба) грубых песков чаграйской свиты олигоцена. Таким образом, Кокпектинская антиклиналь развивалась длительный период времени с постепенным упрощением ее структуры при переходе от более глубоких горизонтов к более высоким.

Намазтауская антиклиналь

На южном продолжении осевой линии Кокпектинской антиклинали располагается полоса приподнятого залегания меловых и палеогеновых отложений, которая пересекает западный край столовой возвышенности Намазтау. Эту антиклинальную полосу я буду называть в дальнейшем Намазтауской. К югу от горы Намазтау пять скважин прямо под почвой вошли в континентальные желтовато-серые и фиолетовые глины и пески жиркиндекской свиты турона, ниже которых обычно залегают песчаные осадки алтыкудукской свиты верхнего альба. Скв. 179, заложенная менее чем в 1 км к западу от крайней западной скважины, из числа вошедших в турон (скв. 177), вскрыла совершенно иной разрез: тасаранская свита эоцена (21 м мощности), маастрихт (19 м) и кампан (10 м — до забоя на глубине 50 м) (см. фиг. 18 и 40). Такая резкая смена разрезов в скв. 177 и 179 говорит о наличии между ними разлома. Этот разлом был уловлен скважинами и южнее. Он прослежен примерно в меридиональном направлении почти на 50 км (Г. Г. Мулдакулов, В. П. Тупиков). Разлом проходит в присводовой части Намазтауской антиклинали (см. фиг. 18). Приподнято его восточное крыло. Здесь на поверхности обнажаются отложения турона и кампана или же развиты породы тасаранской свиты эоцена, но на небольшой глубине под ними скважины вскрывали отложения турона (фиг. 41). В опущенном крыле разлома развит разрез нормальной последовательности (палеоген — маастрихт — кампан — сантон) и значительно большей мощности. Важно, что здесь везде появляется кампан, в то время как в приподнятом крыле разлома он имеется



Фиг. 41. Схема распространения различных типов разрезов пород, слагающих район к западу от Чушкакульской антиклинали

1 —выход меловых отложений на поверхность; типы разрезов: *2* — палеоген — турон — альб; *3*— палеоген — сантон — турон — альб; *4*— палеоген — кампан — сантон — турон — альб; *5* — палеоген — маастрихт — сантон — турон —альб; *6* — палеоген — маастрихт — кампан — сантон — турон — альб; *7* — разломы

лишь на самом юге. Амплитуда разлома различна и колеблется от 50 до 120 м. К югу намечается его затухание. Севернее горы Намазтау скважины отсутствуют и разлом не был прослежен.

Сопоставление структурной карты района с гравиметрической показывает, что разлом Намазтауской антиклинали ложится на полосу повышенных градиентов силы тяжести, величина которых на севере достигает 50, а на юге 25 этвешей. Еще более высокие градиенты силы тяжести (до 60 этвешей) сопутствуют разлому Кокпектинской антиклинали. Рас-

стояние между концами прослеженных участков разломов Кокпектинской и Намазтауской структур не превышает 20 км. Полосой повышенных градиентов силы тяжести эти разломы соединяются (Гарецкий и Шрайбман, 1958). Таким образом, разлом Намазтауской антиклинали является или южным продолжением разлома Кокпектинской структуры, или расположен по отношению к нему несколько кулисообразно.

Как уже упоминалось, к югу от горы Намазтау группой скважин был обнаружен выход на поверхность континентальных пород турона, которые слагают здесь ядро Намазтауской антиклинали. С запада они резко обрываются описанным выше разломом, и на восток полого (до 1°) погружаются под отложения сантона и палеогена, между которыми еще дальше к востоку появляются породы маастрихта. Выход турона в длину равен примерно 3 км, а в ширину — 1,5 км. Ось антиклинали к югу погружается, и указанное куполообразное вздутие с туроном в своде сменяется небольшим погружением, в результате чего осевая часть антиклинали перекрывается здесь отложениями палеогена, маастрихта и сантона небольшой мощности.

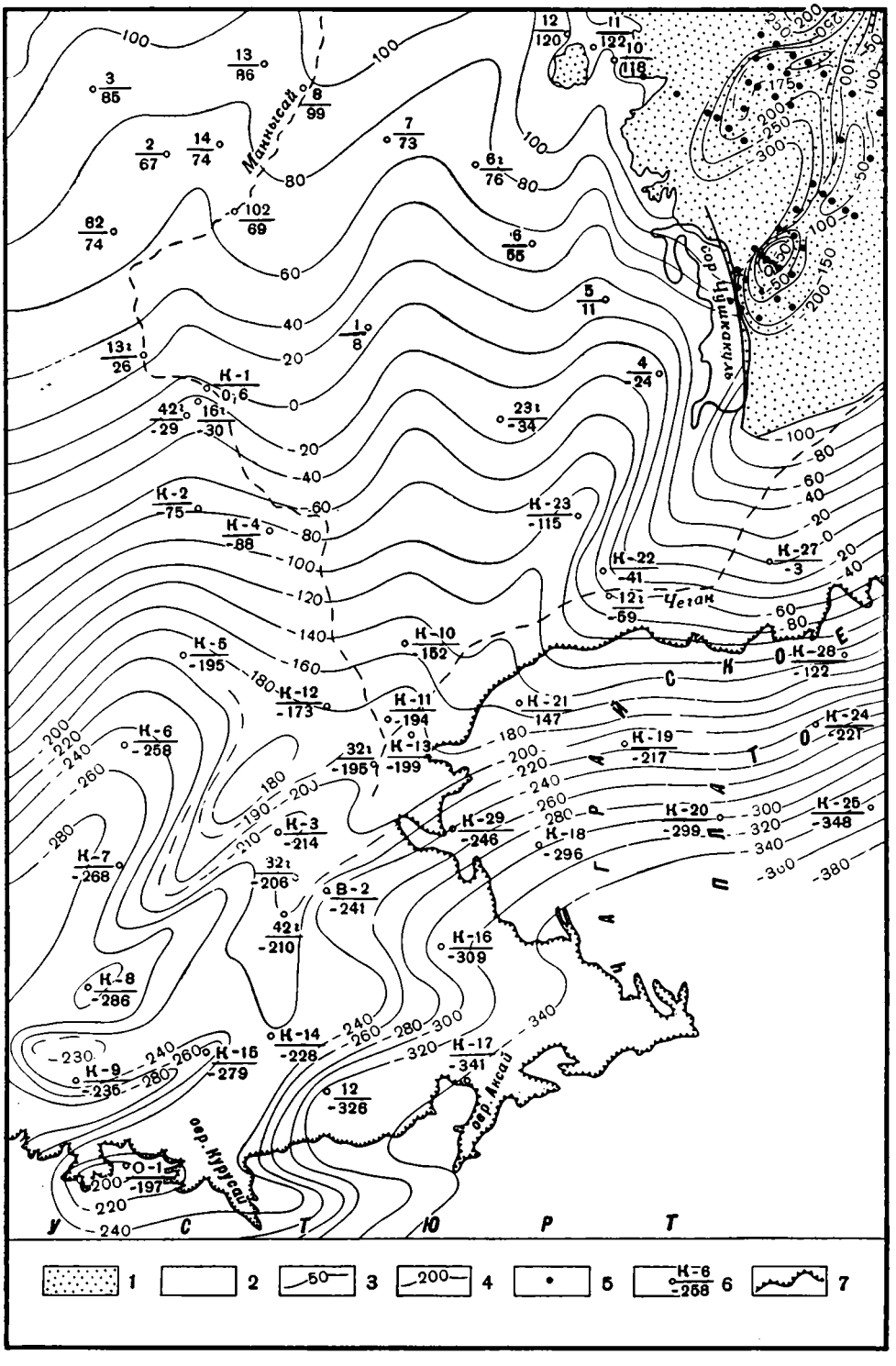
Новое воздымание оси антиклинали выводит на поверхность туронские отложения, вскрытые скв. 60 в 3 км южнее. Далее к югу они перекрываются маломощной (5—15 м) пачкой пород палеогена, которая в своде центральной части Намазтауской антиклинали залегает прямо на отложениях турона (см. фиг. 41). Далее к югу ось антиклинали вновь испытывает поднятие, вследствие чего на поверхность выходят отложения кампана и маастрихта. Таким образом, Намазтауская антиклиналь представляет собой очень узкую (3—5 км), но чрезвычайно вытянутую (более чем на 50 км) антиклинальную структуру, на западе в присводовой части оборванную разломом. Вследствие ундуляции оси вдоль нее возник ряд брахиантиклинальных и куполовидных вздутий, которых, видимо, насчитывается не менее четырех. Амплитуда отдельных поднятий равна 50—100 м.

Актумсукская группа структур

В северных чинках Устюрта у могилы Курган еще в 1946 г. В. А. Вахрамеевым (1949) впервые было обнаружено поднятие олигоценовых и миоценовых пород. В 1948 г. независимо от В. А. Вахрамеева эту антиклиналь зафиксировал А. К. Замаренов (1955) и назвал ее Чагамбайской. Эта структура устанавливается по полному исчезновению в разрезе чинков тургайской серии палеогена, по значительному сокращению (до 5 м) мощности ащеайрыкской подсвиты олигоцена, по сокращению мощности миоценовых пород. По А. К. Замаренову, Чагамбайская антиклиналь представляет собой очень пологую и широкую складку юго-западного простирания с осью, проходящей несколько западнее могилы Курган.

В 1951 г. и в последующие годы в районе Донгузтауского артезианского бассейна ряд скважин на воду был пробурен ЗККГЭ (А. В. Сотников и др.), а в 1955—1956 гг. большая группа крелиусных скважин пробурена здесь трестом «Актюбнефтеразведка» (В. Е. Ржанников). На составленной мной по этим данным структурной карте по кровле мела (фиг. 42) четко выявился ряд особенностей строения района и, в частности, Актумсукская антиклиналь.

В течение 1955—1956 гг., в районе северных чинков Устюрта работала Чушкакульская геофизическая экспедиция конторы «Спецнефтегеофизика». Сейсморазведочными работами (П. Б. Хазанова, А. Р. Бройтман, В. Л. Скибельский, В. Ф. Дунаев) был открыт ряд новых структур и выявлены существенные черты строения этого района. Электроразведка (С. А. Погребинский) в основном подтвердила сейсмические данные. Эти геофизические материалы, касающиеся глубинного строения Северного Устюрта, и краткое описание ряда структур в нашей интерпретации были сообщены в двух статьях В. И. Шрайбманом и мной (1958), а



Фиг. 42. Структурная схема по кровле мела района Актумсукской группы структур

1 — площадь распространения меловых отложений на поверхности; *2* — то же палеогеновых и неогеновых отложений; *3* — стратоизогипсы по кровле неокома (для Чушкакульской антиклинали); *4* — стратоизогипсы по кровле мела; *5* — скважины, вскрывшие кровлю неокома; *6* — скважины, вскрывшие кровлю мела, их номер и абсолютная отметка кровли мела; *7* — чинк Устюрта и юга Чаграйского плато. К-19 и В-2 — скважины, пробуренные трестом «Актюбнефтеразведка»; *3г* — скважины ЗККГЭ; 5 — скважины Всесоюзного аэрогеологического треста

несколько позднее А. К. Замареновым, А. Р. Бройтман, В.Ф. Дунаевым, В. Л. Скибельским (1959).

В районе северных чинков Устюрта методом отраженных волн отмечается большое количество отражающих площадок на глубинах от 500 до 4000 м. Наиболее уверенно прослеживается III отражающий горизонт, залегающий на глубине от 1450 м на севере до 2600 м на юге (фиг. 43). Глубже III отражающего горизонта по совокупности ряда отражающих площадок В. Л. Скибельским, А. Р. Бройтман и В. Ф. Дунаевым прослежено несколько условных горизонтов (фиг. 44). III опорный отражающий горизонт на основании сопоставления с сейсмическими профилями площади Дияр Южноэмбенского поднятия, где производилось бурение (Калинин, 1954; Айзенштадт, 1957), может быть привязан к подошве неокома. Свое название (III опорный) этот отражающий горизонт получил по аналогии с точно таким же горизонтом Южной Эмбы. Такое сопоставление подтверждается и экстраполяцией данных бурения на юге Чушкакульской антиклинали и в районе поселка Актумсук, где вскрытая мощность тасаранской свиты эоцена достигает 260 м, мощность отложений верхнего мела равна 300 м, альба и верхов апта — 400 м и пестроцветных пород неокома — 450 м. Если учесть эти мощности с небольшим увеличением их значений в связи с ясно выраженным погружением слоев к югу (а на плато Устюрт плюс мощность верхов палеогена и миоцена, равная в среднем 200 м), то в районе северных чинков Устюрта подошва неокома действительно будет залегать на глубинах порядка 1450—2600 м.

На Южной Эмбе установлено, что хорошая прослеживаемость III отражающего горизонта обусловлена разностью акустических жесткостей песчано-глинистых отложений неокома и подстилающих их карбонатных пород верхней юры (Баренбойм, Пузырев, 1952). Отсюда можно предположить, что и в районе Северного Устюрта уверенная коррелируемость отражения от III опорного отражающего горизонта также обусловливается распространением здесь карбонатных отложений верхней юры, подстилающих неоком. Эти предположения полностью подтвердились бурением Североустюртской опорной скважины.

Непосредственно под III отражающим горизонтом, на 250—600 м ниже его наблюдаются строго параллельные ему отражающие площадки, глубже которых на поднятиях отмечается довольно резкое угловое несогласие (до 10—15°). На одном из профилей (фиг. 45) были проведены исследования как методом отраженных волн, так и корреляционным методом преломленных волн. По данным метода КМПВ на северном участке профиля была построена преломляющая граница, расположенная на 250—600 м глубже подошвы неокома (III отражающего горизонта). Эта граница совпадает с поверхностью несогласия. Характерной ее особенностью являются большие граничные скорости (5000—6300 м/сек) и частые изменения их значений по профилю. Такая характеристика преломляющей границы, казалось бы, заставляет считать ее эрозионной поверхностью палеозойского складчатого фундамента. Однако наличие отражающих площадок ниже преломляющего горизонта (до глубины 4000 м), в общем расположенных согласно с лежащими выше, заставляет допустить, что эта граница находится внутри толщи осадочного чехла. Толщу пород, залегающую под III отражающим горизонтом, но выше преломляющего горизонта (который на поднятиях соответствует ясно выраженной поверхности несогласия) следует отнести к верхней и средней юре. Это подтверждается данными Североустюртской опорной скважины. Породы неокома и средней юры обладают относительно небольшой плотностью в 2,2 г/см^3 и невысокой скоростью распространения упругой волны.

Подстилающая эти породы толща, судя по данным сейсмических профилей, имеет мощность не менее 1800 м, залегает в синклиналях почти горизонтально, а в пределах антиклиналей значительно более круто

(до 15—20°), чем лежащие выше осадки (фиг. 46). Аналоги ее с совершенно такими же условиями залегания и большой мощностью (свыше 1014 м) были обнаружены бурением на юге Чушкакульской антиклинали (чушкакульская серия верхнетриасового — нижнеюрского возраста). В районе Северного Устюрта сейсмические профили ниже поверхности несогласия отмечают именно эти отложения. Они обладают довольно большой уплотненностью (их плотность в среднем равна 2,4—2,5 г/см³), в породах отмечены процессы начальных стадий метаморфизма (о чем говорит ряд новообразованных минералов), вся толща сильно сидеритизирована. Кровля этой специфической толщи, видимо, и является преломляющей границей профиля IV—IV (см. фиг. 45). Примерно с этой границей совпадает и опорный электрический горизонт.

Условные отражающие горизонты, лежащие ниже III отражающего горизонта, с точки зрения развитых выше представлений, должны располагаться в верхней части чушкакульской серии. На структурной схеме по III опорному отражающему горизонту (см. фиг. 43) видно, что подошва неокома в районе северных чинков Устюрта погружается в южном направлении с 1450 м на севере площади работ сейсморазведки до 2600 м на юге. Подошва неокома образует ряд структур. К северу от чинка в центре площади выделяется наиболее крупное поднятие, вытянутое с северо-северо-востока на юго-юго-запад и названное геофизиками Актумсукским. По подошве неокома эта антиклиналь имеет несколько расплывчатую форму и по изогипсе — 1500 м открывается к северо-северо-востоку. Наиболее приподнятая ее часть оконтуривается небольшим овалом изогипсы — 1450 м. Амплитуда поднятия равна 200—250 м. Изогипса — 1500 м образует структурный нос выявленной длиной в 20 км и шириной 3—5 км. На юго-западе этот структурный нос ограничен полосой крутого падения слоев, имеющей северо-западное простирание. Изогипса — 1550 м, оконтуривающая поднятие немного юго-восточнее, значительно дальше к югу вплоть до чинков Устюрта вдается в виде узкого вытянутого структурного носа. У чинков Устюрта Актумсукская антиклиналь быстро затухает, и на самом плато изогипсы и рисуемые ими структуры резко меняют свою ориентировку на широтную.

По более глубоким, условным отражающим горизонтам «А» и «В» (см. фиг. 44) Актумсукская антиклиналь выражена значительно более резко. Она имеет по этим горизонтам асимметричное строение с крутым западным крылом (углы падения до 8°) и более пологим восточным (углы падения до 4°). На западном крыле Актумсукской антиклинали по условным горизонтам намечается зона возможных разломов, идущая параллельно оси поднятия. Эта зона лежит на продолжении разлома, ограничивающего севернее Кокпектинскую и Намазтаускую антиклинали и прослеженного далее к югу по полосе повышенных градиентов силы тяжести до широты южного окончания Чушкакульского сора. Расстояние между разломами, один из которых прослежен севернее, а другой выявлен сейсморазведкой на юге, равно 40 км. На этом участке точки гравиметрических наблюдений, по которым строилась карта изоаномал силы тяжести, крайне редки. Однако и здесь отмечается направление изоаномал силы тяжести, продолжающее полосу повышенных градиентов на юго-юго-запад навстречу разлому западного крыла Актумсукской структуры. Это дает основание считать выявленный сейсморазведкой разлом одним из надвигов, которые прослеживаются от северного окончания Сакмарской зоны на протяжении 500 км. Актумсукскую антиклиналь в таком случае можно считать самым южным поднятием полосы унаследованных структур в мезо-кайнозойских отложениях, которая отражает подземное продолжение зоны Уралтау.

Амплитуда Актумсукского поднятия по условному отражающему горизонту «В» достигает 1100 м. Как и по III отражающему горизонту

антиклиналь резко затухает близ чинков Устюрта также и по условным горизонтам. Начиная от северного чинка Устюрта, условный отражающий горизонт «В» в осевой части Актумсукской антиклинали на расстоянии всего 5 км быстро воздымается от —2900 м до —2500 м. Здесь по изогипсе —2500 м оконтуривается небольшая брахиантиклиналь с длинной осью 7 км и короткой 3 км. После небольшого погружения ось поднятия продолжает воздыматься к северу, в результате чего образуется открытый на северо-восток структурный нос с максимальным воздыманием горизонта «В» до —2300 м. Эта изогипса на севере, возможно, обрывается почти широтным дизъюнктивным нарушением. Интересно, что условный горизонт «А», имеющийся на западном крыле поднятия и залегающий на 400 м выше горизонта «В», к своду антиклинали выклинивается. Севернее возможного широтного разлома Актумсукская антиклиналь ощущается и по горизонту «Б», но здесь она имеет более расплывчатые формы.

Актумсукская антиклиналь в виде структурного носа меридионального простирания, образуемого изогипсой —1800 м, четко выделяется и по данным электроразведки. Актумсукская антиклиналь хорошо видна по кровле меловых отложений (подошве палеогена) (см. фиг. 42). Она намечается в виде структурного носа, вырисовывающегося стратоизогипсой —250 м. В районе пос. Актумсук выделяется по изогипсе —250 м структурный нос меньшего размера. Отсюда происходит погружение кровли мела на юго-юго-запад. На плато Устюрт близ чинка, в районе Североустюртской опорной скважины, намечается новое воздымание, оконтуренное стратоизогипсой в —200 м и соответствующее Чагамбайской брахиантиклинали. Кровля мела в Североустюртской скважине вскрыта на глубине 412 м, т. е. на абсолютной отметке —197 м.

С запада от Актумсукской антиклинали параллельно ей проходит Таскенчукская[1] синклиналь, которая, по-видимому, лежит на южном продолжении Бакыртауской структуры. На севере площади по III отражающему горизонту изогипсой — 1500 м намечается центроклинальное замыкание синклинали, а южнее изогипсой —1550 м оконтуривается небольшая (длина 7 км, ширина 1,5 км) замкнутая ванна. После небольшого воздымания оси намечается более резкое ее погружение на юго-юго-запад до —1800 м. Здесь она упирается в широтную Какбаншинскую брахиантиклиналь, в сводовой части которой подошва неокома поднимается до —1650 м, т. е. амплитуда этого поднятия достигает 250 м. По изогипсе —1700 м брахиантиклиналь имеет следующие размеры: длинная ось 11 км, короткая 4 км. На востоке Какбаншинская брахиантиклиналь проникает в пределы Актумсукской структуры, разбивая ее на два структурных носа, один из которых ограничивается ею, а другой, более восточный проникает далее к югу.

Сравнение структурных карт по III опорному горизонту и условным горизонтам показало совпадение в общих чертах структурных планов. По условному горизонту «Б» очень хорошо выделяется Таскенчукская синклиналь. На севере она также центроклинально замыкается рядом изогипс, крайняя из которых —2400 м. К югу ось неравномерно погружается и перед Какбаншинской брахиантиклиналью (которая выражена по этому горизонту нечетко) намечается наибольшее ее опускание, оконтуренное овалом изогипсы —3300 м. Эта синклиналь отмечается и по поведению кровли мела четким заливообразным заходом стратоизогипс —200 и —250 м к северо-северо-западу.

За Таскенчукской структурой, на продолжении Саралжиндинской антиклинали, расположена еще одна, Жапракская антиклиналь, отчетливо вырисовывающаяся как по III опорному горизонту, так и по условному горизонту «Б». По опорному горизонту эта структура представляет

[1] Названа по урочищу Таскенчу на правобережье р. Чеган.

вытянутую в юго-юго-западном направлении более чем на 30 км довольно узкую (5—7 км) асимметричную антиклиналь, имеющую более крутое (3—4°) западное крыло и пологое (1—1,5°) восточное. Амплитуда поднятия по западному крылу достигает 250 м и по восточному —150 м. По изогипсе —1450 м на севере намечается ее периклинальное замыкание. К югу ось погружается до —1600 м. По условному горизонту «Б» Жапракская антиклиналь имеет примерно такие же размеры, но амплитуда ее увеличивается до 600 м. Угол падения условного горизонта на западном крыле увеличивается до 6°, на восточном до 5°. На севере также наблюдается замыкание структуры по изогипсе —2300 м. К югу ось поднятия погружается до —2900 м.

К востоку от Актумсукской антиклинали по III отражающему горизонту и в особенности по условным горизонтам преобладают широтные направления изолиний. По опорному горизонту здесь выделяется небольшая Катарбайская антиклиналь, оконтуренная изогипсой —1500 м. Ее длина 9 км, ширина 1,5—2 км. Она имеет почти широтное простирание. Более резкие очертания Катарбайская антиклиналь приобретает по условному горизонту «Б». Свод ее очерчен изогипсой —2400 м, а соседняя с севера синклиналь прослеживается на отметках —2600 м, т. е. амплитуда поднятия достигает 200 м. Размеры поднятия по изогипсе —2600 м: по длинной оси 11 км, по короткой 5,5 км. С севера Катарбайская брахиантиклиналь сменяется Кивирмолинской синклиналью, которая также имеет широтное простирание и хорошо выделяется по опорному и условному горизонтам.

К чинкам Устюрта намечается общее погружение отражающих горизонтов. Опорный горизонт с —1550 м на Катарбайском поднятии погружается до —1900 м на плато Устюрт у самых чинков. Здесь проходит узкая широтная Курусайская синклиналь, имеющая длину до 20 км при ширине в 4—5 км. На западе к южному окончанию Актумсукского поднятия ось ее поднимается до отметки —1750 м и она центриклинально замыкается. Восточное ее окончание недостаточно выяснено.

К югу от Курусайской синклинали расположено Аксайское поднятие. На востоке оно имеет очень узкое и вытянутое периклинальное окончание, имеющее по изогипсам —1750 и —1800 м длину до 18 км и ширину всего 1—3 км. Амплитуда поднятия здесь равна 100—150 км. К западу его ось поднимается и максимального воздымания (до —1650 м) достигает против южного окончания Актумсукской антиклинали. Здесь происходит весьма своеобразное сочленение этих двух поднятий — почти меридионального Актумсукского и широтного Аксайского. По опорному горизонту южная периклиналь Актумсукского поднятия как бы широтно растягивается, постепенно образуя широтную Аксайскую структуру. Они тесно связаны друг с другом и вместе образуют структуру торцового сечения. Общее протяжение Аксайской антиклинали превышает 40 км. Примерно такие же размеры она имеет и по условному горизонту «А». На западе она быстро замыкается, по условному же горизонту на западе она ограничена флексурой, которая продолжает на плато Устюрт западное флексурообразное крыло Актумсукской антиклинали. К югу от Аксайской антиклинали по всем горизонтам намечается общее погружение к Североустюртской депрессии: условный горизонт погружается от —2450 м в своде Аксайского поднятия до —3300 м в 24 км к юго-востоку, III опорный горизонт от —1650 до —2200 м в 25 км к югу.

К северу от чинков Устюрта наблюдается 25-километровая широтная полоса повышенных градиентов силы тяжести, которая, вероятно, отражает зону крупного широтного разлома, разделяющую меридиональные уральские направления структур на севере от широтных североустюртских на юге (Гарецкий, Шрайбман, 1956). В большей своей части полоса повышенных значений градиентов силы тяжести сопровождается поло-

жительными магнитными аномалиями, связанными, по всей вероятности, с внедрением по этому разлому магматических пород повышенной магнитной восприимчивости.

Описанная выше Актумсукская группа дислокаций расположена в зоне торцового сочленения структур, в зоне стыка широтных и меридиональных направлений. Уже в 10—12 км к северу от чинка Устюрта подошва неокома (III отражающий горизонт) образует четко выраженные широтные брахискладки с амплитудой до 100—150 м. В северной части плато Устюрт имеются структуры только широтного простирания. В эту зону дислокаций широтного простирания вторгается с северо-северо-востока поднятие уральского направления — Актумсукское. Оно прослеживается в виде секущей полосы между широтными структурами на протяжении 25 км, но к югу расплывается и затухает.

Смыкание структур разных направлений происходит в пределах зоны шириной до 25 км, которая строго соответствует широтной полосе повышенных градиентов силы тяжести. Такие зоны «скучивания» складок являются одним из характерных выражений глубинных разломов в складчатых областях (Шатский, 1938). По-видимому, подобное же скучивание складок разных направлений наблюдается благодаря унаследованию структур над глубинными разломами и в осадочном чехле молодых платформ.

Конкретной причиной проникновения далеко на юг в зону широтных дислокаций Северного Устюрта именно Актумсукской антиклинали, повидимому, является то, что она принадлежит к полосе поднятий, связанной с одним из крупнейших разломов Уральской складчатой системы: Сакмарско-Кокпектинским. Этот разлом глубокого заложения проникает на некоторое расстояние в зону широтных дислокаций Устюрта, что вызывает и внедрение в эту зону сопровождающей его антиклинальной структуры.

УНАСЛЕДОВАНИЕ ДИСЛОКАЦИИ НА ЮЖНОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ЗОНЫ УРАЛА

Примугоджарская синклинальная зона

На южном продолжении палеозойского Баймакского синклинория Южного Урала и Орского грабена, выполненного палеогеном, расположена Примугоджарская синклинальная зона. Она лежит между Кокпектинской антиклинальной зоной на западе и подножьем Мугоджарского хребта на востоке. На геологической карте зона отчетливо видна по почти сплошному распространению палеогеновых отложений. В ее осевой части отдельными пятнами и значительными вытянутыми полосами сохранились породы саксаульской свиты верхнего эоцена. Примугоджарская синклинальная зона состоит из отдельных вани различных размеров и разной глубины, которые разделены перемычками и седловинами, возникшими в результате воздымания оси синклинальной зоны.

На севере территории по значительному участку развития саксаульской свиты в бассейне р. Шийли, левого притока Ори, намечается первое такое синклинальное погружение — Ш и и л и й с к о е. Строение его северной части выяснено профилем скважин, пройденных от пос. Аксу до р. Ори (В. А. Лобанчук). По этому профилю видно, что ось синклинали смещена к востоку и прижата к выходу палеозойских пород на поверхность (см. фиг. 4). Синклиналь выполнена отложениями палеогена, маастрихта, кампана и альба. Восточное крыло синклинали крутое. Выход пород палеозоя оборван разломом, по которому они приведены в соприкосновение с круто задранными и выходящими на поверхность верхне- и нижнемеловыми отложениями Шиилийской синклинали. В приразломной

зоне углы падения в меловых отложениях достигают 10—30°. Западное крыло синклинали чрезвычайно пологое и угол падения пород мела не превышает 1°.

На востоке, в Мугоджарских горах и на западе, в верховьях р. Аксу обнажены древние породы палеозоя и докембрия. Между ними в Шиилийской синклинали под альбскими отложениями скважинами западной части профиля были вскрыты породы изембетской серии нижнего карбона — верхнего девона. В осевой части синклинали, возможно, распространены еще более молодые отложения палеозоя (см. фиг. 10). Таким образом, молодой мезо-кайнозойской Шиилийской синклинали соответствует синклинальная структура в палеозойских отложениях. Тем самым устанавливается ее унаследованный характер.

Южная часть Шиилийской синклинали пересечена широтным профилем скважин от соляного купола Джилансаид до подножья Мугоджарских гор (см. фиг. 5). На нем видно, что кровля альба (подошва сантона) на оси Ильинской антиклинали (в скв. К-30) имеет абсолютную отметку 237 м, а к востоку отсюда постепенно снижается до 218 м в скв. К-9 и до 179 м в скв. К-14. Ось синклинали по этому профилю оказывается приближенной к Мугоджарам. Выход более древних, чем в осевой части синклинали, пород в своде Ильинской антиклинали и в Мугоджарских горах говорит о совпадении синклинальных структур палеозоя и мезо-кайнозоя.

После седловины в районе р. Кундузды, которая проявляется выходом из-под палеогеновых отложений кампанских пород, намечается Барбисайская синклиналь. Она выделяется сплошной полосой распространения отложений саксаульской свиты верхнего эоцена, которая проходит в непосредственной близости к Мугоджарским горам (что свидетельствует о смещении оси синклинали к Мугоджарам). Синклиналь протягивается от широты ст. Эмба до верховьев р. Атжаксы, т. е. на расстояние около 110 км. Структура асимметрична: западное крыло пологое (углы падения палеогена меньше 1°), восточное более крутое. Как и в более северных районах Примугоджарской синклинальной зоны, полоса сочленения Барбисайской синклинали с палеозойским антиклинорием Мугоджар построена сложно (фиг. 47, 48, 49). Местами непосредственно к палеозою Мугоджар подходят палеогеновые отложения. В этих случаях, как правило, разрыв слоев в палеогене отсутствует, но прослеживается флексура с углами падения ее смыкающего крыла до 45—50°. В результате резкого подъема слоев близ подножья Мугоджар часто на поверхность выходят отложения кампана и альба. В таких случаях обычно происходит разрыв слоев и между мезозойскими и палеозойскими породами проходит разлом, имеющий характер крутого надвига. Причем здесь обычно наблюдается не один разлом, а зона разломов, с многочисленными дополнительными, кулисообразными и ответвляющимися более мелкими сбросами и взбросами.

Южнее Барбисайской синклинали между Намазтауской и Чушкакульской антиклиналями расположена Алитауская синклиналь, ясно выделяющаяся на структурной карте по кровле мела (см. фиг. 18). Синклиналь эта выполнена палеогеновыми отложениями, и лишь на самом юге ее на поверхности развиты породы маастрихта. Северная часть синклинали бурением не прослежена, но ее осевая часть устанавливается по линии меридионально расположенных мелких пятен наиболее молодых отложений района — чаграйской свиты верхнего олигоцена. К синклинали приурочена восточная половина столовой возвышенности Намазтау и крупный столовый останец — гора Алитау, также сложенные породами чаграйской свиты. На севере осевая часть Алитауской синклинали, видимо, выполнена разрезом нормальной последовательности, включающим все ярусы верхнего мела и палеоген. Начиная примерно с широты горы Намазтау из разреза выпадает кампан. На широте Жаиндинского

поднятия Чушкакульской антиклинали намечается наибольшее воздымание оси Алитауской синклинали, что, в частности, выражается выпадением из разреза не только кампана, но также маастрихта, и палеоген здесь ложится прямо на сантонские породы небольшой мощности. Кровля сантона в этом направлении поднимается с 215 м близ горы Намазтау (скв. 78) до 245 м на седловине против средней части Жаиндинского поднятия (скв. 61). Кровля меловых отложений поднимается от 224 м в первой точке до 245 м во второй. Далее к югу после указанной седловины вновь намечается четкое погружение оси синклинали, которое идет вплоть до горы Алитау, немного южнее которой кровля сантона лежит на абсолютной отметке 180 м, а кровля мела — на 200 м (скв. 28). Это погружение хорошо чувствуется по появлению уже в верховьях Талдысая между палеогеном и сантоном отложений маастрихта, а близ возвышенности Алитау — и осадков кампана (см. фиг. 41). В районе широкого развития на поверхности маастрихтских отложений вновь наблюдается поднятие оси структуры.

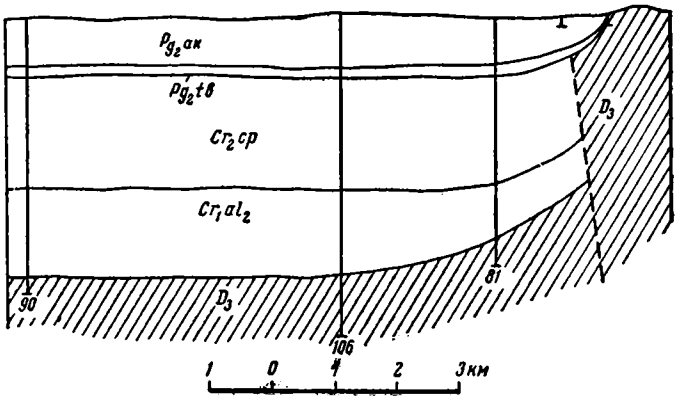
Ось Алитауской синклинали на фоне общего ее погружения к югу ундулирует, причем в месте ее воздымания на широте верховьев Жаинды образуется пережим, разделяющий наиболее опущенные ванны Алитауской синклинали: северную и южную. Характерно, что ундуляции осей синклинальных и антиклинальных структур в общем идут согласно друг с другом: на широте брахиантиклинального вздутия антиклинальной полосы образуется приподнятая седловина внутри синклинальной полосы, а наиболее глубокой ванне синклинали соответствует наименьшее воздымание оси антиклинали.

Длина Алитауской синклинали достигает 75 км. Длина северной, наиболее прогнутой ее части равна 30 км. Примерно такую же длину имеет и ее южная ванна. Ее ширина колеблется от 5 до 12 км, уменьшаясь в районе пережима до 2 км. Углы падения слоев низов палеогена — верхов мела на крыльях синклинали малы: обычно равны 30—40′ и почти никогда не превышают 1°. Слои верхнего мела более резко наклонены (до 5—10°) только у западных флексурообразных крыльев поднятий Чушкакульской антиклинали.

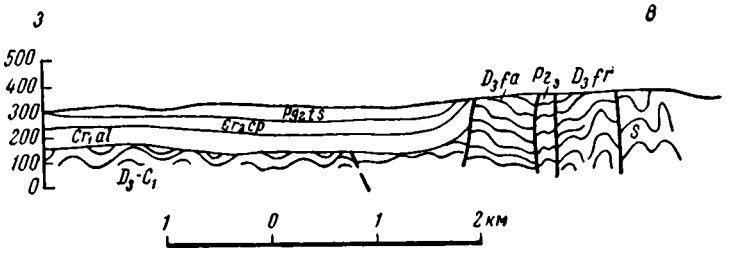
К югу Алитауская синклиналь раскрывается и сливается с более широкой синклинальной структурой, расположенной сразу же к западу от Чушкакульского сора и названной нами Причушкакульской. В нее же на северо-востоке вливается Кокбулакская синклиналь Чушкакульской зоны дислокаций. Причушкакульская синклиналь вытянута почти в меридиональном направлении. Она протягивается более чем на 40 км от северного конца Чушкакульского сора до района впадения р. Маннысай в р. Чеган, где синклиналь теряет ясные очертания. Ось синклинали к югу постепенно погружается: кровля мела на севере находится на абсолютных отметках в 70—90 м, а на юге снижается до 140—160 м.

В 1955 г. А. К. Замаренов опубликовал «Тектоническую схему юго-восточной окраины Прикаспийской впадины», которую вновь воспроизвел в 1959 г. в статье, написанной им совместно с А. Р. Бройтман, В. Ф. Дунаевым и В. Л. Скибельским. На этой схеме А. К. Замаренов к западу от Чушкакульской антиклинали намечает продолжение осей отдельных структур Чушкакульской антиклинали: Жаиндинской, Каракульской, Узунтальской и других, причем проводит их почти в широтном направлении.

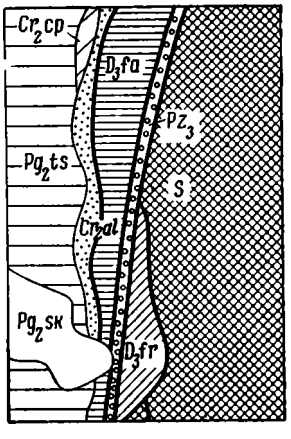
Из составленной мной структурной схемы (см. фиг. 18), основанной на большом фактическом материале, вытекает неправильность подобного трассирования осевых линий продолжения складок Чушкакульской антиклинали. Осевую линию Предчушкакульского прогиба А. К. Замаренов проводит с северо-востока на юго-запад от верховьев Жаинды



Фиг. 47. Геологический разрез через западное подножье Мугоджар на широте оз. Соркуль (по Г. С. Трошину)



Фиг. 48. Геологический разрез через западное подножье Мугоджар примерно на широте ст. Эмба (по Г. С. Трошину)



Фиг. 49. Геологическая карта западного подножья Мугоджар к северу от ст. Мугоджарская (по Г. С. Трошину)

Жирными линиями обозначены разломы

к верховьям Маннысая, изгибая ее выпуклой стороной к северо-западу, т. е. так, что она сечет диагонально все описанные мной выше почти меридиональные структуры. В действительности же прогиб, проходящий перед Чушкакульской антиклиналью, располагается между этой антиклиналью и Намазтауской антиклиналью, вытянут в меридиональном направлении и отвечает Алитауской синклинали.

Оси Жаиндинской, Каракульской брахиантиклиналей и разделяющих их синклиналей Чушкакульской структуры также не расходятся веером и их продолжения не приобретают широтное направление (как это предполагает А. К. Замаренов, пересекая тем самым простирания выделенных выше структур), а протягиваются почти меридионально.

Чушкакулькская антиклинальная зона

(Чушкакульская антиклиналь)

1

Чушкакульская антиклиналь расположена на непосредственном продолжении к югу антиклинальной структуры зеленокаменной полосы главного хребта Мугоджар. Она протянулась на 115 км от палеозойского массива Жамантау на севере до Чушкакульского сора на юге.

Вопрос о южном продолжении Урала и его подземных структурных связях с хребтами Средней Азии интересовал еще натуралистов прошлого века. А. Ф. Гумбольдт (1915; Gumboldt, 1843) предполагал, что связующим звеном между ними могут быть «Туманные горы» и другие возвышенности, рисовавшиеся еще на картах в первой четверти прошлого века между Каспийским и Аральским морями. Н. А. Северцов (1862) после большого путешествия по степям Западного Казахстана в 1859 г. выступил в «Горном журнале» со специальной статьей на тему: «Составляет ли Устюрт продолжение хребта Уральского?» С некоторыми колебаниями он дал правильный отрицательный ответ на этот вопрос, основываясь главным образом на том, что в обрывах Устюрта все слои залегают горизонтально.

Действительно, даже пользуясь современными геофизическими данными, уловить на Устюрте продолжение уральских структур невозможно. Однако между Устюртом и южным концом Мугоджар оно прослеживается отчетливо и резко выражено в рельефе в виде хорошо обнаженной гряды Чушкакульских гор, абсолютные отметки которых достигают 404 м. Дислокации уральского простирания здесь были обнаружены первым же геологом, посетившим этот район, —М. М. Пригоровским, который в 1913 г. отметил выходы дислоцированных меловых пород недалеко от южного окончания Мугоджар, а в 1914 г. установил существование здесь крупного антиклинального поднятия, названного им Чушкакульским. М. М. Пригоровский первый высказал мысль о постумном, унаследованном характере развития Чушкакульской антиклинали и правильно отметил, что антиклиналь осложнена куполообразными вздутиями и продольными сбросами на западном крыле и на южном ее окончании. В последующие годы район Чушкакульской антиклинали посещали М. М. Пригоровский и П. В. Васильев (1928), И. П. Герасимов (1928, 1930, 1930), Г. В. Богачев (1930, 1932), Л. П. Смирнов (1933), П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1937), но эти работы в изучение тектоники антиклинали внесли очень мало.

Значительный шаг в этом направлении был сделан в 1936 г. маршрутными работами А. Л. Яншина (1940). Он впервые составил для территории всей антиклинали геологическую карту масштаба 1 : 500 000. В ядре структуры он обнаружил континентальные отложения мезозоя, которые отнес к апту и альбу. На крыльях им были установлены осадки сеномана,

турона, сантона, кампана, маастрихта, морского и континентального палеогена. Было выяснено, что верхнемеловые отложения на обоих крыльях антиклинали постепенно выклиниваются к северу. Работами А. Л. Яншина определено, что Чушкакульская антиклиналь является непосредственным продолжением к югу антиклинали зеленокаменных пород Мугоджар. Эта связь предполагалась М. М. Пригоровским, А. Д. Архангельским (1923, 1932, 1934), О. С. Вяловым (1933, 1935), но отрицалась Н. Н. Тихоновичем (1924) и Н. Г. Кассиным (1934). Н. Н. Тихонович соединял Чушкакульские дислокации с нарушениями п-ова Куланды и куполами Темирского района в одну изгибающуюся тектоническую зону северо-западного простирания, а Н. Г. Кассин (1934) считал, что они, наоборот, имеют северо-северо-восточное простирание, секут направление древних складок и возникли в толще мезо-кайнозоя в результате ларамийского орогенеза. Работами А. Л. Яншина были установлены некоторые черты строения антиклинали: ее асимметрия, сводообразная форма, ундуляция оси по простиранию и возникновение в результате этого ряда куполообразных и брахиантиклинальных вздутий. Установление истинного простирания и протяженности Чушкакульской антиклинали позволило окончательно отказаться от структурного соединения ее с дислокациями п-ова Куланды и объединения их в «Арало-Кызылкумский вал» А. Д. Архангельского.

В том же 1936 г. на Чушкакульской антиклинали работал Н. К. Трифонов (1937), который собрал новые сведения по стратиграфии района, в общем сходные с выводами А. Л. Яншина.

В 1946 г. В. А. Вахрамеев, работавший в составе Урало-Эмбенской экспедиции по составлению геологической карты листа L — 40 в масштабе 1 : 1 000 000, произвел разбивку континентальных нижнемеловых отложений ядра Чушкакульской антиклинали на четыре свиты (Вахрамеев, 1948, 1952). В 1949 г. вышла в свет геологическая карта листа L — 40 в масштабе 1 : 1 000 000 и объяснительная записка к ней, составленная А. Л. Яншиным. В этой записке было приведено краткое описание Чушкакульской антиклинали.

Таким образом, в результате многочисленных работ, проводившихся с 1936 по 1946 г., была выявлена стратиграфия и основные черты тектоники Чушкакульской антиклинали. Однако в это время она рассматривалась как относительно просто построенная антиклинальная складка. Многие особенности ее строения до последнего времени оставались невыясненными. Из сравнения геологических карт А. Л. Яншина (1940, 1949) и карты (фиг. 50), составленной на основании последующих более детальных работ главным образом аэрогеологических партий, можно видеть, насколько более сложным оказалось строение Чушкакульской антиклинали.

Отношение Чушкакульской антиклинали к Уралу, аналогичное расположению Апшеронского нефтеносного района относительно Большого Кавказа, дало повод в последние десять лет развернуть здесь широкие поисковые работы на нефть. Проведенные съемочные, буровые и геофизические исследования (см. гл. I) дали богатый материал, который освещает характерные черты строения Чушкакульской антиклинали.

В результате проведенных работ выяснилось, что название «антиклиналь» далеко не передает структурной сущности дислокаций в районе, лежащем на южном продолжении хребта Мугоджар. Она состоит из нескольких параллельных рядов брахиантиклиналей, разделенных на большом протяжении крупными разломами и наложенными мульдами. Если в дальнейшем изложении я буду говорить для краткости о Чушкакульской антиклинали, то под этим довольно условным названием я буду подразумевать всю зону дислокаций между южным концом Мугоджар и районом Чушкакульского сора.

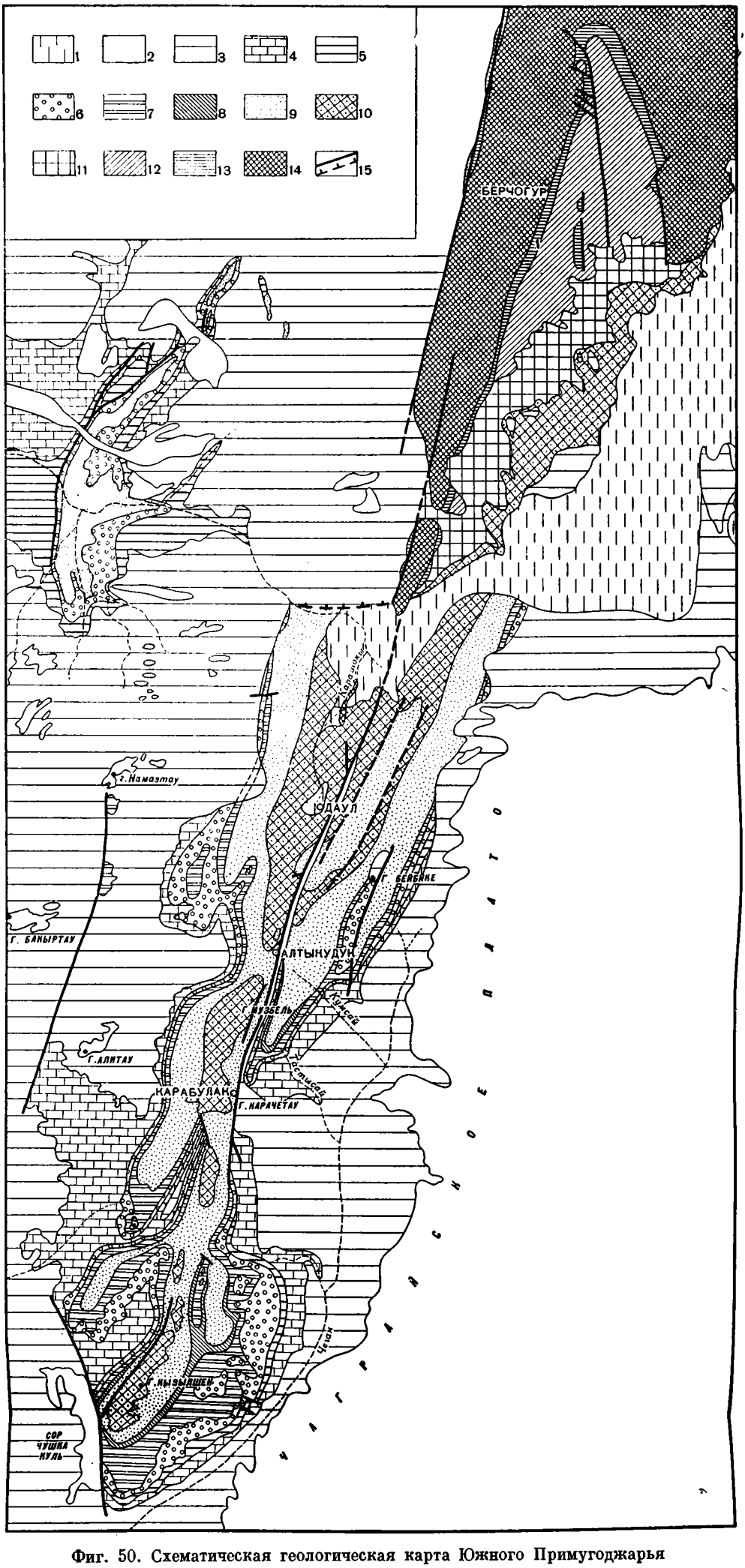
Чушкакульская антиклиналь выделяется на геологических картах широким субмеридиональным выходом меловых отложений, протянувшимся от массива Жамантау до сора Чушкакуль среди поля палеогеновых образований. На севере антиклинали на дне балки Карашокы находятся небольшие выходы коры выветривания серпентинитов Кокпектинского ультрабазитового массива. В остальной части свода структуры распространены среднеальбские осадки, которые окружены меридионально вытянутыми полосами отложений верхнего альба. В направлении к югу среднеальбские породы не имеют сплошного распространения: они то перекрываются осадками верхнего альба, то вновь появляются в виде замкнутых овальных выходов. В осевой полосе антиклинали верхнеальбские породы распространены сплошь, окружая выходы среднего альба, в то время как на восточном и западном бортах структуры они образуют ряд языков, полуовалами замыкающихся к югу. Такое же замыкание поля верхнего альба наблюдается и на крайнем юге антиклинали близ Чушкакульского сора.

Континентальные осадки альба окаймлены с запада, востока и юга узкими полосками выходов морских верхнемеловых отложений. Осадки верхнего мела более полно представлены в южной половине антиклинали, где среди них выделяются породы сеномана, турона, сантона, кампана и маастрихта. К северу некоторые из этих горизонтов выпадают, но и там можно легко проследить окаймляющую полоску верхнего мела, представленного большей частью лишь туронскими и сантонскими породами. На всем протяжении обоих крыльев антиклинали особенно четко прослеживается грядка фосфоритового слоя сантона, который служит хорошим маркирующим горизонтом.

Третичные отложения, представленные главным образом палеогеновыми осадками и лишь местами неогеновыми, слагают далекие участки пологих крыльев Чушкакульской антиклинали и выполняют соседние синклинальные погружения. Местами третичные отложения очень близко подходят к площади распространения континентального мела, иногда заходят узкими языками внутрь мелового поля, а в некоторых местах сохранились в виде узких пятен среди меловых осадков. Последние случаи распространения третичных отложений связаны с рядом особенностей тектонического строения антиклинали, которые будут описаны ниже.

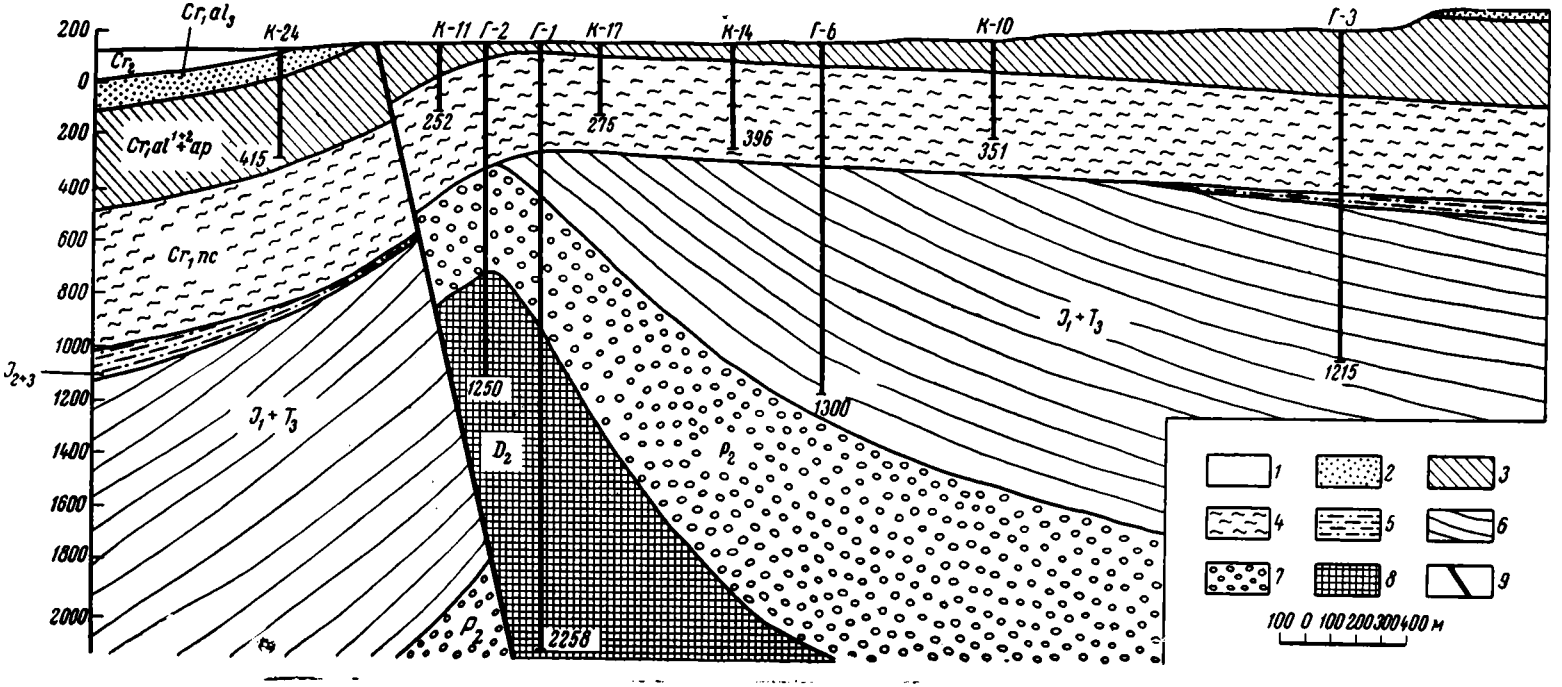
Буровыми скважинами были вскрыты более древние отложения, участвующие в строении Чушкакульской антиклинали. На севере антиклинали на прямом продолжении массива Жамантау были обнаружены зеленокаменные породы силура. В ее южной части на всю мощность пройдены пестроцветные породы неокома. В южной половине антиклинали под неокомом были обнаружены угленосные отложения узунтальской свиты средней и, частично, верхней юры. Здесь же глубокие скважины вскрыли мощную толщу осадков чушкакульской серии нижней юры — верхнего триаса и палеозойские отложения. Последние вскрыты двумя глубокими скважинами (Г-1 и Г-2) и представлены красноцветными песчаниками, конгломератами и аргиллитами верхней перми, залегающими или прямо под отложениями неокома (Г-2) или под породами чушкакульской серии (Г-1), а также толщей туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов предположительно среднедевонского возраста.

Достаточно подробное описание как мезозойских, так и палеозойских отложений Чушкакульской антиклинали было дано в главе IV, поэтому здесь мы не будем его повторять, а перейдем к описанию изменений литологического состава и мощностей мезо-кайнозойских отложений в зависимости от местоположения их разрезов в структуре.



Фиг. 50. Схематическая геологическая карта Южного Примугоджарья

1 — плиоцен; *2* — континентальный средний и верхний олигоцен; *3* — морской палеоген (палеоцен — нижний олигоцен); *4* — маастрихт; *5* — кампан; *6* — сантон; *7* — турон; *8* — сеноман; *9* — верхний альб; *10* — средний и нижний альб; *11* — неоком (даульская свита); *12* — нижний карбон; *13* — верхний девон; *14* — доверхнедевонские породы; *15* — разломы и флексуры



Фиг. 51. Геологический разрез через Южночушкакульскую брахиантиклиналь

1 — верхний мел; *2* — верхний альб; *3* — средний-нижний альб и апт; *4* — неоком (даульская свита); *5* — узунтальская свита средней-верхней юры; *6* — чушкакульская серия верхнего триаса — нижней юры; *7* — верхняя пермь; *8* — средний девон; *9* — разлом

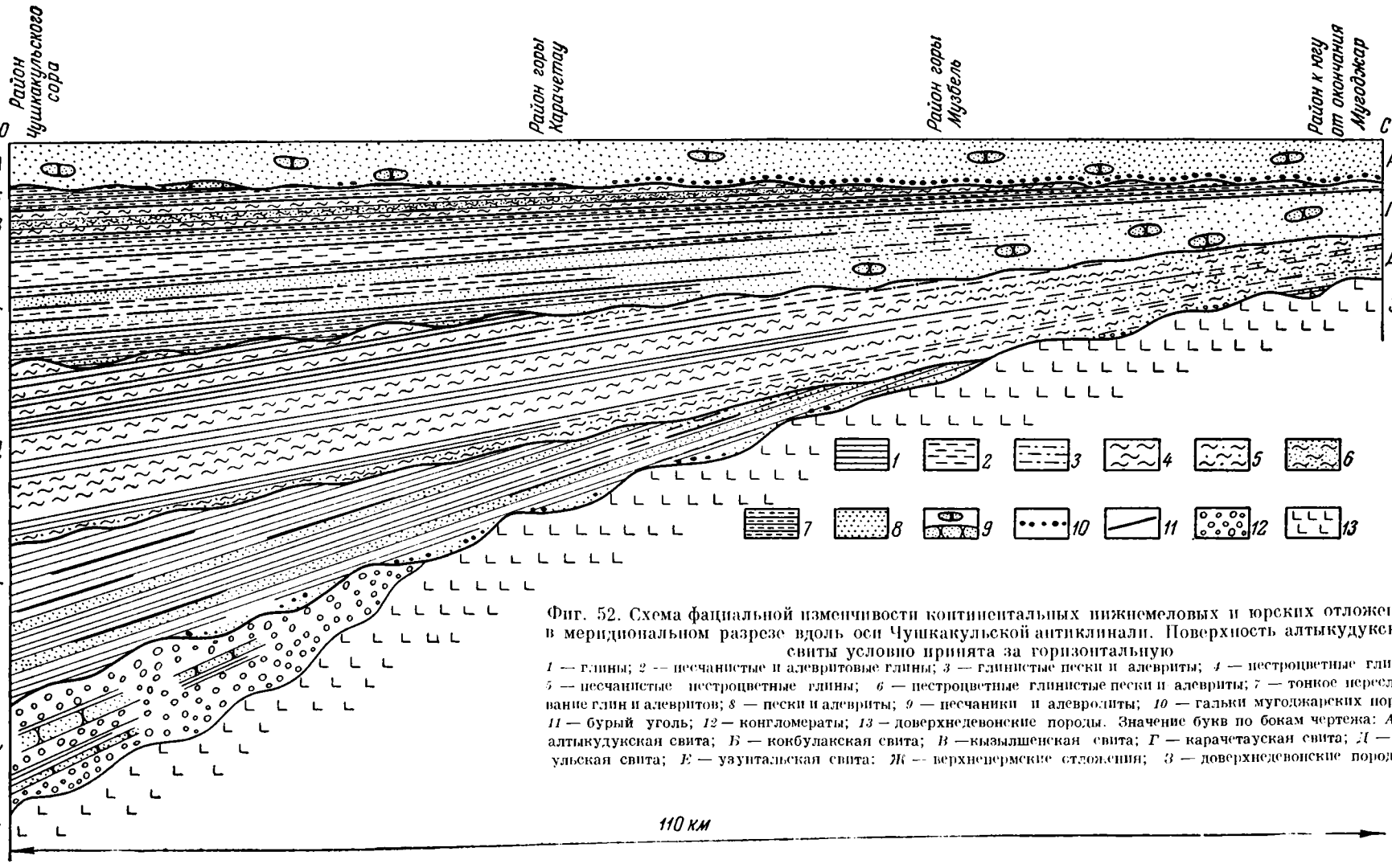
Мезозойские отложения с перерывом и резким угловым несогласием различными своими горизонтами ложатся на палеозойский складчатый фундамент, породы которого имеют в разных местах антиклинали неодинаковый возраст.

Наиболее древние осадки мезозоя, относимые к нижней юре и частично верхнему триасу и выделяемые под названием чушкакульской серии, обнаружены бурением на юге Чушкакульской антиклинали (на Южночушкакульской и Узунтальской брахиантиклиналях). Чушкакульская серия, сложенная аргиллитами, алевролитами и песчаниками, наиболее полно вскрыта глубокими скв. Г-3 и Г-6. Она подразделяется на две пачки: нижнюю, песчано-аргиллитовую и верхнюю, аргиллитовую. Скв. Г-6, расположенная ближе к своду, вскрыла обе пачки: верхней пачкой она шла 285 м, а нижней 545 м, не выйдя из нее. Скв. Г-3, заложенная на 2 км дальше от свода, вскрыла только верхнюю пачку на глубину в 570 м. Мощная толща пород чушкакульской серии, вскрытая на восточном крыле Южночушкакульской брахиантиклинали, к ее своду быстро выклинивается и в скв. Г-2, находящейся всего в 1,3 км от скв. Г-6, полностью исчезает. На верхнепермские породы здесь непосредственно налегают неокомские отложения (фиг. 51). Слои чушкакульской серии близ свода брахиантиклинали залегают с довольно большими углами наклона, достигающими в скв. Г-3 12—18°, а в скв. Г-6 28—32 , реже 34°. С перерывом и угловым несогласием на чушкакульской серии залегают осадки узунтальской свиты средней и, частично, верхней юры, которые встречены рядом скважин на юге Чушкакульской антиклинали (скв. К-5, К-18, Г-3), на Узунтальском поднятии (скв. Г-8 и Г-9) и близ род. Карабулак (скв. К-23 и К-24) на Музбельской брахиантиклинали. Узунтальская свита сложена серыми, черными, часто углистыми глинами с прослоями полимиктовых светло-серых песков и песчаников. С юга на север с приближением к Мугоджарам в свите увеличивается количество песчаных прослоев. В этом же направлении уменьшается мощность свиты, которая на юге антиклинали в скв. К-5 превышает 234 м, в то время как в районе балок Даул и Карашокы она совсем отсутствует (фиг. 52).

В размытом своде Чушкакульской антиклинали выходит на поверхность толща нижнего мела, которая подразделяется В. А. Вахрамеевым (1948, 1952) и А. Л. Яншиным (1949, 1953) на ряд свит (снизу вверх): даульскую, музбельскую, карачетаускую, кызылшенскую, кокбулакскую и алтыкудукскую.

Отложения даульской свиты (готерив и баррем) с перерывом и несогласием в южной половине антиклинали ложатся на юрские осадки узунтальской свиты и чушкакульской серии или даже на верхнепермские красноцветы, а на севере структуры налегают прямо на древние палеозойские породы. Даульская свита представлена пестроцветными глинами с прослоями алевритистых песков и песчаников. Вдоль Чушкакульской антиклинали заметно, как к северу увеличивается песчанистость свиты: в ее разрезе появляется большее количество прослоев песков и песчаников, многие глинистые пласты становятся алевритистыми, а иногда переходят в пески. К северу, а также от крыльев структуры к ее своду наблюдается (в особенности по электрокаротажным диаграммам) выпадение и утонение отдельных горизонтов внутри свиты.

Мощность даульской свиты различна. Она совсем невелика на севере структуры, но возрастает как с удалением от свода к востоку и западу, так и в южном направлении. Южнее Жамантау в присводовых частях структуры мощность свиты не превышает 10—20 м, увеличиваясь в ближайших участках крыльев до 60—80 м. К югу ее мощность быстро нарастает и уже в центральной части антиклинали (в районе горы Карачетау) она измеряется несколькими сотнями метров (здесь наибольшая вскрытая



Фиг. 52. Схема фациальной изменчивости континентальных нижнемеловых и юрских отложений в меридиональном разрезе вдоль оси Чушкакульской антиклинали. Поверхность алтыкудукской свиты условно принята за горизонтальную

1 — глины; *2* — песчанистые и алевритовые глины; *3* — глинистые пески и алевриты; *4* — пестроцветные глины; *5* — песчанистые пестроцветные глины; *6* — пестроцветные глинистые пески и алевриты; *7* — тонкое переслаивание глин и алевритов; *8* — пески и алевриты; *9* — песчаники и алевролиты; *10* — гальки муголжарских пород; *11* — бурый уголь; *12* — конгломераты; *13* — доверхнедевонские породы. Значение букв по бокам чертежа: *А* — алтыкудукская свита; *Б* — кокбулакская свита; *В* — кызылшенская свита; *Г* — карачетауская свита; *Д* — даульская свита; *Е* — узунтальская свита; *Ж* — верхнепермские отложения; *З* — доверхнедевонские породы

ее мощность равна 220 м). На самом юге антиклинали ее мощность колеблется от 300 до 425 м.

Со следами размыва и, видимо, с небольшим угловым несогласием на даульскую свиту в северной части Чушкакульской антиклинали ложится музбельская свита, представленная мелкозернистыми песками с караваями косослоистых песчаников. На самом севере антиклинали мощность свиты около 60 м. К югу она уменьшается и уже в средней части антиклинали у горы Музбель, сокращается до 20—25 м, а у Чушкакульского сора, по данным бурения, выше неокомских пестроцветов лежит глинисто-алевритовая карачетауская свита, а пачка музбельских песков здесь отсутствует. Это говорит о том, что к югу пески музбельской свиты постепенно замещаются глинами и алевритами карачетауской свиты. Таким образом, музбельская свита не является стратиграфическим горизонтом, а представляет собой песчаную фацию какой-то части низов карачетауской свиты.

Карачетауская свита (средний и нижний альб, частично апт) сложена переслаивающимися серыми алевритами и глинами, реже мелкозернистыми песками и песчаниками. К северу песчанистость свиты несколько увеличивается. На севере антиклинали часть свиты фациально замещается песками музбельской свиты, и местами на эти пески ложатся литологически сходные с ними пески самой верхней свиты альба — алтыкудукской, образуя слабо холмистое песчаное пространство, лишенное сколько-нибудь значительных обнажений. Мощность карачетауской свиты увеличивается с 5 м близ развалин аула Даул до 40 м в горах Карачетау, а на юге, у Чушкакульского сора, по данным бурения, до 245 м.

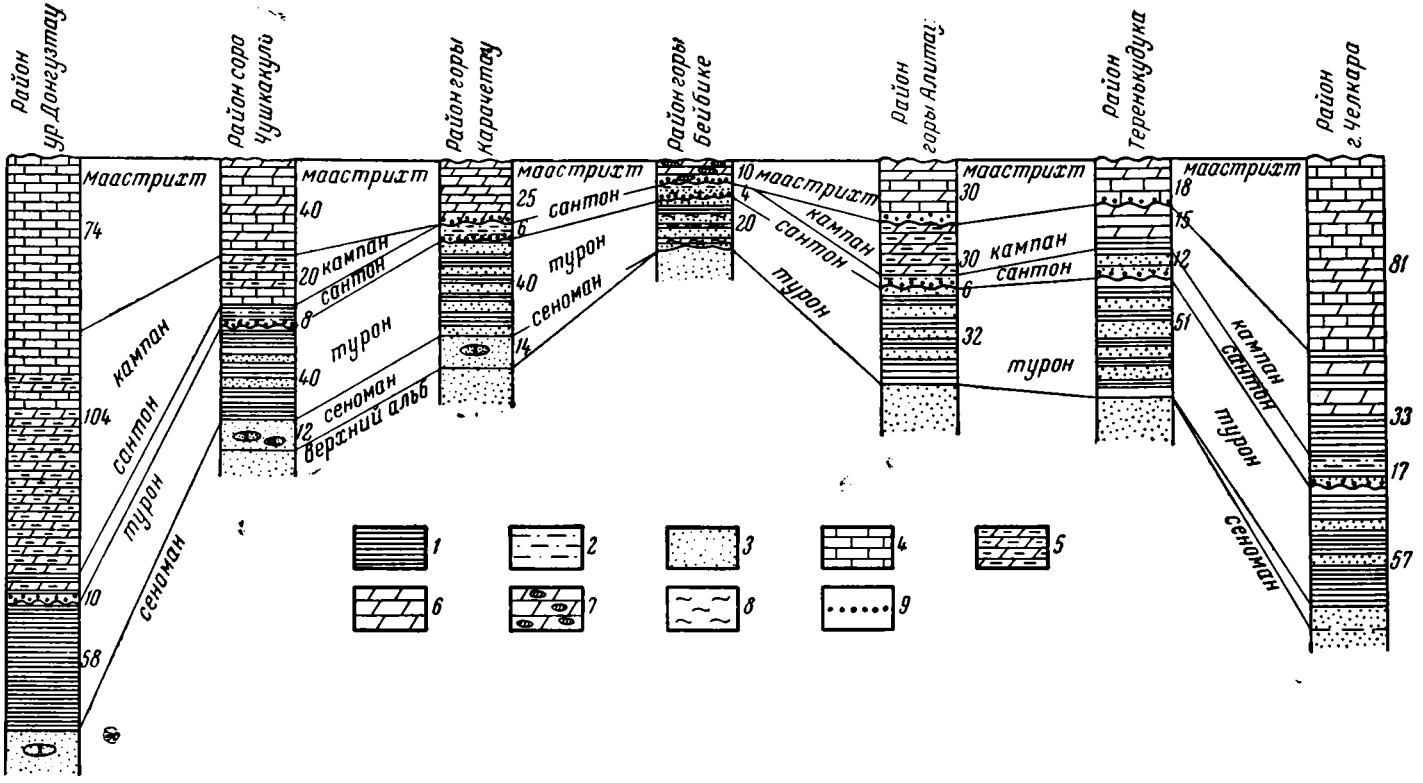
Отложения карачетауской свиты кверху постепенно переходят в пестроцветные глины, алевриты, пески и реже песчаники кызылшенской свиты (средний альб). Как и для остальных свит нижнего мела, для кызылшенской свиты также характерно увеличение количества песчаных прослоев к северу и одновременное уменьшение ее мощности: с 40—45 м на юге антиклинали до полного выклинивания у развалин аула Даул.

На юге Чушкакульской антиклинали выше выделяется кокбулакская свита (средний альб), сложенная серыми глинами и алевритами мощностью 32 м. К северу эти отложения быстро выклиниваются, срезаясь верхним альбом.

Верхнеальбская алтыкудукская свита, представленная светлыми песками с прослоями песчаников и глин, с размывом ложится на различные свиты среднего альба. Ее мощность на крыльях антиклинали в пределах 60—80 м, и только близ пос. Актумсук в урочище Донгузтау, к юго-западу от Чушкакульского сора, мощность алтыкудукской свиты (вместе с литологически сходными песчаными осадками сеномана) возрастает до 130 м.

Породы верхнего мела, слагая крылья Чушкакульской антиклинали, довольно широкими полосами распространены на юге структуры. К северу же эти полосы сужаются, а затем и совсем исчезают в результате трансгрессивного срезания мела палеогеном.

Верхнемеловые отложения представлены почти всеми ярусами. Отсутствуют лишь осадки датского яруса и верхнего маастрихта. Разрез верхнего мела начинается отложениями сеномана, которые наиболее полно представлены на юге антиклинали. Они сложены желтоватыми кварцевыми песками с караваями кварцитовых песчаников, литологически очень сходными с песками верхнего альба (они отличаются от последних только примесью глауконита, меньшими размерами зерен и отсутствием включений гальки). Мощность сеномана равна на юге антиклинали 12 м, в балке Сарнынсай 15 м, а примерно на широте горы Музбель они полностью выклиниваются (фиг. 53, см. фиг. 50).



Фиг. 53. Схема сопоставления разрезов верхнемеловых отложений района Чушкакульской антиклинали и соседних площадей

1 — глины; *2* — алевриты; *3* — пески и песчаники; *4* — мел; *5* — глинистые мергели; *6* — мелоподобные мергели; *7* — то же с кремнистыми конкрециями; *8* — пестроцветные глины; *9* — фосфориты

На сеноманские пески, а в северной половине антиклинали прямо на верхнеальбские ложится песчано-глинистая толща туронского яруса. Осадки турона развиты не только на юге антиклинали, как предполагалось ранее (Трифонов, 1937; Яншин, 1940), но имеют широкое распространение вдоль почти всей структуры и окончательно выклиниваются лишь на севере ее, примерно на широте южного окончания Мугоджар.

Прекрасные обнажения турона находятся на юге Чушкакульской антиклинали. Здесь турон «...сложен бескарбонатными или слабо карбонатными гипсоносными на поверхности и пиритоносными на глубине глинами зеленовато-серого, темно-серого и свинцово-серого цветов. Мелкозернистые песчаники залегают в этих глинах тонкими, но выдержанными пластами или горизонтами плоских конкреций до 2,5 м в диаметре и до 0,4 м мощностью, образуя в рельефе цепи длинных невысоких грядок» (Яншин, 1953, стр. 154).

Примерно такое же строение имеют туронские отложения и в более северных разрезах, но только в этом направлении увеличивается их песчанистость. Так, в средней части антиклинали на восточном ее крыле в ряде балок (притоков р. Чеган) имеются хорошие обнажения турона, в которых выше песчаных отложений сеномана прослеживается сильно ожелезненный песчано-глинистый прослой мощностью от 0,25 до 0,6 м. Над ним лежит пачка серых и темно-серых глин, слабослоистых, гипсоносных, ожелезненных, с пятнами ярозита. Нередко глины содержат небольшие (0,2—0,3 м), но выдержанные сидеритовые конкреции и плиточки железистого алевролита мощностью до 1 см. Мощность всей пачки глин колеблется в пределах 15—20 м. Выше залегает слой кварцево-слюдистого мелкозернистого серого слоистого песчаника мощностью обычно 0,8—1 м, иногда до 3 м. При выветривании песчаник образует на поверхности россыпи тонких (1—2 см) плиточек. Над песчаниками залегает мощная пачка серо-зеленых глин, по литологическому характеру очень похожая на нижнюю. В верхней части ее выделяется 1,5—2-метровый слой темно-серой, почти черной глины с очень тонкими (1—2 см) прослоями алеврита и ярозита. Мощность этой пачки глин достигает 18—20 м. Общая мощность туронских отложений в средней части восточного крыла антиклинали достигает 35—40 м.

Севернее количество песчаных прослоев возрастает более резко. Так, если в балке Сарыпсай развит вышеописанный, в основном глинистый разрез, то уже в 10—12 км к северу в балке Курусай отложения турона почти целиком состоят из глинистых песков мощностью до 16 м. Лишь в нижней половине их разреза встречаются пласты глин, но и они содержат тонкие прослои песков. Еще далее к северу разрез турона становится менее выдержанным и еще более песчаным. Среди темно-серых глин изредка наблюдаются тонкие углистые прослойки. Кроме глин серых тонов, появляются отдельные прослои серовато-желтых и бурых глин, которые резко преобладают в отложениях турона на широте южного окончания Мугоджар, где их мощность измеряется несколькими метрами.

На западном крыле Чушкакульской антиклинали еще в 1951 г. нами была подмечена следующая фациальная изменчивость туронских отложений. На широте горы Музбель турон представлен обычными для него породами. Но в северном направлении зеленовато-серые глины турона, постепенно насыщаясь алевритовым песчаным материалом, меняют свою окраску от светло-желтой до красновато-бурой и лишь в самых низах сохраняют свой первоначальный состав и цвет. Еще далее к северу, у балки Кызылэспе, где туронские отложения слагают крылья дополнительного поднятия, под фосфоритовым слоем нижнего сантона лежит пачка песчанистых глин желтого и буровато-красного цвета, которая, видимо, является прибрежной фацией морских туронских отложений.

На периферии Чушкакульской антиклинали выше отложений турона сохранились сходные с ним осадки коньякского яруса. Мощность отложений турон-коньяка, по данным бурения, в урочище Донгузтау равна 58 м. У Чушкакульского сора мощность турона измеряется 40 м, в балке Сарнынсай она сохраняет примерно ту же величину, а далее к северу происходит постепенное уменьшение мощности турона вплоть до его полного выклинивания.

На глинистой толще турона или турон-коньяка, а на крайнем севере антиклинали прямо на верхнеальбских отложениях несогласно залегают глауконитовые глинистые алевриты сантона, в основании которых повсеместно прослеживается фосфоритовый галечник. На юге антиклинали наблюдается два фосфоритовых слоя и промежуточный слой алевритов общей мощностью около 1,5 м. К северу фосфоритовые слои сливаются в один, мощность которого в северных разрезах колеблется от 0,25 до 0,6 м. Общая мощность сантона на юге антиклинали и в соседних синклиналях достигает 10—15 м. В присводовых частях более северных участков структур мощность сантона сокращается и не превышает 6—7 м. На самом севере антиклинали местами сохранился только фосфоритовый горизонт или даже отдельные его линзы, что связано с несогласным срезанием более высоких слоев сантона породами маастрихта. Ранее сантонские отложения указывались только для южной половины антиклинали. В действительности они распространены по обеим крыльям структуры далеко на север вплоть до широты южного окончания Мугоджар.

Кампанские отложения выходят на поверхность лишь в южной части антиклинали, а также на широте горы Бейбике, где слагают восточное крыло структуры. Они представлены грязно-белыми и зеленовато-серыми мергелистыми гипсоносными глинами. Их мощность достигает 20 м на юге антиклинали, а в низовьях р. Чеган, в урочище Донгузтау, по данным скв. 2 (пос. Актумсук) возрастает до 104,6 м. Определения фораминифер из кампанских отложений этой скважины показали, что их разрез полный и перерыва между осадками кампана и маастрихта нет. Сокращенная мощность кампана на юге Чушкакульской антиклинали и в выходах к востоку от горы Бейбике, а также отсутствие его в других разрезах крыльев антиклинали связано с размывом слоев кампана маастрихтской трансгрессией. При бурении в стороне от свода антиклинали кампанские отложения всегда обнаруживаются. Так, близ пос. Теренкудук на восточном крыле антиклинали появляются породы кампана мощностью 15 м, еще далее в сторону синклинали их мощность увеличивается до 49 м у оз. Суттыкуль и 33 м в г. Челкар (см. фиг. 53).

Палеогеновые отложения широко развиты на пологих частях крыльев Чушкакульской антиклинали. Они распадаются на две толщи: нижнюю — морскую и верхнюю — континентальную. Среди морских отложений в районе антиклинали прекрасно выделяются те свиты, которые А. Л. Яншин (1949, 1953) установил для всего Северного Приаралья.

На размытую поверхность меловых пород ложится мощная глинистая толща тасаранской свиты (средний — низы верхнего эоцена). Эта свита, постепенно срезая с юга на север все более древние меловые отложения, трансгрессивно и несогласно залегает на породах различного возраста вплоть до альба. Глины тасаранской свиты в присводовой части Чушкакульской структуры распространены в виде узкой меридиональной полосы, вытянутой вдоль дизъюнктивного нарушения. Мощность свиты резко возрастает как с удалением от свода антиклинали, так и в южном направлении. Если мощность ее в верховьях р. Чегана равна 20 м, то на западном берегу Чушкакульского сора превышает 100 м, а в урочище Донгузтау, где бурением была вскрыта почти полная мощность свиты (за исключением ее самых верхних слоев), она достигает 263 м. Полная мощность тасаранской свиты здесь 270—280 м.

На широте средней части Чушкакульской антиклинали, в соседней к западу Алитауской синклинали, мощность тасаранской свиты в районе горы Алитау равна 140 м, а к востоку, в Челкарском прогибе, у г. Челкар достигает 211,1 м. В северной части антиклинали на обоих ее крыльях на глины тасаранской свиты налегают железистые конгломераты верхнего олигоцена.

Однако на восточном крыле Чушкакульской антиклинали, уже у истоков Чегана, в обрывах Чаграйского плато над тасаранскими глинами появляется пачка зеленовато-серых глинистых песков саксаульской свиты верхней части верхнего эоцена. Ее мощность быстро возрастает к югу. У мыса Аралбай, где саксаульская свита сложена мелкозернистыми песками, глинистыми алевритами и алевролитами, ее мощность равна 55 м. Далее к югу она возрастает до 60—70 м, а вместе с этим в ее разрезе увеличивается роль алевритовых и глинистых пород. На продолжении осевой линии Чушкакульской антиклинали в чинках Чаграйского плато мощность саксаульской свиты уменьшается до 28 м (Яншин, 1953). Далее к западу мощность свиты вновь возрастает, но в связи с тем, что слои палеогена быстро погружаются в этом направлении, саксаульская свита скрывается под осыпями и оползнями нижней части чинков. К западу одновременно с погружением слоев и увеличением мощности алевриты становятся все более глинистыми.

Приблизительно в 55 км к югу от мыса Аралбай между саксаульскими песками и галечниками верхнего олигоцена появляется пачка глин чеганской свиты. В том месте, где чинки Чаграйского плато меняют свое меридиональное простирание на широтное, мощность свиты достигает 20—25 м. Против оси Чушкакульской антиклинали мощность чеганской свиты уменьшается до 8,5 м. Здесь в сланцеватых глинах появляются тонкие прослойки мелкозернистого кварцевого железистого песка. К западу мощность свиты в чинках плато возрастает вначале до 10 м, а у мыса Чаграй достигает 20—25 м. Одновременно исчезают песчаные прослои. К западу с удалением от антиклинали мощность чеганской свиты продолжает увеличиваться, и в разрезах останца Замстан в урочище Донгузтау она равна 60 м.

Морской палеоген несогласно с размывом перекрывается континентальными отложениями среднего и верхнего олигоцена. Наиболее древняя, кутанбулакская свита этих отложений, сложенная песками, алевритами и песчанистыми глинами с линзами косослоистых железистых песчаников, развита только в юго-восточных обрывах Чаграйского плато и в северных чинках Устюрта, где ее мощность достигает 16—20 м.

Лежащая выше чиликтинская свита известна только в чинках Чаграйского плато против южного конца Чушкакульской антиклинали (к северу она выклинивается). Сложена она здесь типичными для нее слоистыми глинами, алевритами и песками, мощность которых достигает 60—70 м.

Коктурнакская свита прослеживается только в разрезах самой западной части Чаграйского плато (район урочища Таскудук) и сложена мелкозернистыми песками мощностью до 7 м.

Наиболее широко распространена самая верхняя свита — чаграйская. Она занимает обширное пространство Чаграйского плато, в южной части которого несогласно ложится на различные свиты среднего олигоцена, а севернее постепенно срезает все более древние породы морского палеогена и на широте верховий р. Чегана налегает непосредственно на глины тасаранской свиты. К своду Чушкакульской антиклинали чаграйская свита, сохранившаяся лишь местами на останцовых горах, постепенно срезает различные горизонты верхнего мела и в ряде случаев (горы Бейбике, Аккеуек и др.) ложится прямо на алтыкудукскую свиту верхнего альба. Чаграйская свита сложена железистыми грубыми песками, песчаниками и конгломератами, состоящими из обломков палеозойских пород Мугод-

жар. По мере удаления от Мугоджарских гор свита испытывает фациальную изменчивость, выражающуюся в уменьшении среднего размера зерен песка. Мощность свиты колеблется от 1 до 10 м на севере, а на юге достигает 20—25 м.

В приразломной зоне присводового участка Чушкакульской антиклинали узкой полосой (50—200 м) распространены красноцветные вверху и зеленоцветные внизу глинистые породы, предположительно отнесенные к среднему миоцену. Эти отложения пересечены дизъюнктивными нарушениями. Их мощность достигает 40—60 м.

На севере Чушкакульской антиклинали, в долине балки Даул в виде отдельных пятен, а севернее, ближе к Жамантау, сплошным полем, уходящим затем в центральную часть юга Берчогурской синклинали, развиты плиоценовые отложения, литологически сходные со среднемиоценовыми, но уже не пересеченные разломами. Они состоят из двух свит: нижней — сарлыбайской зеленоцветной песчано-глинистой и верхней — кызылтасской красноцветной глинистой. Мощность отложений первой свиты к югу от массива Жамантау не превышает 10—12 м, второй — достигает 25—30 м.

Развитые в пределах Чушкакульской антиклинали четвертичные отложения весьма разнообразны по своему происхождению (аллювий р. Чеган и его притоков, балочный аллювий, делювий, развеянные пески, соровые отложения и др.), но площадь их распространения и мощности невелики.

3

До недавнего времени Чушкакульская антиклиналь рассматривалась как единая довольно простая структура (Яншин, 1949). Работы последних лет, как уже отмечалось, показали, что она построена гораздо сложнее.

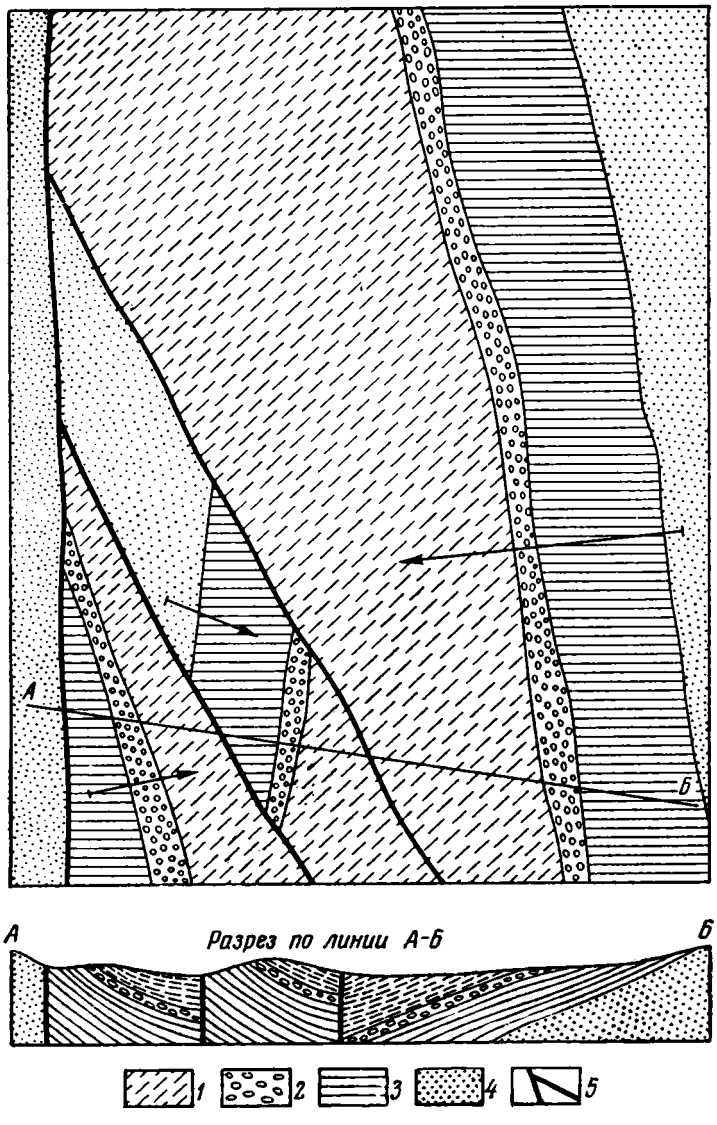
При геологическом картировании центральной и северной частей Чушкакульской антиклинали нами были подмечены некоторые особенности ее строения, нарушающие нормальную последовательность залегания отложений на восточном крыле структуры. Вдоль восточного края свода осевой части антиклинали от родника Карабулак через колодцы Алтыкудук и до истоков балки Карашокы была прослежена почти прямолинейная узкая полоса, ширина которой измеряется всего 50—200 м. Эта полоса хорошо выражена в рельефе в виде узкого понижения, по обе стороны от которого поверхность относительно приподнята на 3—10 м. Понижение это выполнено красноцветными глинистыми отложениями, цвет которых резко выделяется на фоне серых, желтоватых и зеленых тонов окружающих пород. От родника Карабулак до колодцев Алтыкудук глинистые отложения, выполняющие полосу, с запада соприкасаются по резкой границе с желтовато-серыми песками верхнего альба, выходы которых образуют широкое поле в присводовой части Чушкакульской антиклинали. Если двигаться к востоку от полосы, то красные глины быстро сменяются узкой грядкой фосфоритов сантона, затем полоской зеленовато-серых глин турона, и уже через 200—300 м вновь расстилается обширное поле песчаных пород сеномана и верхнего альба. Красноцветные породы, выполняющие наиболее пониженную часть полосы, оказались осадками среднемиоценового возраста. Эти красноцветы развиты в ней не повсеместно. Иногда их место занимают зеленовато-серые глины тасаранской свиты, в которых встречаются обломки кварцитовых песчаников из нептунических даек, широко развитых в глинах этой свиты. Близ колодцев Алтыкудук на резком западном контакте зеленовато-серых глин тасаранской свиты и желтоватых песков верхнего альба был заложен шурф. Он вскрыл четкую плоскость разлома, падающую на запад под углом 55°. По плоскости разлома наблюдалась сильно перемятая глина с зеркалами скольжения и редкими глинистыми гальками, а также отдельные неболь-

шие линзочки песков. Здесь отчетливо видно крутое надвигание верхнеальбских песков на глины тасаранской свиты. Приподнятым и слегка надвинутым является западное крыло разлома. Немного севернее колодцев плоскость разлома становится более крутой и, по данным бурения, падает на запад под углом 75—80°. К югу от колодцев Алтыкудук почти до родников Карабулак разлом сохраняет характер крутого надвига или взброса. Южнее Карабулака плоскость разлома вновь становится почти вертикальной.

Таким образом, здесь видна узкая моноклиналь, слои которой падают на запад под углами, достигающими 30—40°. Эта моноклиналь на западе резко ограничена разломом. Моноклинально падающие отложения сеномана, турона, сантона, местами маастрихта имеют сокращенную мощность, которая резко колеблется, но обычно не превышает 10 м. Наоборот, глины тасаранской свиты, выполняющие крайнюю западную полосу моноклинали, достигают мощности, которая немного севернее колодцев Алтыкудук, по данным бурения, равна 90 м. Мощность в несколько десятков метров имеют и красноцветные осадки среднего миоцена.

Поскольку моноклинальная полоса, выполненная палеогеновыми и миоценовыми глинами, приурочена к разлому и, видимо, тесно с ним связана, ее можно назвать приразломной зоной опускания. В приразломной зоне опускания часто наблюдаются весьма сложные выходы небольших полос и отдельных пятен различных по возрасту пород, резко граничащих друг с другом. Здесь можно видеть полоску турона, подходящую вплотную к полосе выхода глин тасаранской свиты; диагонально вытянутую грядку сантонских фосфоритов; отдельные пятна верхнеолигоценовых конгломератов и железистых песков, образующих небольшие холмики; полоски, пятна и вытянутые поля палеогеновых и миоценовых глин в контакте с различными более древними породами вплоть до верхнего альба. Такая мозаика выходов разнообразных пород в приразломной зоне опускания говорит о большой сложности ее строения, которая вызвана многочисленными дизъюнктивными нарушениями, отходящими как в виде перистых ответвлений от основного разлома, так и проходящими параллельно ему. Эти второстепенные перистые и параллельные нарушения обычно являются сбросами. Они очень невелики. Их протяженность измеряется всего несколькими десятками или сотнями метров. Один из таких участков приразломной зоны южнее колодцев Алтыкудук показан на схеме (фиг. 54). На этом участке шириной всего в 120 м имеется два перистых параллельных друг другу разлома, отходящих от основного разлома и создающих мозаику выходов различных отложений на поверхность.

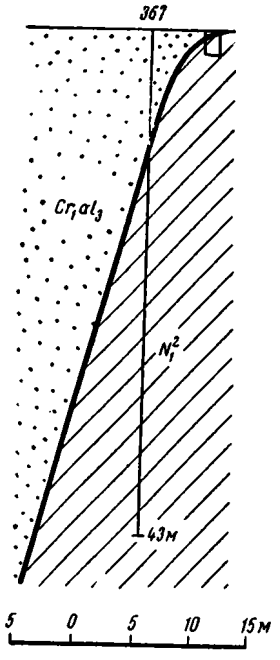
К северу от колодцев Алтыкудук красноцветная миоценовая полоса проходит внутри поля верхнеальбских песков. Значительное участие в ее строении принимают палеогеновые глины. Верхнемеловые отложения здесь почти полностью выклиниваются. Если в районе колодцев Алтыкудук и к югу от них вплоть до родников Карабулак палеогеновые и миоценовые глины залегают на различных горизонтах верхнего мела, то к северу от колодцев они большей частью ложатся прямо на пески верхнего альба (фиг. 55). Еще далее к северу по западной приподнятой стороне приразломной зоны расположено поле среднего альба, а по восточной — поле верхнеальбских пород. Как показало бурение и проходка шурфов, полоса глин палеогена и миоцена оборвана разломами с обеих сторон и имеет характер узкого вытянутого грабена (фиг. 56). Внутри грабен выполнен глинами палеогена и миоцена, но и здесь местами сохраняются небольшие холмики верхнеолигоценовых грубых песков и галечников, а в отдельных редких случаях появляются узкие полоски верхнемеловых отложений. Это говорит о том, что местами разломы, ограничивающие грабен, приобретают ступенчатый характер с перистыми и параллельными второстепенными нарушениями обычно сбросового характера.



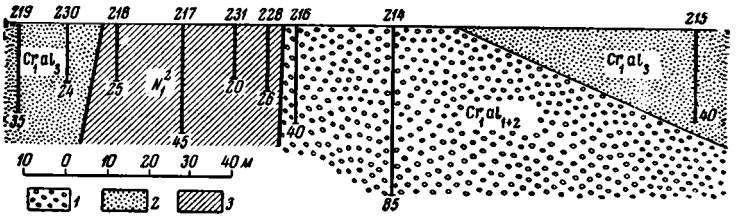
Фиг. 54. Схема строения приразломной зоны южнее колодцев Алтыкудук

1 — тасаранская свита эоцена; *2* — сантон; *3* — турон; *4* — верхний альб; *5* — разломы. Стрелками показано направление падения слоев

Чем дальше к северу, тем меньше на поверхности грабена наблюдаются глины тасаранской свиты. А близ широты развалин аула Даул грабен целиком выполнен глинами миоцена — красноцветными вверху и зелеными внизу. Палеогеновые глины здесь выклиниваются. К северу отсюда миоценовые породы ложатся внутри грабена прямо на среднеальбские отложения. Мощность их увеличивается по сравнению с более южными частями приразломной зоны. Так, несколько южнее широты Даула мощность миоценовых глин превышает 50 м (скважина не вышла из них). В северном направлении миоценовые глины грабена уменьшаются в мощности и на широте выхода коры выветривания в балке Карашокы они выклиниваются.



Фиг. 55. Характер Алтыкудукского разлома на широте горы Бейбике



Фиг. 56. Геологический разрез через приразломную зону в 3,5 км к югу от скв. 367 (см. фиг. 55)

1 — средний и нижний альб; *2* — верхний альб; *3*— средний миоцен

На широте развалин Даул и немного южнее шурфами были вскрыты плоскости разломов, ограничивающих грабен. Западный основной разлом имеет здесь характер сброса. Его плоскость падает на юго-восток под углом 65°. Восточный разлом почти вертикальный.

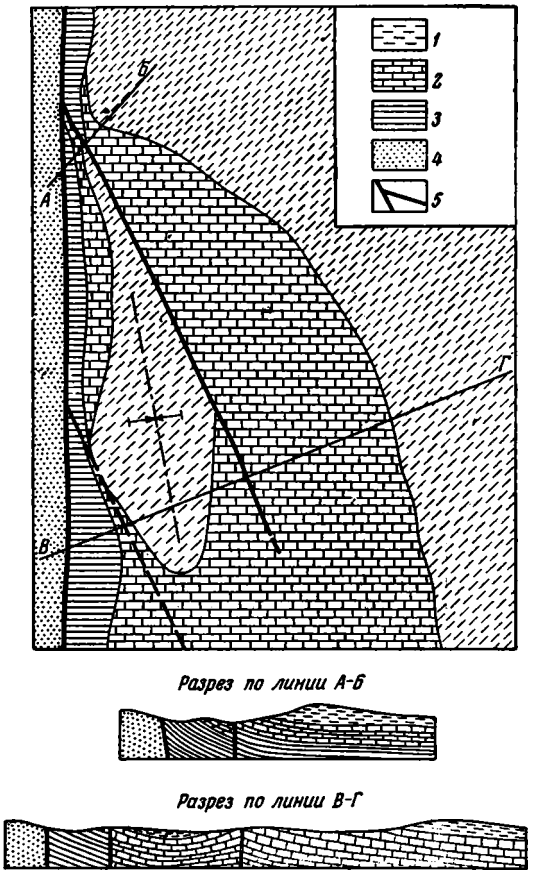
В верховьях балки Карашокы от основной приразломной зоны опускания к северо-западу, по направлению к выходу пород коры выветривания серпентинов, ответвляется расплывчатая, но довольно ясная полоса красноцветных отложений миоцена. Здесь видна резкая прямолинейная граница миоценовых красноцветных глин и песчаных отложений музбельской подсвиты альба. Эта граница является отражением нарушения, которое отходит от основного разлома и затухает близ балки Карашокы.

Между колодцами Алтыкудук и родниками Карабулак на вершине самой высокой возвышенности в пределах Чушкакульской антиклинали — горе Музбель (404 м), сохранилось небольшое пятно верхнего альба, залегающего среди среднеальбских отложений. Здесь ясно видна граница верхнего и среднего альба. У подножья горы, всего в 100—150 м от вершины, снова наблюдается широкое поле верхнеальбских песков. Граница верхнего и среднего альба у подножья горы расположена на несколько десятков метров ниже той же границы на вершине возвышенности. Эти наблюдения приводят к выводу о наличии почти меридионального разрыва у горы Музбель с амплитудой около 50—60 м. К северу и югу отсюда разница в высоте залегания границы среднего и верхнего альба становится меньшей и постепенно совсем исчезает, т. е. в южном и северном направлениях происходит постепенное затухание разлома, имеющего у горы Музбель максимальную амплитуду.

Южнее родников Карабулак приразломная зона опускания теряет свой отчетливый узкий вытянутый характер. Она расширяется и становится более расплывчатой. У самого родника она еще выполнена палеогеновыми породами, причем местами встречаются редкие пятна красноцветных отложений миоцена. К последним здесь приурочен небольшой выход марганцовых руд в виде обильного скопления бобовин пиролюзита. Южнее вплотную к пескам верхнего альба подходят осадки маастрихта, сантона и турона. Основной разлом, ограничивающий зону опускания с запада, четко прослеживается и здесь. Его плоскость была вскрыта шурфом примерно в 6,5 км к югу от родников Карабулак. Здесь пески верхнего альба граничат с туронскими глинами по плоскости разлома, падающей на юго-восток под углом 60°. В этом районе от основного разлома,

как и в других местах приразломной зоны, отходят перистые ответвления, достигающие 2—3 км. Одно из таких ответвлений с отчетливостью фиксируется в 6—7 км к югу от родников Карабулак при сопоставлении обнажений маастрихта, расположенных по разные стороны от него. В одном из них мергели маастрихта падают на восток под углом 12°, а в 200 м к северо-востоку от этого обнажения у основания холма, сложенного главным образом палеогеновыми породами, они лежат почти горизонтально. Нарушение между этими двумя обнажениями маастрихта хорошо видно с воздуха. Южнее от основного разлома, по-видимому, ответвляется еще один сброс. Между этими двумя перистыми ответвлениями развита небольшая синклиналь, выполненная глинами палеогена (фиг. 57).

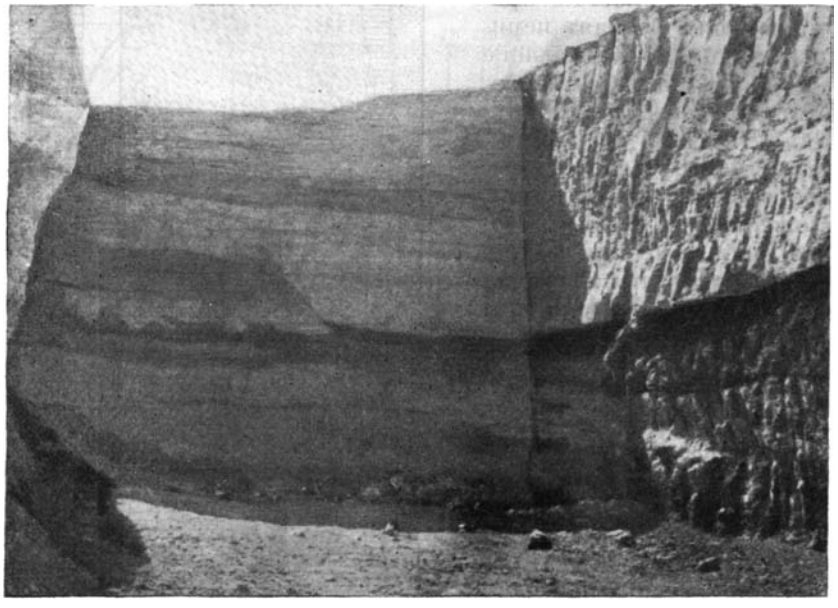
Примерно в 15 км к югу от родников Карабулак основной разлом, видимо, затухает, и на пески верхнего альба нормально ложатся туронские глины, которые далее к востоку с переходом на более удаленные участки крыла сменяются полосками сантона, маастрихта и, наконец, широким полем палеогена.



Фиг. 57. Схема строения приразломной зоны южнее родника Карабулак

1 — тасаранская свита эоцена; *2* — маастрихт; *3*—турон; *4*— верхний альб; *5*— разломы. Стрелками показано направление падения слоев, пунктирной линией — ось синклинали

Суммируя все сказанное выше, можно сделать вывод о том, что вдоль восточного края свода Чушкакульской антиклинали проходит крупный разлом. Этот разлом, как и сопровождающая его приразломная зона опускания прекрасно видны с воздуха и четко выделяются на аэрофотосхемах. Последнее обстоятельство позволило точно нанести разлом на геологическую карту. Он начинается примерно в 15 км южнее широты родников Карабулак и прослеживается на север до массива Жамантау. На самом юге он протягивается меридионально, затем, отклоняясь несколько к востоку, приобретает азимут 15—20° и в таком направлении идет до широты немного севернее колодцев Алтыкудук, оттуда продолжается по азимуту 25—35°. В 3 км к северо-востоку от развалин аула Даул он образует две ветви. Одна из них продолжает его первоначальное направление до широты выхода палеозойских пород в балке Карашокы и затухает несколько восточнее южного окончания Мугоджар. Она продолжает к югу флексуру, соответствующую западному краю Берчогурской синклинали. Вторая ветвь отходит на север под азимутом 353° и затухает вблизи балки Карашокы. Общая протяженность разлома составляет около 85 км.

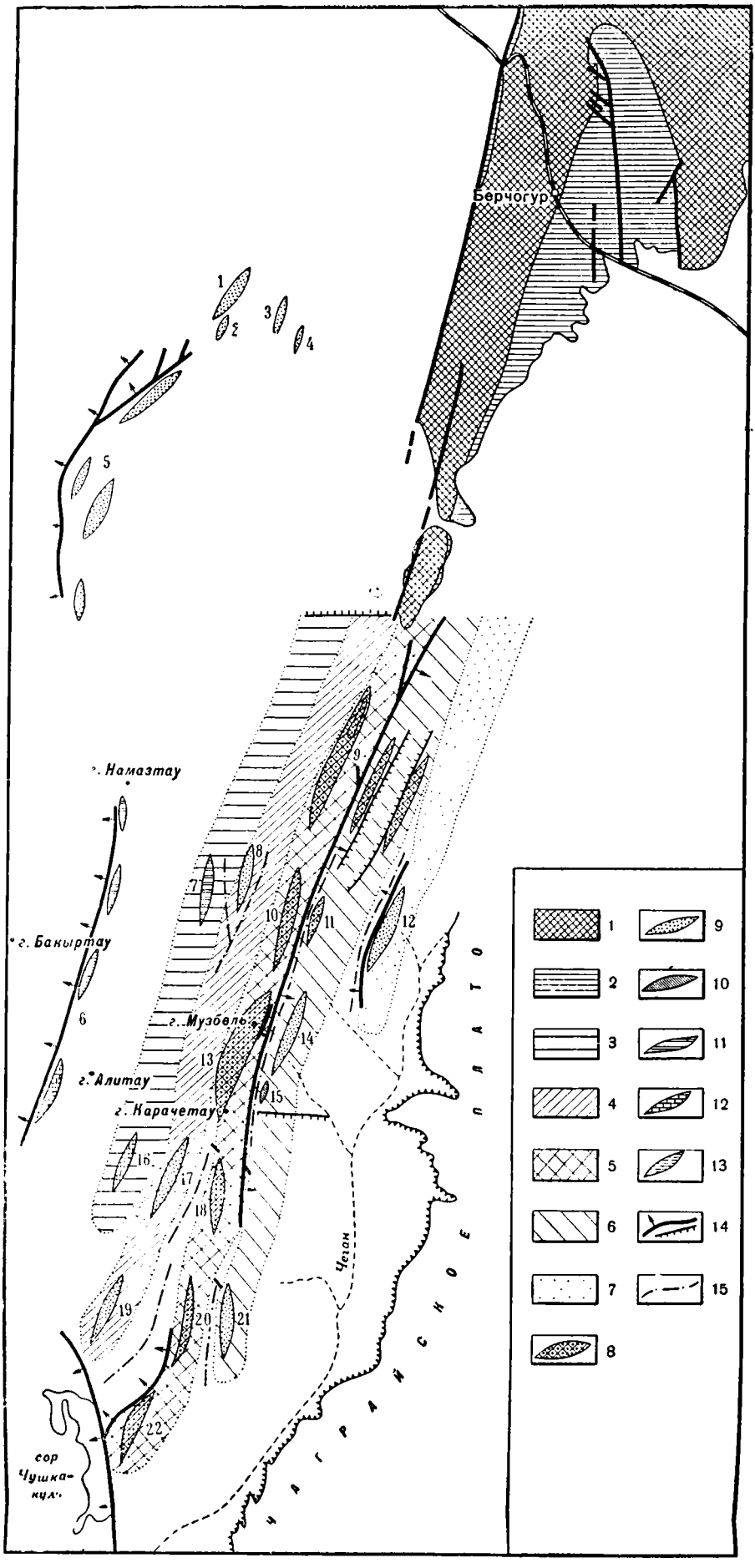


Фиг. 58. Небольшой сброс в отложениях карачетауской свиты на юге Чушкакульской антиклинали. Амплитуда сброса 1 м, азимут падения плоскости сбрасывателя 322°, угол падения 54°. Черные полосы — прослои угля

В различных частях разлом имеет разный характер. В центральной части, в районе колодцев Алтыкудук — родников Карабулак, разлом представляет собой взброс или крутой надвиг с приподнятым западным крылом. Здесь он имеет максимальную амплитуду, величину которой трудно оценить с достаточной точностью, но можно утверждать, что она достигает 100 м и более. Так как описанный основной разлом Чушкакульской антиклинали имеет наибольшую амплитуду в районе колодцев Алтыкудук и четко здесь выражен, его можно назвать Алтыкудукским. В этом районе параллельно ему развивается еще один разлом, проходящий в 1 км к западу от основного нарушения у подножья горы Музбель.

К югу и северу происходит постепенное уменьшение амплитуды разлома, его затухание. В 6,5 км к югу от родников Карабулак его амплитуда равна примерно 30 м, а севернее широты выхода палеозоя в балке Карашокы измеряется 20—30 м. При затухании разлома меняется его характер: он приобретает облик сброса. Поскольку разлом нарушает породы среднего миоцена, постольку его окончательное образование относится к послесреднемиоценовому времени.

Почти на всем протяжении Алтыкудукский разлом сопровождается узкой приразломной зоной опускания. Она наиболее четко выражена на отрезке родники Карабулак — балка Карашокы. Здесь эта зона расположена между осевой линией поднятий Чушкакульской антиклинали и поднятиями, проходящими параллельно с востока, сжата ими и имеет характер или узкого грабена, или круто наклоненной моноклинали. Ширина ее колеблется в пределах 50—200 м. На севере она выполнена только глинами миоцена, а южнее в ее строении принимают участие глины тасаранской свиты, а затем и отложения верхнего мела. Внутри приразломная зона построена очень сложно, имеет мозаичный характер благодаря многочисленным перистым и параллельным второстепенным нарушениям типа сбросов. Углы падения слоев в палеогене и миоцене достигают



Фиг. 59. Схема расположения брахиструктур Южного Примугоджарья

1 — доверхнедевонские породы Мугоджар; *2* — верхнедевонские и нижнекаменноугольные породы. Блоковые поднятия Чушкакульской антиклинальной зоны: *3* — Жаиндинское, *4* — Каракульское, *5* —Осевое, *6* — Тастысайское, *7* — Кумсайское; *8* — брахиантиклинали с выходом средне-нижнеальбских отложений в ядре; *9* — то же с выходом верхнеальбских отложений в ядре; *10*—то же с выходом сеноманских отложений в ядре; *11*—то же с выходом туронских отложений в ядре; *12* — то же с выходом маастрихтских отложений в ядре; *13* — брахиантиклинали, перекрытые отложениями палеогена; *14* — разломы и флексуры; *15* — оси синклиналей. Брахиантиклинали: 1 — Каиршактыкульская; 2— Шакыркульская; 3 — Прикаиршактыкульская; 4 — Караганкульская; 5 — Конпектинской структуры; 6 — Намазтауской структуры; 7 — Жаиндинская; 8 — Кумкудукская; 9 — Даульская; 10 — Алтыкудукская; 11 — Белькудукская; 12 — Кумсайская; 13 — Музбельская; 14 — Тастысайская; 15 — Карабулакский купол; 16 — Безымянная; 17 — Каракульская; 18 — Карачетауская; 19 — Узунтальская; 20 — Кызылшенская; 21— Байдаулетская; 22 —Южночушкакульская

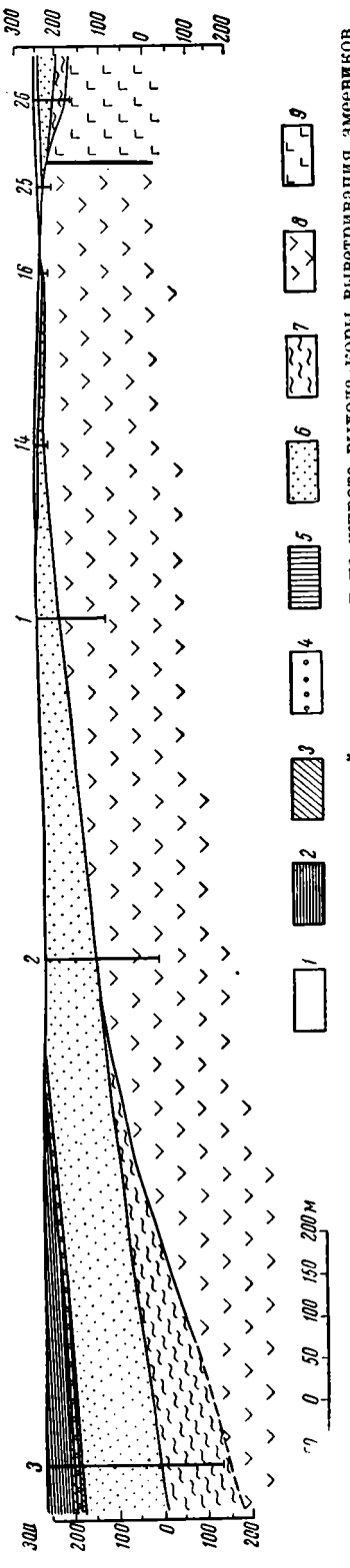
40—60°. К югу и северу, по мере затухания разлома, приразломная зона постепенно выклинивается.

Образование описанной приразломной зоны опускания, по-видимому, связано с надвиговыми нарушениями палеозойского фундамента, с надвиганием одних глыб фундамента на другие, с подминанием их краев. Осадки, слагающие приразломное опускание, имеют антиклинальный характер, т. е. здесь развиты те же фации отложений и те же их мощности, что и в присводовых частях антиклинали. Такой характер разреза слоев в приразломном опускании говорит о том, что оно образовалось в позднейшие этапы развития антиклинали и является наложенным.

Кроме основного продольного разлома, Чушкакульская антиклиналь осложнена еще рядом разломов и флексурообразных перегибов. Две крупные флексуры были установлены бурением в северной части Чушкакульской антиклинали к востоку от Алтыкудукского разлома. Они проходят почти в меридиональном направлении параллельно основному разлому. У западной флексуры в месте наибольшей амплитуды слои смыкающего крыла падают на восток под углом в 30—43°, а у восточной — на запад под углом 15—20°. Обе эти флексуры образуют грабенообразное понижение, заполненное песчаными отложениями верхнего альба.

С запада к палеозойским породам Жамантау почти вплотную подходит поле распространения палеогеновых отложений. На широте южной оконечности Жамантау почти по широтной границе из-под палеогена выходят на поверхность меловые отложения, а поле развития осадков палеогена резко отступает к западу. Здесь проходит крупная широтная флексура с опущенным северным крылом. Благодаря этой флексуре и происходит резкое погружение меловых отложений к северу под осадки палеогена.

В пределах Чушкакульской антиклинали наблюдается еще ряд разломов и флексур, на описании которых я остановлюсь ниже. Наличие этих дизъюнктивных нарушений приводит к мысли о том, что в строении



Фиг. 60. Геологический разрез через северную часть Чушкакульской антиклинали на широте выхода коры выветривания змеевиков в балке Даул

1 — плиоцен; *2* — тасаранская свита верхнего-среднего эоцена; *3* — кампан; *4* — сантон; *5* — турон; *6* — альб-апт; *7* — неоком (даульская свита); *8* — змеевики; *9* — зеленокаменные породы

Чушкакульской антиклинали им принадлежит ведущая роль. Они обусловили всю сложность дислокаций, наблюдаемых в отложениях, развитых на поверхности. Крупные разломы разбивают антиклиналь на ряд параллельных антиклинальных блоковых поднятий. Действительно, наиболее древние альбские отложения выходят на поверхность не только вдоль осевой части антиклинали, но и по восточному и западному ее бортам в виде отдельных языков, вытянутых в меридиональном направлении. Эти языки отмечают крыльевые блоковые поднятия, которые отделены друг от друга и от осевого блокового поднятия или крупными разломами и сопровождающими их приразломными опусканиями, или узкими наложенными синклиналями, отражающими расколы фундамента на глубине.

Осевое блоковое поднятие Чушкакульской антиклинали протягивается от южного окончания Мугоджар до Чушкакульского сора на расстояние 110 км. С востока это поднятие контролируется описанным выше Алтыкудукским разломом, на западе в южной части структуры оно также ограничено продольным разломом, который далее к северу переходит во флексуру, идущую вдоль западного крыла основного поднятия Чушкакульской антиклинали. И разлом этот, и флексура западного крыла, несомненно, отражают раскол палеозойского фундамента.

Разлом вдоль западного крыла на крайнем юге осевого поднятия был доказан бурением. Скважина К-11, заложенная в поднятом восточном крыле разлома, вскрыла кровлю неокомских отложений на глубине всего 106 м (абсолютная отметка +26 м). Скважина, находящаяся в 600 м к западу, уже в опущенном крыле разлома, имеет забой на глубине 415 м (абсолютная отметка —285 м) и не достигла кровли неокома. Амплитуда разлома в молодых слоях на широте сопок Кызылшен достигает 250 м.

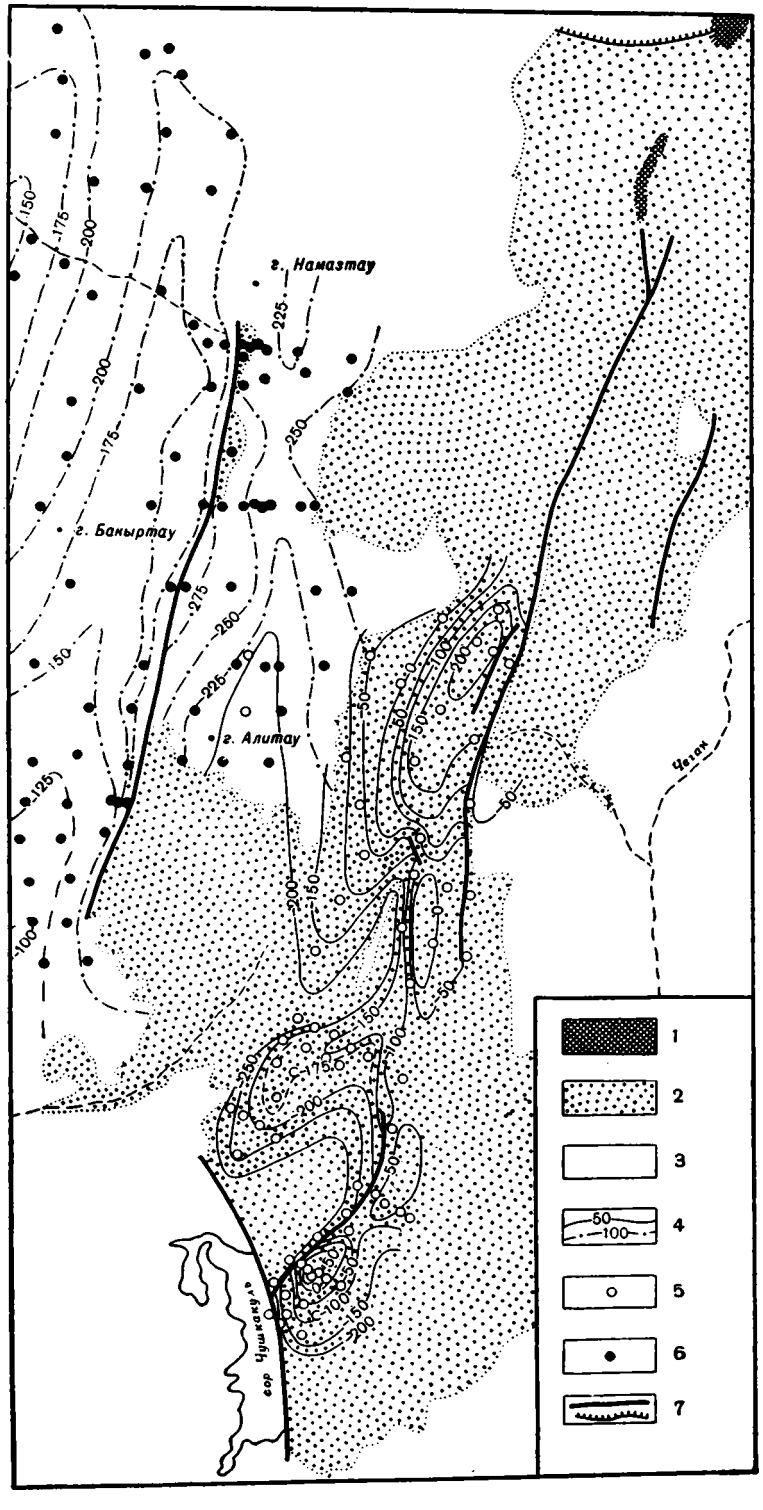
На юге осевое поднятие как бы обрезается Чушкакульским сором, идущим почти перпендикулярно простиранию слоев. Перед сором намечается замыкание структуры, но альбские отложения почти вплотную подходят к нему. Однако ни одна из скважин, заложенных вдоль западного берега сора и имеющих глубины до 106 м, не вышла из тасаранских глин палеогена и не достигла меловых отложений. Восточный берег сора характеризуется прямолинейностью. Все эти факты говорят о том, что по восточному краю Чушкакульского сора проходит довольно крупный разлом, по которому происходит резкое погружение меловых отложений к юго-западу. Сам сор морфологически связан с опущенным крылом этого разлома и обязан своим происхождением молодым движениям по нему.

Кроме этих крупных разрывов на осевом поднятии, в особенности в его сводовой части, в отложениях среднего альба развиты многочисленные более мелкие сбросовые нарушения. Они во многих местах наблюдаются в обнажениях, а также хорошо видны на аэрофотосхемах. Некоторые из них легко вскрываются горными выработками (фиг. 58).

Осевое поднятие обладает ясно выраженным пологим сводом, который хорошо прослеживается по перегибу слоев континентального нижнего мела. Это указывает на то, что блоковые поднятия фундамента испытали не только вертикальные подвижки по расколам, но также и изгибы.

Осевое поднятие резко асимметрично с более крутым западным крылом. Особенно хорошо эта асимметрия видна на крайнем юге поднятия (см. фиг. 51), где слои неокома на западном крыле падают под углом 18—25°; на восточном крыле падение этих же отложений едва превышает 2—3°.

К югу ось поднятия погружается. На фоне общего погружения она ундулирует. В связи с этим в местах ее наибольшего воздымания на поверхность выходят самые древние породы нижнего мела. Амплитуда таких брахиантиклинальных воздыманий различна и примерно равна 100—300 м. Подобных брахиантиклиналей на всем протяжении осевого блокового



Фиг. 61. Структурная схема по кровле неокома Чушкакульской антиклинали

1 — выход палеозоя на поверхность; *2* — выход меловых отложений на поверхность; *3* — площадь развития палеогеновых отложений; *4* — стратоизогипсы по кровле неокома и по кровле мела; *5* — скважины, вскрывшие неоком; *6* — скважины, вскрывшие кровлю мела; *7* — разломы и флексуры

поднятия насчитывается по крайней мере шесть (фиг. 59). Погружение кровли неокома к югу можно проследить по данным бурения на некоторых брахиантиклинальных складках. В районе выхода коры выветривания в балке Карашокы в своде Даульского поднятия кровля неокома находится примерно на абсолютной отметке 250 м (фиг. 60), но уже в своде Музбельской брахиантиклинали она погружается до 100 м, а в своде Южночушкакульской складки кровля неокома не поднимается выше абсолютной отметки 91 м (фиг. 61).

Осевое блоковое поднятие — это наиболее высоко приподнятая часть Чушкакульской антиклинали. Здесь даже в южной части антиклинали в своде поднятия на поверхность выходят породы нижней половины среднеальбских отложений, в то время как на сводах крыльевых поднятий обнажаются лишь верхнеальбские пески. Относительная приподнятость Южночушкакульской брахиантиклинали над расположенной к северо-западу Узунтальской хорошо видна на структурной карте по кровле неокома (фиг. 62). Сводовая часть Узунтальской структуры по сравнению с Южночушкакульской опущена на 200—230 м. Кровля неокома в своде Южночушкакульской брахиантиклинали поднимается до максимальной абсолютной отметки +91 м, а в своде Узунтальской — опущена до —142 м.

Из отдельных брахиантиклиналей сейчас наиболее хорошо изучены Музбельская и Южночушкакульская.

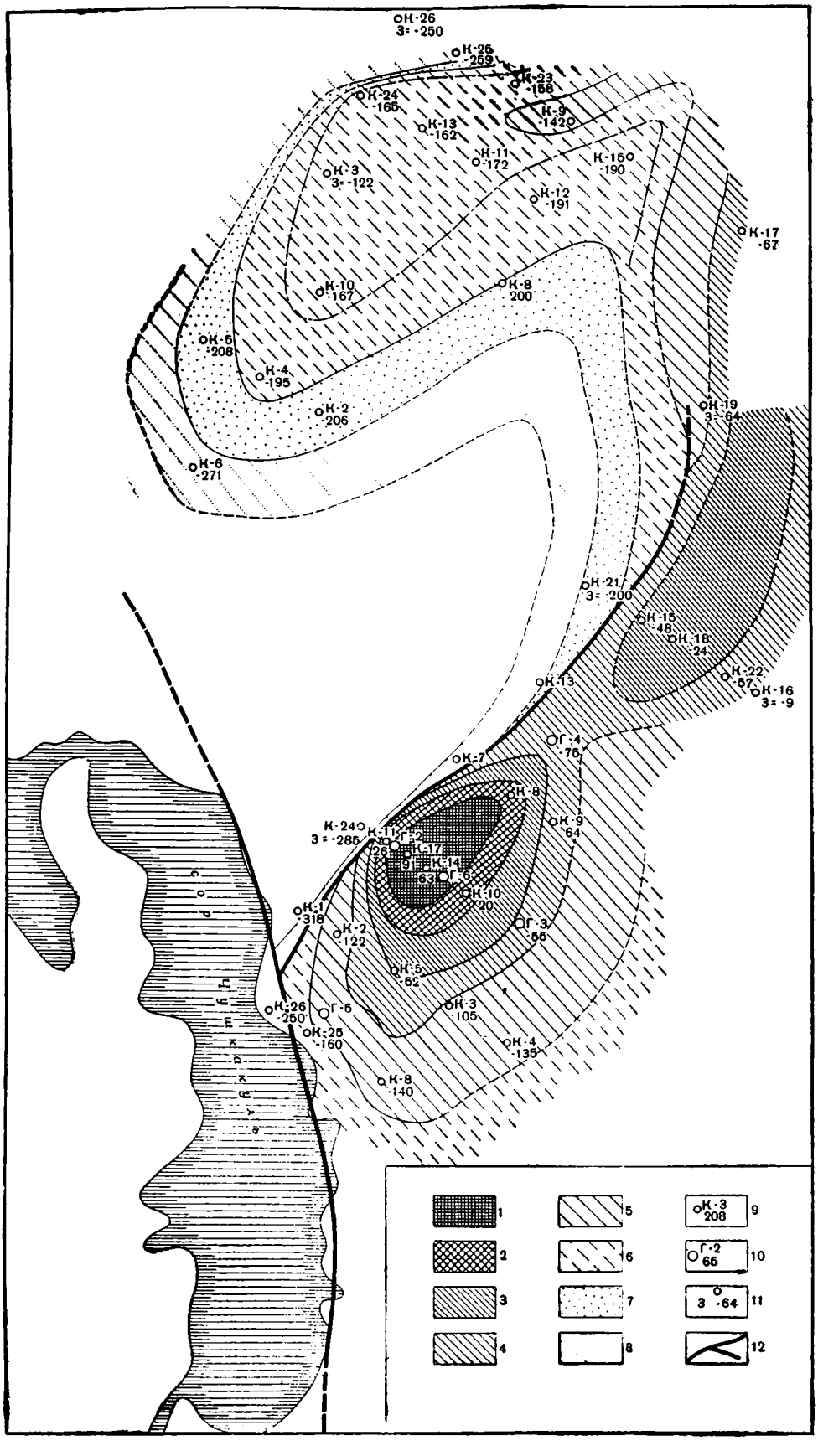
Музбельская брахиантиклиналь на геологической карте (см. фиг. 50) намечается полем развития кызылшенской и карачетауской свит апта и альба. По выходу этих свит структура имеет следующие размеры: длинная ось 17 км, короткая 4—5 км. Крылья сложены породами алтыкудукской свиты верхнего альба и отложениями верхнего мела. Она асимметрична, с более крутым западным крылом (фиг. 63, 64). Кровля неокома в скв. К-26 залегает на абсолютной отметке 247 м. Амплитуда поднятия брахиантиклинали по кровле неокома достигает 300 м. С востока структура оборвана Алтыкудукским разломом.

Южночушкакульская брахиантиклиналь разбурена многочисленными крелиусными скважинами и несколькими глубокими. Проведенное бурение позволило построить структурную карту Южночушкакульской брахиантиклинали по кровле неокома (см. фиг. 62). Из нее видно, что брахиантиклиналь имеет асимметричное строение с крутым западным и пологим восточным крылом. Углы падения кровли неокома на западном крыле достигают 60°, а на восточном 2—3°. Структура вытянута на 9—10 км. Ее ширина измеряется 5—6 км. Как видно по соотношению ее осей, она представляет собой куполовидную складку. Амплитуда поднятия над расположенной к северу от него седловиной превышает 160 м. Южночушкакульская структура имеет четко выраженные периклинальные окончания. В слоях среднего альба, выходящих в ядре куполовидной складки, ясно прослеживается его сводовый перегиб. На западе эта складка обрезана продольным разломом, о котором говорилось выше.

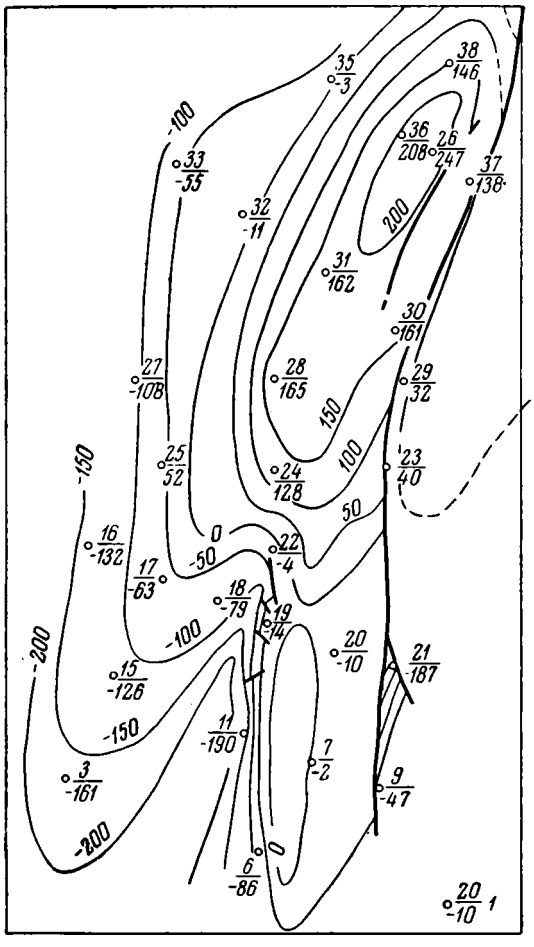
К западу от осевого поднятия Чушкакульской антиклинали имеется, по-видимому, два крыльевых дополнительных поднятия. Ближайшее к осевому крыльевое поднятие обособлено от него рядом узких вторичных синклиналей. Простирания крыльевых и осевого поднятий

Фиг. 62. Структурная схема по кровле неокома южной части Чушкакульской антиклинали

Поверхность неокома на абсолютных отметках: *1* — от + 50 и выше; *2* — от +50 до 0 м; *3* —от 0 до —50 м; *4* — от —50 до —100 м; *5* — от —100 до —150 м; *6*— от —150 до —200 м; *7* — от —200 до —250 м; *8*— от —250 до —300 м; *9*— крелиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; *10* — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; *11*—скважина, не вскрывшая кровлю неокома, ее номер и абсолютная отметка ее забоя; *12*—разломы



Фиг. 62. Условные обозначения см. стр. 202



Фиг. 63. Структурная схема по кровле неокома средней части Чушкакульской антиклинали

1 — скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома

параллельны друг другу. Ось этих структур также ундулирует, в результате чего поднятие разбивается на ряд брахиантиклинальных складок, разделенных небольшими синклиналями. Причем, если у осевого поднятия каждая брахиантиклиналь отделена от следующей седлообразным погружением (седловиной), то брахиантиклинали, расположенные на западном крыльевом поднятии, разделены наложенными синклиналями, которые отделяют крыльевое поднятие от осевого. Синклинали, разделяющие брахиантиклинали крыльевого поднятия, являются наложенными, так как их сокращенный антиклинальный разрез говорит о том, что они образовались на поздних стадиях развития Чушкакульской структуры. Лишь благодаря молодому опусканию в этих синклиналях сохранились слои палеогена и мела небольшой мощности, располагавшиеся ранее в присводовых частях единой крупной Чушкакульской антиклинали.

Первое крыльевое поднятие разбивается на три структуры: на севере выделяется Кумкудукская брахиантиклиналь, отделенная от осевого поднятия и от следующей к югу Каракульской структуры Талдыкудукской наложенной синклиналью. Далее к югу прослеживается Каракульский структурный нос.

обособленный Каракульской синклиналью (последние два названия даны В. Л. Яхимович) и на крайнем юге — зунтальская брахиантиклиналь. Все эти структуры в своде сложены породами верхнего альба. Наиболее хорошо изучена самая южная из них — Узунтальская брахиантиклиналь, на характеристике которой мы остановимся более подробно. Узунтальская брахиантиклиналь вытянута параллельно осевому поднятию. Она представляет собой асимметричную структуру с более крутым северо-западным крылом (углы падения кровли неокома достигают 25°) и пологим юго-восточным (углы падения равны 2—3°). Она имеет широкий четко выраженный свод (см. фиг. 62). Размеры структуры, вырисовывавшейся по кровле неокома, следующие: длина до 13 км, ширина до 7 км. Ее амплитуда достигает 150 м. Она имеет ясное юго-западное периклинальное окончание. Северо-восточное окончание структуры недостаточно выяснено. На севере проходит флексура юго-восточного крыла Каракульской синклинали, которая отделяет Узунтальскую брахиантиклиналь от Каракульской структуры, расположенной севернее. От осевого поднятия Узунтальская структура отделяется широкой Кокбулакской синклиналью, выполненной маастрихтом.

К западу от описанного крыльевого поднятия расположено еще одно, которое четко выделяется только в районе Кумкудукской брахиантиклинали. Здесь параллельно этой складке, отделяясь от нее небольшой синклиналью, выполненной сантоном, проходит Жаиндинская брахиантиклиналь. К югу она быстро погружается под палеогеновое поле, протягивающееся в осевой части Талдыкудукской вторичной синклинали. Ось поднятия вновь слегка приподнимается на широте Каракульской брахиантиклинали, где ее подъем отражается широким полем распространения мергелей маастрихта и неглубоким залеганием кампанских отложений. Таким образом, западное крыло Чушкакульской антиклинали разбито продольными разломами на два блоковых крыльевых поднятия, которые протягиваются параллельно друг другу и осевому поднятию. Они разделены приразломными опусканиями и замыкаются к югу на различных широтах.

К востоку от осевого Чушкакульского поднятия, отделяясь от него описанным выше Алтыкудукским разломом и приразломной зоной опускания, расположено Тастысайское блоковое поднятие. Оно обладает широким сводом, в ядре которого обнажаются континентальные осадки среднего и верхнего альба. Восточное крыло его является частью некогда единого крыла Чушкакульской антиклинали и имеет пологий наклон, который измеряется в отложениях верхнего мела 2—3°. Западное крыло возникло в результате позднейшего опускания приразломной полосы. Здесь углы падения возрастают местами до 30—40°. Это поднятие к северу расширяется, а на юге, на широте горы Карачетау, периклинально замыкается, несколько осложняясь небольшим куполообразным вздутием близ родников Карабулак (Карабулакский купол с сеноманом в ядре). К востоку от родников Карабулак меловые отложения почти по широтной границе резко погружаются к югу, а широкое поле распространения глин тасаранской свиты вплотную подходит к верхнеальбским пескам осевой зоны Чушкакульской антиклинали. Эти данные указывают на то, что здесь проходит широтная флексура, перпендикулярная Алтыкудукскому разлому.

Восточнее этого крыльевого поднятия отмечено Кумсайское блоковое поднятие. Оно отделено от Тастысайского продольным разломом, который отчетливо устанавливается в балке Курусай по различному высотному положению пород турона и сантона.

Гора Бейбике, сложенная палеогеновыми отложениями, примерно на 8—10 м ниже соседней с востока горы, образованной песками верхнего альба. Между этими двумя возвышенностями, безусловно, проходит раз-

лом, который протягивается вначале меридионально, а потом по азимуту 15—20° от балки Тастысай на юге до горы Бейбике на севере, затухая в обоих направлениях. С опущенным западным крылом разлома связана приразломная синклиналь, выполненная сантоном и маастрихтом в южной половине и палеогеном горы Бейбике на севере.

Кумсайское поднятие по своим размерам значительно меньше предыдущего. Оно замыкается уже на широте балки Курусай. В его широком своде на поверхность выходят верхнеальбские отложения, площадь развития которых к северу расширяется.

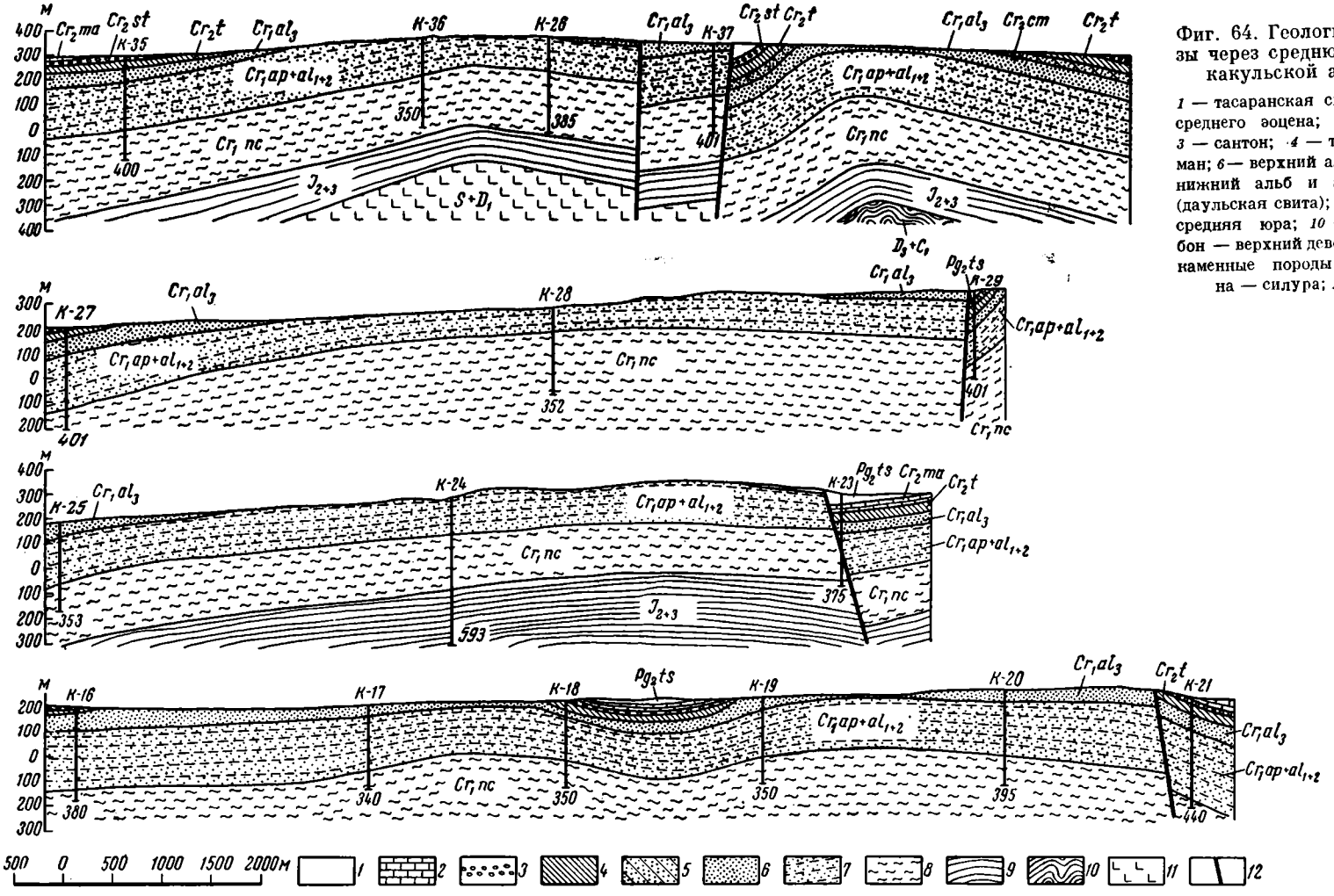
На восточном борту Чушкакульской системы дислокаций на широте Узунтальской структуры развита небольшая Байдаулетская антиклиналь. Свод ее сложен песками верхнего альба. От брахиантиклинали осевого блокового поднятия Чушкакуля она отделена узкой синклиналью, выполненной туронскими осадками, перекрытыми местами породами сантона. Лежит эта синклиналь на южном продолжении основного Алтыкудукского разлома. По-видимому, и разлом, и эта синклиналь отражают на поверхности один и тот же очень крупный раскол фундамента. На крыльях Байдаулетской брахиантиклинали развиты сеноманские пески, а далее — более молодые отложения верхнего мела. Эта структура является, по-видимому, продолжением Тастысайского крыльевого поднятия и представляет собой последнее к югу ундуляционное воздымание его оси.

Интересно отметить, что отдельные брахиантиклинали, которые развиты как на осевом, так и на крыльевых блоковых поднятиях, появляются примерно на одних широтах. Возникновение и погружение всех брахиантиклиналей исключительно тесно связаны друг с другом. По-видимому, это явление также вызвано разломами в фундаменте. Продольные расколы палеозойского основания контролируют вытянутые блоковые поднятия. Ундуляция осей поднятий с появлением обособленных брахиантиклиналей вызвана широтными расколами фундамента, причем эти расколы на данной широте сказываются почти на всех блоковых поднятиях.

Глубокое бурение, проведенное на юге Чушкакульской антиклинали, позволяет несколько осветить глубинное строение этой части поднятия. Здесь в ядре структуры под мезозоем залегают красноцветные породы верхней перми. Они падают под крутыми углами, достигающими по замерам в керне 60—65°. На крыльях структуры появляются отложения чушкакульской серии нижней юры—верхнего триаса, полностью срезанные неокомом в ее своде. Их мощность резко увеличивается по мере удаления от свода и на восточном крыле, уже в 1300 м от него, превышает 720 м.

Поднятие в породах палеозоя обладает резко выраженным асимметричным строением. Его крутое западное крыло осложнено разломом, имеющим характер крутого надвига. Существование этого разлома было подтверждено электрометрическими работами. Горизонт высокого сопротивления, расположенный в палеозойской части разреза, резко обрывается в том районе, где, по геологическим данным, был намечен разлом. В сводовой части структуры этот горизонт отсутствует, но вновь прослеживается на восточном крыле антиклинали. В своде ее проявляется другой горизонт высоких сопротивлений, который стратиграфически расположен значительно ниже. Асимметричное строение антиклинали с разломом типа крутого надвига на западном крыле придает этой структуре большое сходство с рядом антиклиналей Актюбинского Приуралья.

Обнаружение наиболее древних силурийских пород в своде мезо-кайнозойской антиклинали Чушкакуля к востоку от балки Даул на прямом продолжении массива Жамантау, вскрытие в своде южной части антиклинали под неокомом маломощных красноцветов верхней перми, а под ними древних пород среднего девона и, наконец, появление чрезвычайно мощной толщи нижней юры — верхнего триаса сразу же при переходе к крыльевым частям структуры — все это подтверждает совпадение осевых



Фиг. 64. Геологические разрезы через среднюю часть Чушкакульской антиклинали

1 — тасаранская свита верхнего — среднего эоцена; *2* — маастрихт; *3* — сантон; *4* — турон; *5* — сеноман; *6* — верхний альб; *7* — средний, нижний альб и апт; *8* — неоком (даульская свита); *9* — верхняя — средняя юра; *10* — нижний карбон — верхний девон; *11* — зеленокаменные породы нижнего девона — силура; *12* — разломы

линий древнего палеозойского поднятия Чушкакуля и молодой мезо-кайнозойской Чушкакульской антиклинали.

Безусловно, палеозойское поднятие Чушкакуля здесь образовалось одновременно с Жамантауским антиклинорием, прямым продолжением которого является Чушкакульская антиклиналь, и существовало уже в конце палеозоя. В доступных изучению мезо-кайнозойских осадках отображен ряд этапов тектонических движений. Установление чрезвычайно резкой антиклинальной структуры уже в отложениях нижней юры — верхнего триаса, т. е. в самых древних породах осадочного чехла платформы, с упрощением ее в более молодых горизонтах разреза, говорит о том, что Чушкакульская антиклиналь возникла не постумно (новообразованно, благодаря повторным движениям альпийского орогенеза), а развивалась унаследованно, очень длительно, начиная с первых этапов формирования платформенного покрова по современный.

Наклон пород чушкакульской серии под углами до 35° и резкое угловое несогласие в ее кровле (выраженное в быстром выклинивании более чем 1014-метровой толщи этих пород при переходе от крыльев к своду антиклинали) говорят о значительных предсреднеюрских и предneокомских ее поднятиях.

Неокомские отложения с размывом перекрываются аптскими и альбскими осадками, что вместе с отсутствием в осевой и северной частях антиклинали значительной части разреза отложений апта говорит о происходивших в это время поднятиях структуры. Песчаная толща верхнего альба (алтыкудукская свита) в своде антиклинали повсюду с размывом ложится на различные свиты среднего альба, что свидетельствует о дальнейших поднятиях Чушкакуля. На приподнятый характер антиклинали в туронское время указывают прибрежные песчаные и красноцветные фации турона, развитые близ свода северной части структуры. Перед отложением сантона вновь происходило поднятие, на что указывает несогласие и трансгрессивное залегание осадков этого яруса на более древних породах в присводовой части антиклинали. Породы кампана отсутствуют в большинстве мест присводовой части антиклинали, но широко развиты на ее периферии, что доказано бурением. Это связано с их размывом маастрихтской трансгрессией, которой предшествовали новые поднятия. О поднятиях структуры, происходивших в конце мела и начале палеогена, свидетельствует срезание палеогеновыми глинами к северу мощной толщи осадков верхнего мела и несогласное их налегание на различные меловые отложения вплоть до среднего альба. Континентальные осадки верхнего олигоцена несогласно налегают на отложения эоцена, срезая к оси антиклинали саксаульские пески, тасаранские глины, а на севере и верхний мел, переходя на породы верхнего альба. Это говорит о новом интенсивном поднятии. Таким образом, рассмотрение доступных нашему изучению осадков говорит о том, что поднятие антиклинали происходило в течение всего времени их отложения.

Присутствие верхнего олигоцена в приразломной зоне на горе Бейбике и близ колодцев Белькудук в центре Чушкакульской антиклинали, а также налегание тасаранских глин на различные осадки мела вплоть до среднего альба в приразломной зоне близ свода структуры указывает на то, что отложения верхнего олигоцена перекрывали всю антиклиналь. Приразломных опусканий и наложенных синклиналей в сводовой части антиклинали до этого не было, о чем говорит антиклинальный характер разреза слагающих их слоев. Из довольно резкого увеличения мощности отложений мела и палеогена к югу в продольном разрезе вдоль оси Чушкакульской антиклинали вытекает, что последняя до неогенового времени была более широкой и короткой. Лишь в неогене, когда происходили новые интенсивные поднятия, структура приобрела современную вытянутую форму. Единая до этого Чушкакульская антиклиналь была

разделена разломами, приразломными опусканиями и вторичными синклиналями на ряд блоковых поднятий.

Так как в дизъюнктивных дислокациях Чушкакульской антиклинали принимают участие отложения среднего миоцена, можно предполагать, что и возникновение разломов Чушкакуля в их современном виде относится ко времени после среднего миоцена. Такому предположению не противоречит строение некоторых других антиклиналей Северного Приаралья, в которых нижне- и среднемиоценовые осадки рассечены разломами.

Различные блоковые поднятия Чушкакульской антиклинали в разных частях имеют на глубине разное палеозойское основание. В пределах осевого поднятия Чушкакуля прямо под мезозоем залегают древние породы нижнего структурного комплекса Мугоджар, т. е. породы готландия, нижнего и среднего девона. Исключение составляет лишь самое южное окончание поднятия, где эти породы перекрыты красноцветами верхней перми. По-видимому, несколько иной характер имеет палеозойское основание под восточными блоковыми поднятиями Чушкакульской антиклинали. Это вытекает из анализа схемы строения Чушкакульской антиклинали и Берчогурской синклинали (см. фиг. 50). На ней мы ясно видим, что основной разлом Чушкакульской антиклинали продолжает к югу флексуру западного крыла Берчогурской синклинали, вдоль которой тянется граница верхнего девона с более древними породами. Площадь к востоку от этой границы сложена мощным карбоном Берчогурской синклинали и, очевидно, что отложения карбона будут подстилать мезозой в восточных блоковых поднятиях Чушкакульской антиклинали уже на широте юга массива Жамантау. Это предположение уже частично подтвердилось тем, что бурением в северной части Чушкакульской антиклинали к востоку от Алтыкудукского разлома под мезозоем обнаружены верхнедевонские отложения.

Берчогурская синклиналь

1

Берчогурская синклиналь, открытая в 1903 г. С. Н. Никитиным (1905), расположена на юге зеленокаменной зоны и хорошо выделяется развитием девонских и нижнекаменноугольных отложений среди более древних пород силура. Ее северная часть, в которой палеозойские отложения обнажены, давно изучалась и ее геологическое строение освещено во многих работах (Никитин, 1909; Пригоровский, 1919, 1925; Афанасьев, 1937, 1938; Чухин, 1939; Петренко, 1946,1953; Яншин, 1953). Примерно к югу от железной дороги палеозойские породы синклинали перекрываются мезо-кайнозойскими отложениями. На расстояние около 35—40 км к югу в этой части Берчогурская синклиналь изучалась сотрудниками ЗККГЭ, которые провели здесь съемочные и буровые работы (В. А. Лобанчук, Г. И. Палиев, Г. П. Кондратьева). Тургайской геофизической экспедицией в южной, перекрытой мезо-кайнозоем, части синклинали были проведены комплексные геофизические исследования (А. М. Котляров). Некоторые данные по геологии южной части синклинали были опубликованы А. Л. Яншиным (1953, 1955), В. П. Козловым и Г. А. Гладышевой (1954) и мной (Гарецкий, 1958).

2

Берчогурская синклиналь расположена между двумя антиклинориями зеленокаменных пород готландия и нижнего девона Южных Мугоджар: Жамантауским на западе и Жанганинским на востоке. В северной обнаженной части Берчогурская синклиналь выполнена отложениями

верхнего девона и нижнего карбона, которые резко несогласно залегают на осадочных и магматических породах готландия — среднего девона. Последние представляют собой нижний структурный ярус Мугоджар, для которого характерны сложные формы складчатости.

Отложения верхнего девона и нижнего карбона относятся к другому структурному ярусу. Верхний девон начинается конгломератами, залегающими резко несогласно на более древних породах. Выше них развиты различные известковистые песчаники и известняки, которые в нижней части содержат франскую, а в верхней фаменскую фауну брахиопод. Общая мощность верхнего девона достигает 300—400 м. Кверху его осадки постепенно переходят в каменноугольные отложения, среди которых выделяют две свиты: нижнюю берчогурскую и верхнюю карабулакскую.

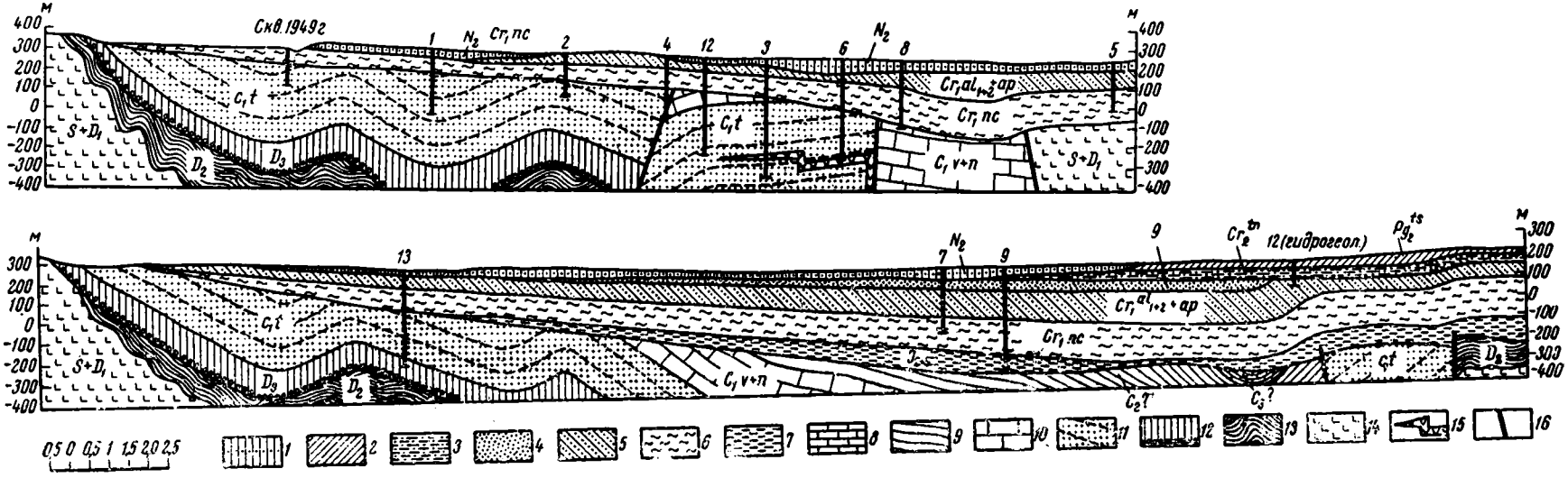
Берчогурская свита является угленосной. Она сложена в основном переслаивающимися серыми сидеритовыми песчаниками и темными аргиллитами с прослоями каменных углей. Близ линии железной дороги и южнее берчогурская свита состоит из переслаивающихся континентальных и морских отложений, т. е. представляет собой типичную паралическую угленосную формацию. Мощность свиты вдоль оси синклинали резко увеличивается с севера на юг — от 480 м в наиболее северных разрезах до 1260 м у линии железной дороги. Судя по остаткам фауны и флоры, берчогурская свита относится к турне.

В осевой части Берчогурской синклинали сохранились отложения карабулакской свиты верхнего турне и нижнего визе мощностью от 200 до 340 м. Отложения карабулакской свиты к югу увеличиваются в мощности и, по-видимому, в стратиграфическом объеме. Они переходят в толщу почти сплошных известняков, в верхах которой встречены брахиоподы верхнего визе или нижнего намюра.

Каменноугольные отложения на юге Берчогурской синклинали с резким угловым несогласием перекрываются мезо-кайнозойскими породами. Древнейшие из них — угленосные отложения узунтальской свиты средней и частично верхней юры — развиты только в наиболее прогнутой части синклинали, где они вскрыты скв. 9, и быстро выклиниваются к северу, в сторону подъема оси структуры (их нет уже в профиле скважин 1—5) и к западу, к борту синклинали (фиг. 65). Древние породы силура — среднего девона продолжения Жанганинского антиклинория на широте скв. 7 и 9, по-видимому, перекрываются непосредственно отложениями узунтальской свиты. Наибольшая вскрытая мощность свиты в скв. 9 достигает 91 м.

Несогласно, с перерывом в осадконакоплении на узунтальской свите в южной осевой части синклинали, а на севере и на западном борту структуры прямо на палеозойских породах лежат пестроцветные отложения даульской свиты неокома, которые широким полукольцом обнажаются близ выходов палеозойских пород от массива Жамантау до хребта Жангана (см. фиг. 50). Максимальной мощности (190 м) отложения неокома были обнаружены в скв. 7 и 9, наиболее близко расположенных к осевой части синклинали. К северу, по мере подъема оси, и к западному борту структуры мощность даульской свиты постепенно уменьшается до нескольких десятков метров.

Несогласно, с перерывом в основании даульская свита перекрывается сероцветными глинами, алевритами и песками карачетауской свиты апта — среднего альба, выходы которой широкой полосой примыкают к выходам пород неокома. В скв. 7 и 9 эта свита имеет наибольшую мощность (до 170 м) и наиболее глинистый состав. К северу ее мощность резко сокращается и уже в скважинах следующего профиля она не превышает 70—110 м. Одновременно с этим значительно возрастает песчанистость свиты: увеличивается количество алевритовых и песчаных



Фиг. 65. Геологические разрезы через Берчогурскую синклиналь

1 — плиоцен; *2* — тасаранская свита верхнего-среднего эоцена; *3* — турон; *4* — алтыкудукская свита верхнего альба; *5* — карачетауская свита среднего-нижнего альба и апта; *6* — даульская свита неокома; *7* — узунтальская свита средней-верхней юры; *8* — верхний карбон (?); *9* — средний карбон (?); *10* — нижний карбон (визе-намюр); *11* — нижний карбон (турне); *12* — верхний девон; *13* — средний девон; *14* — нижний девон — силур; *15* — порфириты и диориты; *16* — разломы

прослоев. Аналогичная картина наблюдается и при переходе от осевых частей синклинали (скв. 7 и 9) к западному борту (скв. 13 и 15).

С прослоем гравия и гальки в основании на карачетаускую свиту непосредственно налегает песчаная алтыкудукская свита верхнего альба, окаймляющая с запада площадь распространения третичных отложений. Ее мощность в скв. 9 достигает 50 м. К северу отложения свиты местами выклиниваются и встречаются только в виде отдельных крупных линз. Они также полностью отсутствуют в скв. 12, пробуренной на южном продолжении Жанганинского антиклинория, уже на восточном крыле Берчогурской синклинали. Здесь в скв. 12 над круто стоящими (до 70°) слоями карачетауской свиты залегают слабо наклоненные глины с иноцерамами турона. Их мощность равна 40 м. Туронские отложения развиты только на юге Берчогурской синклинали в ее осевой и восточной частях.

В большей же части синклинали на алтыкудукской или прямо на карачетауской свите альба несогласно, с перерывом залегают опоковидные глины и кварцево-глауконитовые пески и песчаники тасаранской свиты среднего и низов верхнего эоцена. Отложения тасаранской свиты обнажаются на западном борту Берчогурской синклинали, где они зажаты в виде крупной линзы между породами альба и плиоцена. Второй их выход расположен в долине балки Бахатай и лежит среди поля распространения более молодых пород на прямом продолжении к югу антиклинория хребта Жангана. Мощность тасаранской свиты достигает 45—50 м.

По долине балки Бахатай к выходу тасаранской свиты с востока и юга примыкает площадь развития саксаульской свиты верхнего эоцена, которая представлена алевритами, глинистыми песками и глинами мощностью 30 м. На западном борту Берчогурской синклинали и в ее северной части прямо на альбских отложениях отдельными пятнами залегают пески саксаульской свиты с крупными линзами кварцитов, содержащими большое количество гальки мугоджарских пород. Местами глыбы этих кварцитов залегают на более древних породах (неокомских и более редко даже на палеозойских) и образуют здесь, в бывшей прибрежной зоне саксаульского моря развалы значительных размеров.

В центральной части юга Берчогурской синклинали, в долинах балок Бахатай, Саадысай и Кызылсай, широко развиты зеленоцветные и красноцветные песчано-глинистые отложения предположительно плиоценового возраста. Они резко несогласно ложатся на различные более древние породы вплоть до неокомских. Их мощность достигает 80 м.

3

На севере Берчогурская синклиналь центроклинально оканчивается. На крыльях синклинали узкими полосами выходят средне- и верхнедевонские отложения. Вся центральная ее часть выполнена породами берчогурской и карабулакской свит нижнего карбона. Восточное крыло синклинали пологое, с углами падения от 7 до 25°. На западном крыле слои падают немного круче. Внутри синклинали девонские и каменноугольные породы смяты во вторичные складки. На западном крыле вследствие выхода верхнедевонских отложений среди пород берчогурской свиты отчетливо выделяется такая антиклинальная складка. Вся северная часть синклинали примерно по середине рассечена меридиональным разломом, имеющим характер взброса. На севере он перисто разветвляется, а на юге уходит под покров мезо-кайнозоя. С восточной стороны к взбросу примыкает полоса развития наиболее молодых отложений карабулакской свиты, подчеркивая осевую линию структуры. Со стороны южной части Жанганинского антиклинория синклиналь оборвана разломом, по которому эффузивы силура приходят в соприкосновение с берчогурской свитой нижнего карбона. Обнаженная часть палеозойской Берчогурской

синклинали имеет длину 30—45 км. Ее ширина в районе железной дороги достигает 17—18 км. Берчогурская синклиналь, расширяясь, погружается под мезо-кайнозойский платформенный чехол.

Вначале палеозойские породы погружаются под пестроцветные отложения даульской свиты неокома, которые обнажаются полосой вдоль Мугоджарского хребта (см. фиг. 50). К юго-востоку и востоку от полосы неокома параллельно ей идет полоса выходов альбских пород. Далее погружение слоев отмечается появлением отложений тасаранской свиты эоцена. На продолжении осевой части синклинали в бассейне Саадысая развито широкое поле наиболее молодых плиоценовых отложений. К востоку, по долине балки Бахатай, на поверхности вновь появляются породы тасаранской и саксаульской свит эоцена, выход которых соответствует Бахатайской антиклинали. Она расположена на продолжении Жанганинского антиклинория и отмечает восточный край мезо-кайнозойской синклинали. Таким образом, уже на геологической карте видно, что на южном продолжении палеозойской Бергочурской синклинали расположено синклинальное погружение и мезо-кайнозойских слоев.

Более полные сведения о строении мезо-кайнозойской синклинали дали материалы бурения. Скважины были пробурены в основном по трем профилям, идущим почти в широтном направлении (фиг. 66). Как видно из геологических разрезов, построенных по профилям скважин (см. фиг. 65), в мезо-кайнозойских отложениях четко вырисовывается синклинальная структура с пологим и протяженным западным крылом и флексурообразным крутым восточным. Ось синклинали приближена к восточному крылу. Намечается погружение оси синклинали в южном направлении. Если в более северном профиле отложения алтыкудукской свиты верхнего альба и узунтальской свиты средней — верхней юры отсутствуют, то в южном профиле они появляются. Увеличивается мощность пород карачетуаской и даульской свит.

По данным бурения, мной была составлена структурная карта по кровле неокома (см. фиг. 66). На ней отчетливо выступает открывающаяся к югу спокойная синклиналь. На продолжении хребта Жангана прослеживается структурный нос, который является восточным ограничением синклинали. Ось синклинали смещена к востоку и проходит от развалин зимовки Беримбета на балке Бахатай, в районе скв. 17, вдоль балки Бахатай, к урочищу Аралтюбе к востоку от скв. 8 и в районе аллювиальной равнины к юго-востоку от скв. 7 и 9. Кстати сказать, упоминаемая аллювиальная равнина, в которой прекращают течение, теряют террасы, ясное русло и распадаются на мелкие блуждающие рукава балки Саадысай, Кызылсай и другие и в которой накапливаются их современные аллювиальные наносы, по-видимому, связана с тем, что здесь, в осевой части синклинали, в настоящее время продолжается дальнейшее прогибание. По оси синклинали кровля неокома постепенно погружается с севера на юг: от абсолютной отметки 200 м в районе зимовки Беримбета до 50 м к востоку от скв. 9.

По данным бурения и в особенности сейсморазведки, можно составить довольно ясное представление о поведении поверхности палеозойского фундамента и его внутреннем строении в южной части Берчогурской синклинали. Рельеф поверхности палеозойского основания (фиг. 67) имеет много общего со структурной картой кровли неокома. По поверхности палеозоя также вырисовывается синклинальная структура, замыкающаяся на севере и открывающаяся к югу. На продолжении хребта Жангана намечается вытянутый к югу выступ подземного рельефа, являющийся восточным ограничением впадины. Наиболее погруженная часть поверхности палеозоя прижата к этому выступу и совпадает с осью синклинали по кровле неокома. Западное крыло синклинали по кровле палеозоя очень широкое и пологое. По оси синклинали поверхность палеозоя погру-

жается более энергично, чем кровля неокома: со 150 м в районе зимовки Беримбета до —250 м к востоку от скв. 9 (т. е. на 400 м вместо 250 м по кровле неокома) и до —500 м немного южнее.

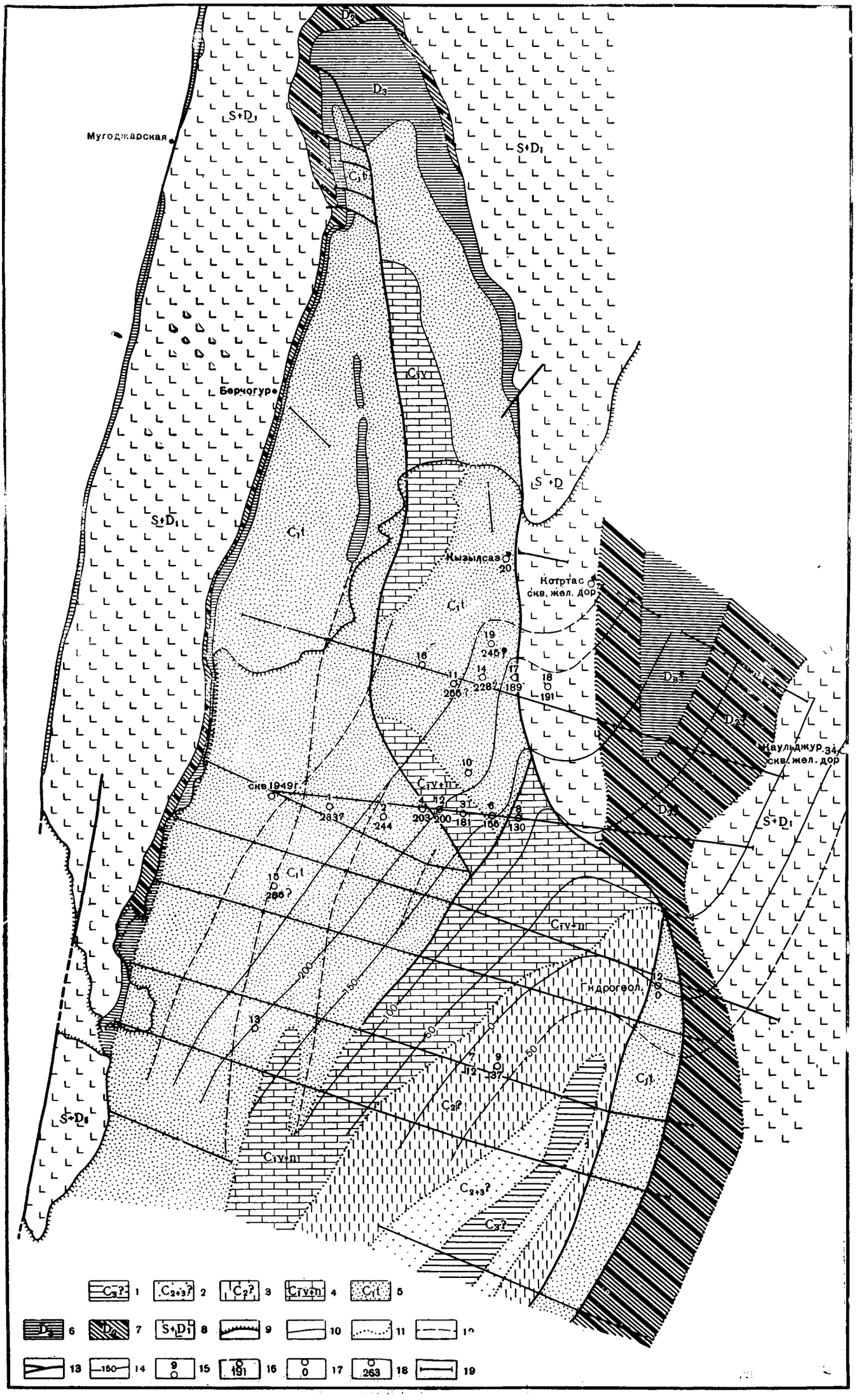
Сейсморазведочные работы(корреляционный метод преломленных волн), проведенные вкрест простирания Берчогурской синклинали почти по широтным профилям, позволили выделить ряд площадей с одинаковыми значениями граничных скоростей преломленных волн. Привязав эти участки с одинаковыми скоростями к стратиграфическим единицам, А. Л. Яншину и мне удалось составить геологическую карту палеозоя Берчогурской синклинали, в южной части перекрытой довольно значительным чехлом мезо-кайнозойских отложений (см. фиг. 66).

Основной разлом Берчогурской синклинали, проходящий в ее приосевой части, протягивается далее к югу под мезо-кайнозойскими отложениями. Он был уловлен сейсмическими работами и профилем скважин (см. фиг. 65). Скв. 4, которая под мезозоем вначале шла по берчогурской свите, а затем вскрыла известняки более молодой карабулакской свиты, пересекла плоскость разлома. Разлом развит только в палеозойских породах и в отложениях платформенного чехла не ощущается. В открытой палеозойской части синклинали, в восточном опущенном крыле разлома развита полоса визейских известняков карабулакской свиты. Эта полоса тянется на небольшое расстояние и под мезозойским чехлом. Вновь известняки карабулакской свиты, относящиеся уже не только к визейскому, но и намюрскому ярусам, развиты в опущенном крыле разлома в районе профиля и вскрыты скв. 4, 12 и 3.

Разлом, ограничивающий с запада эффузивные породы Жанганинского антиклинория, протягивается под мезо-кайнозоем прямо на юг, идет немного западнее скв. 5 и, дугообразно изгибаясь к востоку, прослеживается примерно вдоль балки Бахатай. Полоса высоких скоростей 5600—6000 м/сек, отвечающих Жанганинскому антиклинорию, говорит о том, что эффузивы хребта Жангана залегают под мезо-кайнозоем и южнее. Это подтвердилось данными бурения скв. 18 и 5. Немного южнее и восточнее скв. 5 эффузивы, по-видимому, перекрыты более молодыми породами среднего девона, о чем говорит уменьшение в этой зоне граничных скоростей до 4500—4800 м/сек, что характерно для девонских отложений.

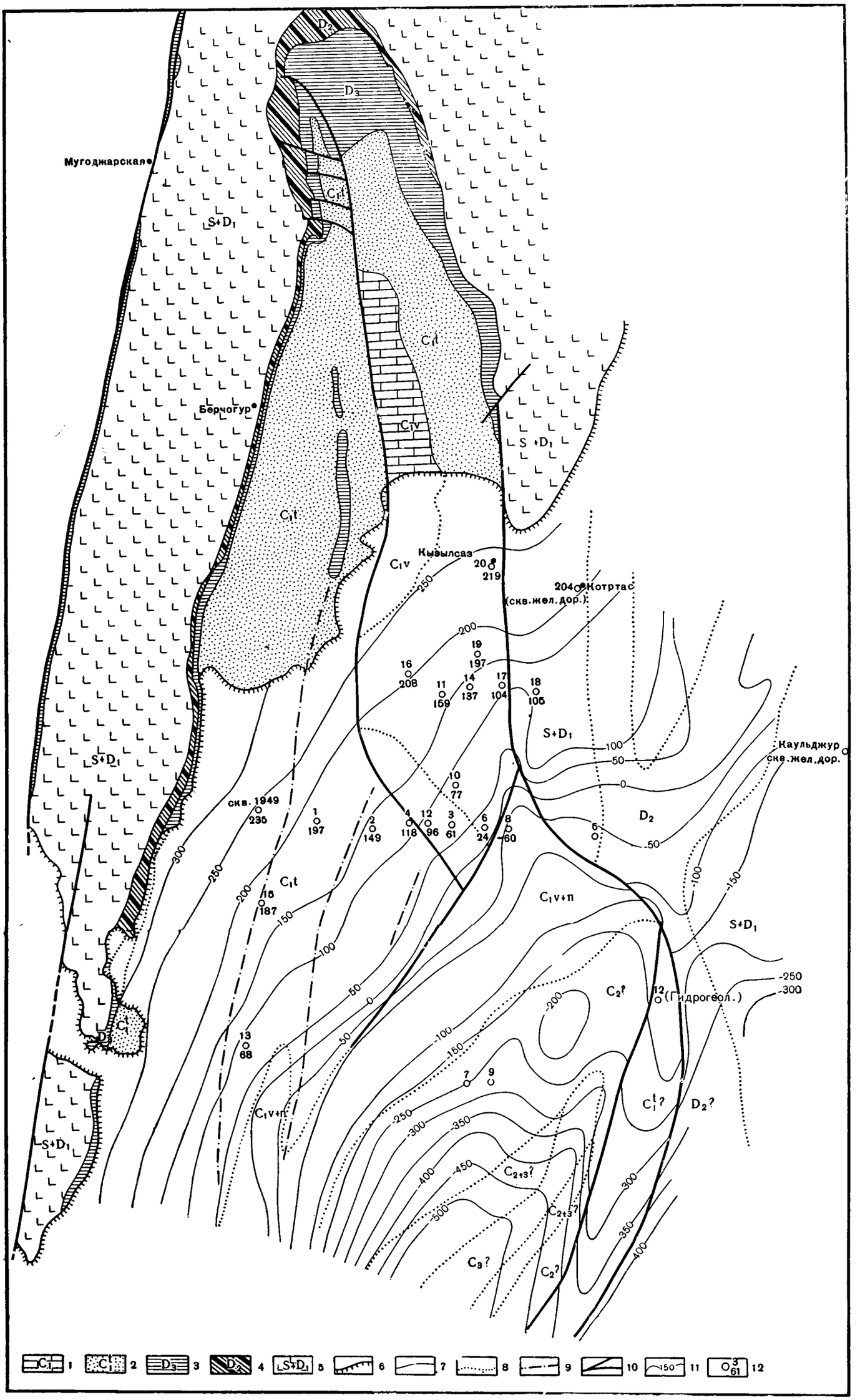
Как по профилю скважин, так и по данным сейсморазведки КМПВ можно предполагать, что к северу от скв. 8 от разлома западного ограничения Жанганы ответвляется к юго-западу еще один разлом. В его опущенном восточном крыле скв. 8 вскрыла известняки карабулакской свиты, имеющие высокие граничные скорости (4700—6000 м/сек) и протягивающиеся широкой полосой на юго-запад. В верховьях балки Кызылэспе, в районе скв. 13, они образуют узкий язык, вдающийся на 7 км к северу.

В осевой части юга Берчогурской синклинали выше визе-намюрских известняков появляется толща пород с граничными скоростями преломленных волн в 3400—4200 м/сек. Такие скорости характерны для берчогурской свиты синклинали и для верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар, т. е. для терригенных пород. По возрасту эта толща, видимо, относится уже к среднему карбону. Выше пород с граничной скоростью в 3400—4200 м/сек залегает толща со скоростями преломленных волн в 4300—4500 м/сек. Судя по близости указанных скоростей к предыдущим, эта толща также представлена терригенными породами. Наиболее молодые отложения, обнаруженные сейсморазведкой в осевой части Берчогурской синклинали на широте южного окончания Мугоджар, хребта Жамантау, имеют граничные скорости преломленных волн, равные 5200—6000 м/сек, и представлены, по-видимому, известняками, по возрасту относящимися, скорее всего, к верхам карбона, или, может быть, и к нижней перми.



Фиг. 66. Схематическая геологическая карта палеозойских отложений Берчогурской синклинали и структурная схема по кровле неокома ее южной части (на площади, перекрытой отложениями мезо-кайнозоя). Составлена по данным бурения, изучения структур в покровных отложениях и геофизики

1 — породы верхнего карбона (?) с граничной скоростью преломленных волн 5200—6000 *м/сек* (известняки или эффузивы); *2* — породы среднего и верхнего карбона (?) с граничной скоростью 4300—4500 м/сек (терригенные образования); *3* — породы среднего карбона (?) с граничной скоростью 3400—4200 м/сек (терригенные образования); *4* — визе-намюрские известняки (карабулакская свита); *5* — турнейские угленосные породы (берчогурская свита); *6* — верхний девон; *7* — средний девон; *8* — нижний девон — силур; *9* — граница сплошного развития мезо-кайнозойских осадков; *10* — границы между свитами на поверхности; *11* — то же, под мезо-кайнозойским чехлом; *12* — оси антиклиналей; *13* — разломы; *14* — стратоизогипсы кровли неокома; *15* — скважина и ее номер; *16* — абсолютная отметка кровли неокома (границы неокома и альба); *17* — предполагаемая абсолютная отметка кровли неокома (вычисленная по разрезу недошедшей до нее скважины); *18* — абсолютная отметка границы неокома и плиоцена; *19* — сейсмические профили



Фиг. 67. Схема подземного рельефа палеозойского фундамента южной части Берчогурской синклинали (по данным бурения и геофизики)

1 — визейские известняки (карабулакская свита); *2* — турнейские угленосные породы (берчогурская свита); *3* — верхний девон; *4* — средний девон; *5* — нижний девон и силур; *6* — границы сплошного развития мезо-кайнозойских осадков; *7* — границы между свитами на поверхности *8* — то же под мезо-кайнозойским чехлом; *9* — оси антиклиналей; *10* — разломы; *11* — стратоизогипсы поверхности палеозоя; *12* — скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли палеозоя

С востока описанные выше породы предположительно среднего и верхнего карбона, по-видимому, ограничены разломом, который ответвляется от разлома западного ограничения хребта Жангана. Судя по граничным скоростям, между ними зажат клин пород берчогурской свиты. Крутые углы наклона (до 70 и даже 90°) в отложениях карачетауской свиты скв. 12, находящейся над разломом, говорят о том, что этот разлом ощущался в породах мезозоя и отразился в них в виде флексуры.

На геологической карте палеозойских отложений (см. фиг. 66) видно, что в погребенной под мезо-кайнозоем части Берчогурской синклинали ясно вырисовывается синклинальная структура с визе-намюрскими отложениями нижнего карбона и породами предположительно среднего и верхнего карбона в осевой части. На ее крыльях появляются более древние отложения берчогурской свиты нижнего карбона, а на соседних поднятиях девонские и силурийские породы. Хорошо прослеживается осевая линия палеозойской синклинали. Она идет от района скв. 8 западнее скв. 12, к востоку от скв. 9 и к аллювиальной равнине балок Саады сай и др.

При сопоставлении геологической карты палеозойских отложений и карты рельефа поверхности складчатого фундамента (см. фиг. 66 и 67) видно, что участкам распространения молодых отложений палеозоя соответствуют наибольшие погружения поверхности складчатого фундамента. Наибольшие прогибания кровли неокома также совпадают с осевой линией палеозойской синклинали. Рельеф поверхности палеозойских пород, на поведение которого основное влияние оказали мезо-кайнозойские тектонические движения, и строение кровли неокома говорят о том, что в мезо-кайнозойское время южная часть Берчогурской синклинали испытывала преемственное унаследованное развитие.

Изучение материалов по северной части Берчогурской синклинали, где карбон выходит на поверхность, а также материалов бурения в ее южной части показывает, что западное крыло этой крупной синклинали осложнено чередованием ряда небольших антиклиналей и синклиналей, общее зеркало которых полого погружается к востоку (см. фиг. 65). Одна из таких антиклиналей чувствуется на геологической карте палеозойских отложений к востоку от скв. 13 по выступу пород берчогурской свиты к югу. Соседняя синклиналь хорошо видна по уходящему на север языку карабулакских известняков.

Эти частные структуры, имеющие, однако, амплитуду 250—300 м и более, не наследуются в меловых и третичных отложениях. Последние образуют лишь общий большой прогиб над осевой полосой Берчогурской синклинали.

Бахатайская антиклиналь

На продолжении хребта Жангана в долине балки Бахатай в районе урочища Талды-кудук среди отложений плиоцена и саксаульской свиты появляется значительный выход тасаранской свиты эоцена (см. фиг. 50), который соответствует сводовой части Бахатайской антиклинали. Ее размеры по выходу тасаранской свиты следующие: длина 10 км, ширина 5 км. Антиклиналь еще очень слабо изучена. Скв. 12, заложенная в ее присводовой части, показала, что отложения алтыкудукской свиты верхнего альба, развитые в Берчогурской синклинали, в направлении Бахатайской антиклинали полностью выклиниваются, и породы турона ложатся здесь прямо на осадки карачетауской свиты среднего альба — апта.

Как видно из геологической карты палеозойских отложений, мезокайнозойская Бахатайская антиклиналь лежит на антиклинальном продолжении палеозойского поднятия хребта Жангана.

ЧЕЛКАРСКИЙ НАЛОЖЕННЫЙ ПРОГИБ — ЮЖНОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ УРАЛО-ТОБОЛЬСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

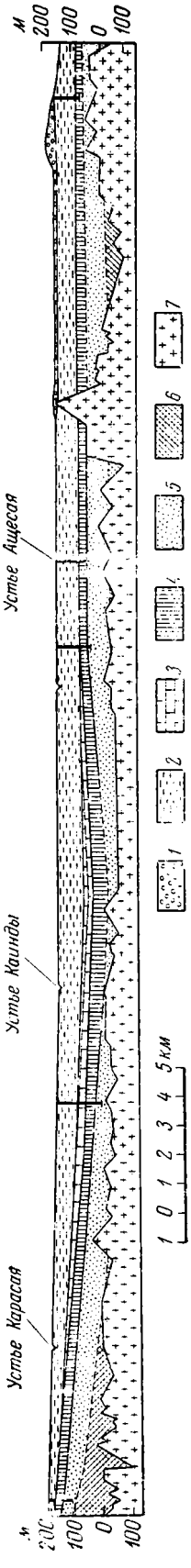
К востоку от Чушкакульской антиклинали расположен широкий наложенный Челкарский прогиб. На геологической карте он выделяется большим развитием в его пределах отложений среднего и верхнего олигоцена. В ряде мест в его осевой части сохранились осадки аральской свиты нижнего миоцена.

Осевая зона Челкарского прогиба прослеживается от района в 2—3 км восточнее впадения р. Каинды в р. Шет-Иргиз (фиг. 68) через участок разъезда Кокбек (фиг. 69) к пятнам отложений аральской свиты в нижнем течении балок Майлисай и Жиланчач, а оттуда к останцовой возвышенности Аррадунг-тау и оз. Кашкарата. Протяженность прогиба на этом участке составляет около 300 км.

Южнее, в районе северо-западного угла Аральского моря, происходит слияние Челкарского прогиба с другими отрицательными структурами. Его восточный борт уходит меридионально к югу от п-ова Куланды к о-ву Возрождения, оконтуривая меридиональную зону максимальных глубин Аральского моря. В то же время западный борт прогиба, если прослеживать его по изолиниям глубин залегания подошвы сармата или подошвы верхнего олигоцена, резко изгибается и уходит почти широтно на запад, превращаясь в северное крыло глубокого и обширного Североустюртского прогиба. Последний отделен от Челкарского лишь очень небольшим поднятием слоев в районе северо-восточных чинков Устюрта.

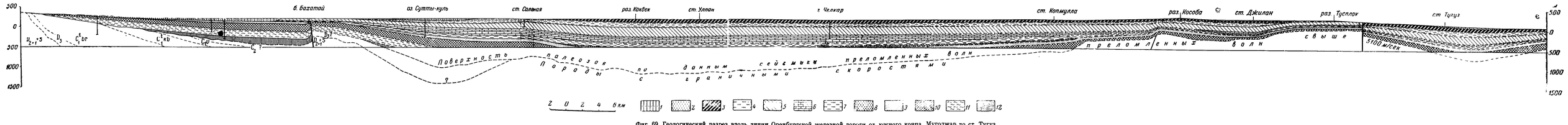
На севере Челкарский прогиб имеет ширину 40—60 км, но к югу он постепенно расширяется до 80—100 км, и после некоторого сужения на широте горы Жаксыбуташ вновь достигает 100—120 км. Он значительно крупнее соседних антиклинальных зон и лежащих за ними синклиналей. Бурением, проведенным ЗККГЭ (Н. А. Дементьева, Н. Э. Зейберлих, А. С. Сорокин, Ю. В. Архидъяконских, Н. М. Шаповалов, В. Д. Кращенко, В. М. Овчинников, Г. Г. Чубарь), лучше изучена северная часть Челкарского прогиба. Здесь же проведены сейсмические профили вдоль р. Шет-Иргиз и вдоль линии Оренбургской железной дороги.

Как на профилях (см. фиг. 68, 69), так и на структурных картах по различным горизонтам (см. фиг. 2, 3) видно, что Челкарский прогиб



Фиг. 68. Широтный геологический разрез через северную часть Челкарского прогиба вдоль долины Карасая и Шет-Иргиза

1 — континентальный олигоцен; *2* — морской палеоген; *3* — маастрихт; *4* — турон; *5* — верхний альб; *6* — средний и нижний альб; *7* — палеозой (по данным сейсморазведки КМПВ)



Фиг. 69. Геологический разрез вдоль линии Оренбургской железной дороги от южного конца Мугоджар до ст. Тугуз

1 — плиоцен; *2* — континентальный средний и верхний олигоцен; *3* — чеганская свита нижнего олигоцена; *4* — сансакульская свита верхнего эоцена; *5* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена и туссплонская свита нижнего эоцена — палеоцена; *6* — маастрихт, кампан и сантон; *7* — турон; *8* — сеноман; *9* — верхний альб; *10* — средний и нижний альб и апт; *11* — неоком; *12* — верхняя — средняя юра

является широкой плоской структурой, в осевой части которой слои залегают с наклоном, исчисляемым минутами. Более круты ее крылья: углы падения иногда достигают здесь 1—2°. Ось прогиба погружается к югу. В этом направлении структура открывается. На севере хорошо видно ее центриклинальное окончание. Если в долине р. Шет-Иргиза кровля мела лежит в скв. 7 на глубине 98,4 м, т. е. на абсолютной отметке 72,5 м, то в г. Челкаре она вскрыта на глубине 373 м (абс. отметка — 205 м). Скв. 78, заложенная в 75 км к юго-юго-западу от г. Челкара, имеет забой 560 м (абс. отметка — 400 м) и еще не вскрыла кровли мела. Скважины, пробуренные в районе северо-западного угла Аральского моря, имеют глубины 450 м и не вышли еще из саксаульской свиты, т. е. кровля мела, судя по пересчетам, располагается не менее чем на абсолютной отметке —600 м. Стрела Челкарского прогиба в средней и южной его частях превышает 700—800 м.

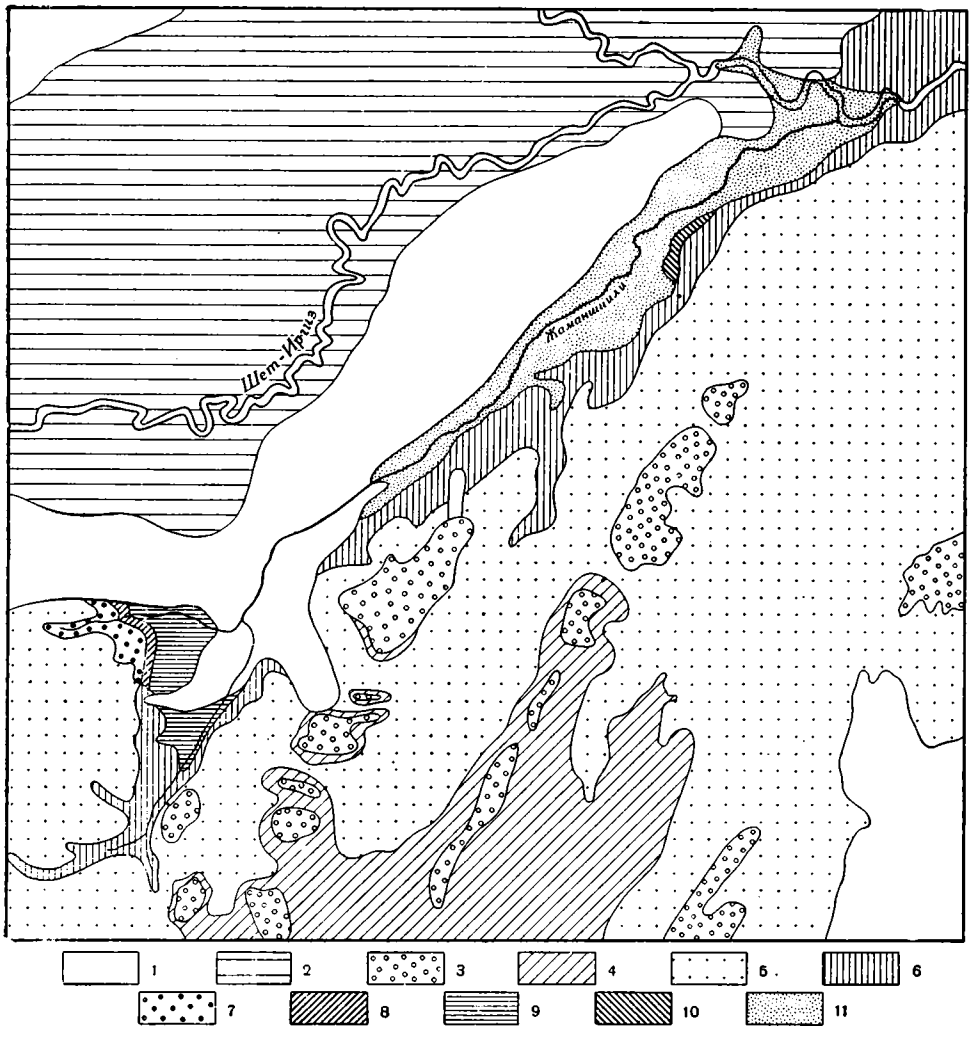
Челкарский прогиб характеризуется полным разрезом палеогеновых и меловых отложений, причем мощности пород отдельных подразделений в 2—3 раза больше, чем на соседних антиклиналях. Заметно увеличивается глинистость разреза палеогеновых отложений в осевой части структуры по сравнению с ее крыльевыми участками. В южной половине прогиба саксаульская свита становится настолько глинистой, что по составу пород очень трудно отличается от тасаранской свиты.

А. Л. Яншин (1953) подметил, что примерно на широте 47° происходит подъем оси Челкарского прогиба и здесь возникает седловина, которая делит прогиб на две ванны. Северную из них А. Л. Яншин по расположенному в ее осевой части у западной окраины песков Большие Барсуки сору Кургантуз назвал Кургантузской. Южную ванну можно назвать по находящемуся в ее центре оз. Кашкарата Кашкаратинской, а расположенную между ними седловину по оз. Жумагул — Жумагульской.

Эта седловина протягивается от Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали на востоке к южному концу Сарнынсайского крыльевого поднятия Чушкакульской антиклинали на западе и идет с востоко-юго-востока на западо-северо-запад. Палеогеновый разрез Жумагульской седловины характеризуется не повсеместным развитием отложений чеганской свиты. В скв. 1 у оз. Жумагул они отсутствуют, и породы чаграйской свиты ложатся прямо на отложения саксаульской свиты. В других скважинах глины чеганской свиты появляются, но их мощность не превышает 10—20 м. В осевой части седловины сокращена мощность отложений континентального олигоцена, и в ряде случаев (как это отмечено, например, в скв. 1) сохранились только породы чаграйской свиты. В Кургантузской синклинали в г. Челкаре мощность чеганской свиты равна 54,75 м, а на юге — в Кашкаратинской — превышает 200 м.

В северной части Челкарского прогиба альбские отложения резко несогласно налегают на древние породы Урало-Тобольской геоантиклинальной зоны. Судя по скорости преломленных волн на геофизическом профиле вдоль железной дороги, те же древние породы развиты под Челкарским прогибом на этой широте. Таким образом, вся северная часть прогиба является резко наложенной структурой.

Учитывая обнаружение значительной толщи верхнепермских молассовых пород в сводовых частях соседних Чушкакульской и Куландинской антиклиналей, можно предполагать, что под мезо-кайнозоем Кашкаратинской синклинали и, по-видимому, в наиболее прогнутом участке Кургантузской синклинали также развиты верхнепалеозойские молассовые отложения (см. фиг. 10). Если это так, то можно считать, что южная часть Челкарского прогиба заложилась еще в верхнем палеозое и в мезо-кайнозойское время развивалась уже унаследованно.

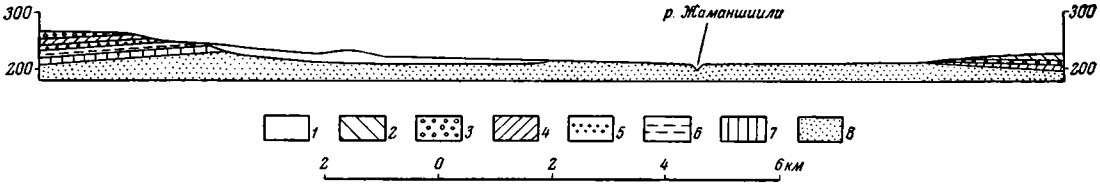


Фиг. 70. Схематическая геологическая карта северной части Каульджурской антиклинали

1 — кызылтасская свита среднего — верхнего плиоцена; *2* — сарлыбайская свита среднего плиоцена; *3* — континентальный средний — верхний олигоцен; *4* — чеганская свита нижнего олигоцена; *5* — саксаульская свита верхнего эоцена; *6* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена; *7* — маастрихт; *8* — кампан; *9* — аккуурданская свита сантона; *10* — жиркиндекская свита турона; *11* — алтыкудукская свита верхнего альба

Увеличение мощностей всех исследованных горизонтов мезо-кайнозойского разреза и более тонкий гранулометрический состав их пород по сравнению с составом пород того же возраста на соседних антиклиналях говорят о длительности развития Челкарского прогиба в мезо-кайнозое. О его продолжающемся прогибании свидетельствует цепь бессточных озер и аллювиальных равнин, расположенных в его осевой части.

В 1953 г. А. Л. Яншиным и мной были проведены некоторые наблюдения над террасами р. Шет-Иргиз. В осевой зоне Челкарского прогиба она имеет только единственную террасу, которая залегает на высоте 2 м над уровнем воды. С приближением к оси Каульджурского поднятия и Мугоджарским горам эта терраса значительно поднимается и становится 2-й надпойменной, ниже нее появляются пойменная и 1-я надпойменная террасы. В районе могилы Нурбаймола высота пойменной террасы над



Фиг. 71. Геологический разрез через северную часть Каульджурской антиклинали

1 — плиоцен; *2* — саксаульская свита верхнего эоцена; *3* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена; *4* — маастрихт; *5* — кампан; *6* — аккуурданская свита сантона; *7* — жиркиндекская свита турона; *8* — алтыкудукская свита верхнего альба

урезом воды равна уже 2,8 м, 1-й надпойменной террасы — 3,3 м, а 2-й надпойменной террасы достигает 6,1 м. Эти данные свидетельствуют о молодых четвертичных поднятиях Мугоджар и, соответственно, относительных прогибаниях Челкарского прогиба.

На северо-западе Челкарская структура осложнена К а у л ь д ж у р с к о й а н т и к л и н а л ь ю. Наиболее приподнятая ее часть лежит в долине правого притока р. Шет-Иргиз — балки Жаманшиили (Аккуурдан), по которой обнажаются отложения алтыкудукской свиты верхнего альба, породы верхнего мела и тасаранской свиты эоцена. Отсюда на юго-юго-запад, к ст. Каульджур, среди более молодых отложений протягивается полоса развития пород саксаульской свиты верхнего эоцена, которая намечает продолжение антиклинали. За линией железной дороги происходит ее замыкание. Таким образом, Каульджурская антиклиналь простирается в юго-юго-западном направлении.

В низовьях балки Жаманшиили, в присводовой части востоко-юго-восточного крыла антиклинали, обнажаются отложения верхнего альба, на которые резко несогласно с фосфоритовым слоем в основании налегают глауконитовые пески и песчаники тасаранской свиты эоцена (фиг. 70). Несколько выше впадения балки Жаманшиили в р. Шет-Иргиз между ними сохранилась линза красноцветных пород жиркиндекской свиты турона. На останцовых возвышенностях, расположенных вдоль оси антиклинали на этом же ее крыле, хорошо видно, как к ее сводовой части постепенно уменьшается мощность, а затем и совсем выклиниваются отложения чеганской свиты нижнего олигоцена и в своде структуры породы чаграйской свиты верхнего олигоцена ложатся прямо на саксаульскую свиту верхнего эоцена. Слои палеогена на этом крыле падают под углами в 40—50′.

Совсем другой разрез развит на западо-северо-западном крыле антиклинали (фиг. 71). Отложения этого крыла обнажены в верхней части балки Жаманшиили. Наиболее древние породы относятся к континентальным осадкам аккуурданской свиты сантона, на них налегают морские отложения кампана мощностью 6 м и породы маастрихта мощностью 8 м. Выше расположены опоки тасаранской свиты, содержащие в основании фосфоритовый слой. Верхнемеловые слои имеют углы падения 1—2°, т. е. антиклиналь асимметрична; западо-северо-западное крыло ее более крутое. Вся северо-западная часть антиклинали завуалирована полем широкого развития плиоценовых отложений долины р. Шет-Иргиз. Длина выхода меловых пород по балке Жаманшиили достигает 20 км.

К юго-юго-западу ось антиклинали погружается: если в районе балки Жаманшиили кровля меловых пород находится на абсолютной отметке 260 м, то на ст. Каульджур она вскрыта бурением на отметке 122 м.

Ось Каульджурской антиклинали в ее северной части проходит в районе могилы Кунак-Тома на левом берегу р. Шет-Иргиз. Однако

верхнемеловые отложения и подошва палеогена в верховьях балки Жаманшиили, находящиеся на крыле структуры, расположены в настоящее время на значительно более высоком гипсометрическом уровне, чем подошва палеогена в ее осевой части. Такое положение вызвано своеобразной историей развития Каульджурской антиклинали. В верхнемеловое время четко вырисовывалось западное крыло антиклинали. В связи с последующим поднятием Мугоджар произошло более интенсивное воздымание западного крыла антиклинали, чем ее осевой части. Получился как бы последующий изгиб структуры и наклон ее к востоку. В настоящее время по подошве палеогена антиклиналь почти не ощущается, так как отмечается постепенный подъем подошвы палеогена к Мугоджарскому хребту.

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ЮЖНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ПРИИРГИЗСКОЙ ЗОНЫ

В западной части Приргизской зоны, как уже отмечалось, выделяется Узень-Кайрактинский антиклинорий (Бойцова и др., 1955). На простирании его к югу в мезо-кайнозойском чехле развивается зона антиклинальных структур, названная А. Л. Яншиным (1958) К у л а н д и н с к о й.

Карачулакская антиклиналь

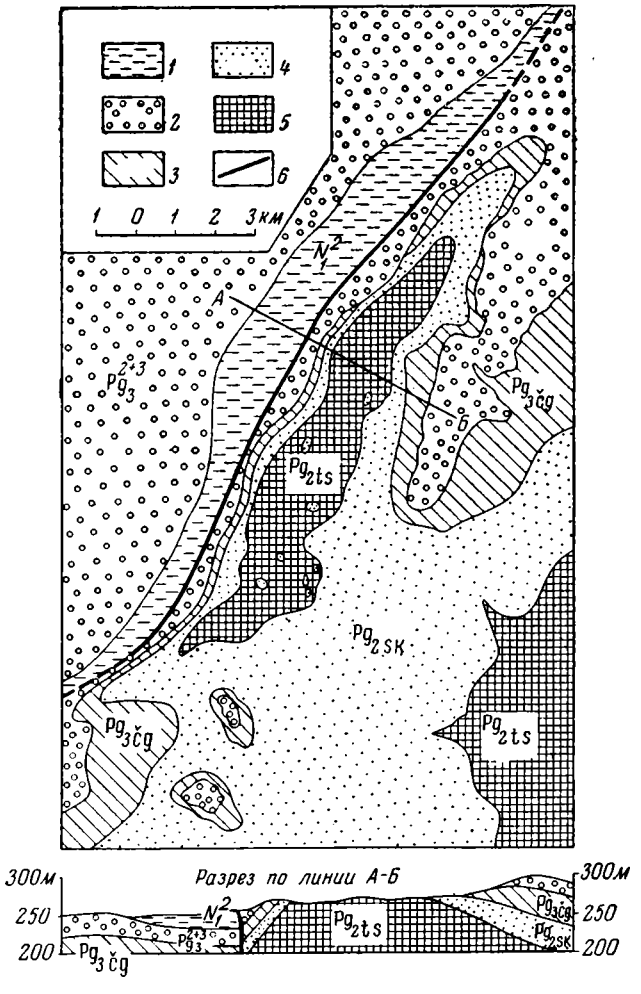
Первой наиболее резко выраженной северной антиклиналью этой зоны является Карачулакская, которая была обнаружена А. Л. Яншиным (1953). Впоследствии она изучалась Н. А. Дементьевой, Н. Э. Зейберлихом и А. С. Сорокиным, а затем Н. К. Овечкиным (Бойцова и др., 1955).

На геологической карте эта антиклиналь хорошо выделяется значительным полем распространения в своде отложений саксаульской свиты верхнего эоцена. Длинная ось антиклинали по выходу отложений саксаульской свиты равна 50 км. Антиклиналь имеет асимметричное строение с крутым западным и пологим восточным крыльями. Вдоль западной границы поля саксаульской свиты в виде отдельных останцев, вытянутых в цепочку, развиты отложения аральской свиты нижнего миоцена. Залегание этих пород на низких отметках вдоль крутого крыла антиклинали, по аналогии с другими структурами, позволяет предположить, что западное крыло нарушено разломом, в опущенном крыле которого развиты отложения аральской свиты. Однако расположение антиклинали у северо-восточной окраины песков Большие Барсуки, которые вуалируют строение района, и плохая его обнаженность не позволяют закартировать разлом. В сводовой части антиклинали на отложениях саксаульской свиты несогласно расположены породы континентального олигоцена. Залегающие между ними осадки чеганской свиты нижнего олигоцена, имеющие значительную мощность в соседних синклиналях (127 м в скв. 17, заложенной в Челкарском прогибе в 20 км к западу от южной части Карачулакской антиклинали), к своду поднятия полностью выклиниваются. В связи со слабой изученностью трудно говорить о точности и степени унаследованности Карачулакской антиклинали, однако можно констатировать, что ее ось непосредственно к югу продолжает ось Узень-Кайрактинского палеозойского антиклинория. Этот факт дает основание предполагать, что сам антиклинорий продолжается к югу, в пределы Карачулакской антиклинали и здесь в мезо-кайнозойском чехле унаследованно проявился в виде описанной структуры.

Кособинская антиклиналь

Кособинская антиклиналь, отчетливо выступающая сразу же к югу от разъезда Кособа Оренбургской железной дороги, кратко описана А. Л. Яншиным (1953). В 1954 г. она изучалась Н. Э. Зейберлихом, Н. А. Дементьевой и мной.

В 6 км к югу от железной дороги в своде антиклинали обнажаются глины тасаранской свиты эоцена, прорезанные густой сетью нептунических даек. Выход отложений тасаранской свиты протягивается в юго-юго-западном направлении на 12,5 км. Длина короткой оси антиклинали по этим же породам достигает 2 км. Крылья структуры сложены морскими осадками саксаульской и чеганской свит, а более далекие их части — породами континентального олигоцена. На геологической карте антиклинали (фиг. 72) прекрасно видны ее периклинальные замыкания. В особенности четко такое замыкание прослеживается на северо-северо-востоке, где вначале отложения тасаранской свиты периклинально погружаются



Фиг. 72. Схематическая геологическая карта Кособинской антиклинали

1 — миоцен; *2* — континентальный средний и верхний олигоцен; *3* — чеганская свита нижнего олигоцена; *4* — саксаульская свита верхнего эоцена; *5* — тасаранская свита среднего —верхнего эоцена; *6* — разломы

под породы саксаульской свиты, последние — под осадки чеганской свиты и, наконец, в виде полуовала вырисовывается граница чеганской свиты и континентального олигоцена. В обрывах возвышенностей на крыльях антиклинали можно хорошо наблюдать, что мощность отложений саксаульской и, в особенности, чеганской свит постепенно уменьшается к наиболее приподнятому участку свода структуры, который расположен в северо-северо-восточной половине выхода тасаранской свиты. На этом участке отложения чеганской свиты выклиниваются, и породы континентального олигоцена залегают прямо на отложениях саксаульской свиты.

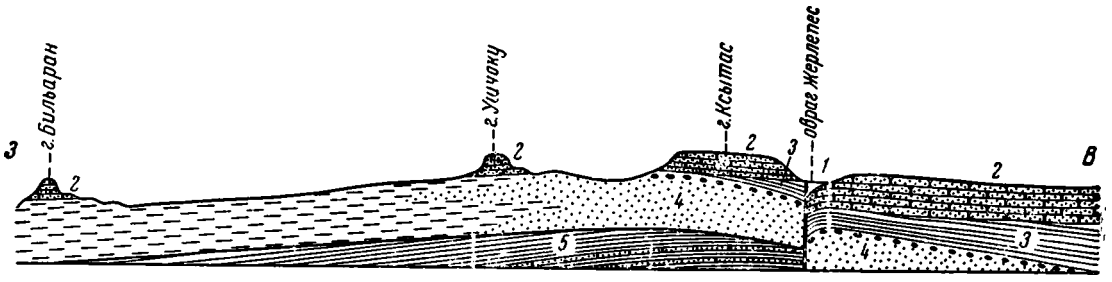
Антиклиналь асимметрична: углы падения пород континентального олигоцена на западном крыле достигают 25—35°. На восточном крыле максимальный угол падения, замеренный в отложениях того же возраста, равен 4°. Западное крыло антиклинали на всем ее протяжении оборвано разломом, который в особенности ясно виден на местности благодаря развитию в приподнятом его крыле пород чаграйской свиты, а в опущенном — красноцветных пород, по-видимому, среднего миоцена. Последние вытянуты узкой полосой в 0,2—1,5 км вдоль разлома и выполняют приразломное опускание. Скважина, заложенная в приразломной синклинали, прошла миоценовыми глинами 13 м и не вышла из них. Если западное крыло, бронированное крепкими железистыми песками и песчаниками чаграйской свиты, на местности выступает в виде возвышенности, то приразломное опускание выделяется в рельефе ровной пониженной полосой красно-бурого цвета.

Сейсмический профиль, пройденный вдоль железной дороги, показал, что в районе разъезда Кособа поверхность фундамента резко приподнята и на периклинали Кособинской структуры глубина до него не превышает 350—400 м (см. фиг. 69). Кулисообразно по отношению к Кособинской антиклинали примерно в 30 км к запад-юго-западу от ее окончания возникает новая крупная Жаксыбуташская структура.

Жаксыбуташская антиклиналь

Жаксыбуташской антиклиналью А. Л. Яншин (1951, 1953) назвал структуру, протягивающуюся примерно от широты южного окончания Кособинского поднятия на севере до северного берега залива Тщебас на юге на расстоянии 105 км.

На фоне пологого свода Жаксыбуташской антиклинали выделяются отдельные брахиантиклинальные вздутия. Наиболее крупное из них расположено между горами Жаксыбуташ на юге и Алагузы на севере и названо нами Алагузским (Гарецкий и Кузьмина, 1956). В его ядре выходят нижне- и верхнемеловые континентальные отложения, окруженные полем глин тасаранской свиты со множеством нептунических даек. К востоку от горы Жаманбуташ находится еще одно брахиантиклинальное вздутие — Жаманбуташское. Далее к югу выделяются еще две брахиантиклинали: Тугурюксорская в районе сора Тугурюк и Ушчокинская (названа по находящейся здесь горе Ушчоку) на северном берегу залива Тщебас. В ядрах трех перечисленных выше брахиантиклиналей обнажаются отложения тасаранской свиты эоцена, окруженные широкими площадями развития саксаульской свиты. На всем протяжении свода Жаксыбуташской антиклинали на многих расположенных здесь останцовых возвышенностях породы континентального олигоцена несогласно залегают прямо на осадках саксаульской свиты. Отложения чеганской свиты, широко развитые в соседних синклиналях и достигающие в них больших мощностей (на юге Челкарского прогиба до 220—280 м), к своду Жаксыбуташской антиклинали выклиниваются. Мощность саксаульской свиты в пределах антиклинали колеблется от 40 до 50 м, в то время как в соседнем Челкарском прогибе она в 2—3 раза большая. Так, на горе Жак-



Фиг. 73. Взаимоотношение различных свит палеогена на северном берегу залива Тщебас (схема, по А. Л. Яншину, 1953)

1 — аральская свита нижнего миоцена; *2* — отложения верхнего и среднего олигоцена (условно показаны песчаниками, в действительности имеют очень пестрый состав); *3* — чеганская свита; *4* — саксаульская свита; *5* — тасаранская свита

сыбуташ мощность саксаульской свиты равна 42 м, в скважине, пробуренной в 45 км к западо-северо-западу, превышает 120 м, а у северной же окраины песков Муюнкум — 175 м.

А. Л. Яншин (1955) на северном берегу залива Тщебас проследил, что на протяжении 6 км саксаульская свита к своду антиклинали срезает более 40 м пород тасаранской свиты. Это говорит о существовании на Жаксыбуташской антиклинали заметного углового несогласия между саксаульской и тасаранской свитами (фиг. 73), которое исчезает по мере движения к соседним синклиналям. Жаксыбуташская антиклиналь имеет резко выраженное асимметричное строение. На более крутом восточном крыле углы падения слоев палеогена местами достигают 10—25°. Наклон тех же слоев на более пологом западном крыле не превышает 1—2°.

На всем протяжении Жаксыбуташская антиклиналь с востока оборвана крупным разломом, который А. Л. Яншин (1953) назвал Жерлепесским. В опущенном восточном крыле разлома развиты отложения аральской свиты нижнего миоцена и верхних свит континентального олигоцена. На юге антиклинали, в районе оврага Жерлепес, плоскость разлома вертикальна (см. фиг. 73). К северу она приобретает характер крутого надвига эоценовых отложений на породы нижнего миоцена и верхов континентального олигоцена. Наибольшую амплитуду разлом имеет в районе брахиантиклинальных вздутий. Она достигает здесь по подошве палеогена 250—450 м. В ряде мест от Жерлепесского разлома отходят более мелкие расколы в виде перистых ответвлений и параллельно идущих разломов. К северу от Алагаузской брахиантиклинали разлом начинает постепенно затухать. А. Л. Яншин указывает, что «...близ своего северного конца этот разлом дает несколько ответвлений к западу, в которых поднятыми крыльями являются южные и юго-западные. К западу от самой северной меридиональной ветви смещения проходит параллельная ей полоса кулисообразно представляющих друг друга небольших нормальных сбросов северо-восточного простирания, опущенные крылья которых сложены слоями нижнего миоцена и верхнего олигоцена. Нужно думать, что эти сбросы возникли в результате некоторого горизонтального смещения вдоль плоскости главного разлома» (1953, стр. 70).

Из всех брахиантиклиналей Жаксыбуташской структуры в последнее время наиболее полно изучалось Алагаузское поднятие. Оно в 1954 г. было закартировано сотрудниками Союзной геологопоисковой конторы (О. А. Кузьмина). В этом же году оно исследовалось мной (Гарецкий и Кузьмина, 1956; Гарецкий и Немков, 1956). В 1956 г. в районе Алагаузского поднятия конторой «Спецнефтегеофизика» были проведены электроразведочные работы (П. А. Кушин).

Алагаузская брахиантиклиналь является наиболее резким поднятием в пределах Жаксыбуташской структуры. Ранее в своде Алагаузской брахиантиклинали предполагали широкое поле распространения тасаранской свиты эоцена (Яншин, 1949, 1953). Однако нами установлено, что в 2 км севернее горы Жаксыбуташ на поверхности обнажены меловые отложения, по выходу которых структура имеет следующие размеры: длинная ось 12,5 км, короткая до 6 км (фиг. 74). Ядро брахиантиклинали несколько смещено к востоку и приближено к Жерлепесскому разлому. В этом ядре на поверхность выходят отложения кызылшенской свиты среднего альба. С востока выход среднеальбских пород в связи с крутыми углами падения слоев ограничен узкой полоской верхнеальбской алтыкудукской свиты. С остальных сторон он окружен широким полем верхнего альба. По окраине мелового выхода протягивается узкая полоска жиркиндекской свиты турона.

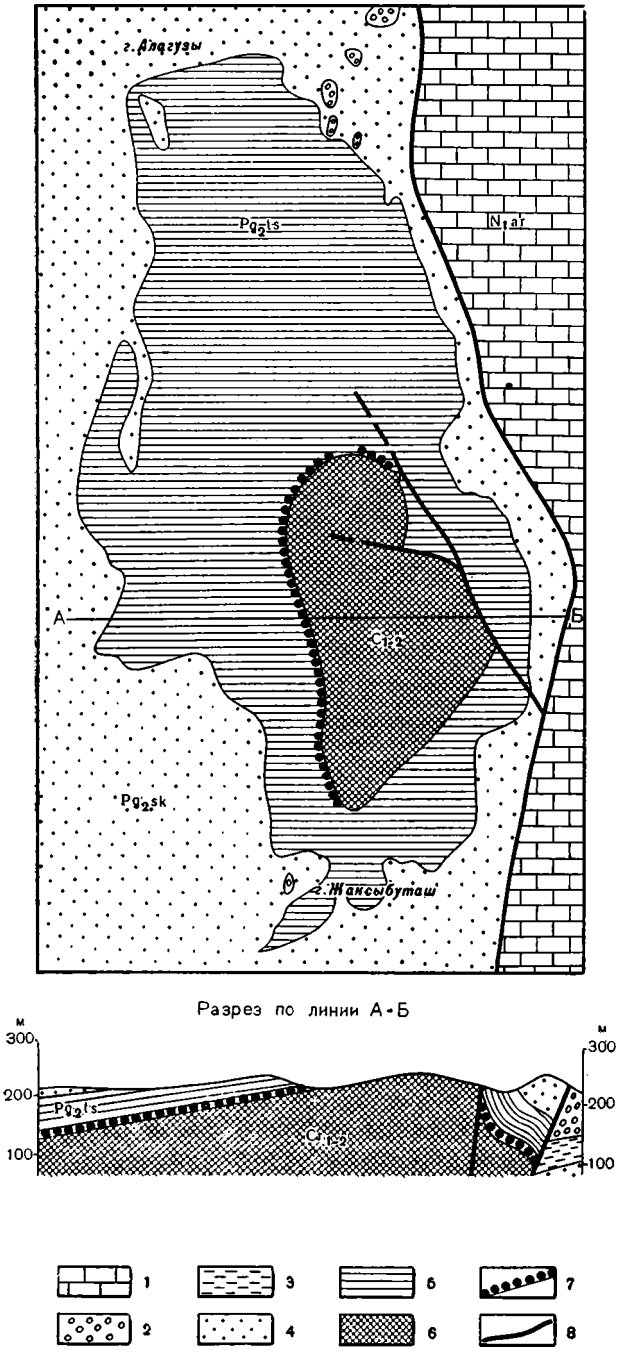
С северо-востока меловой свод брахиантиклинали оборван разломом. По этому разлому, плоскость которого падает почти вертикально, в соприкосновение приходят слои жиркиндекской или алтыкудукской свит с глинами тасаранской свиты эоцена, причем последние в приразломной полосе круто наклонены и имеют падение до 50—60°. Разлом свода Алагузского поднятия ответвляется от Жерлепесского разлома и идет примерно по азимуту 330°. В северной части свода брахиантиклинали он раздваивается: одна ветвь продолжает прежнее направление, а вторая простирается широтно. Между обеими ветвями разлома образовался опущенный клин с отложениями тасаранской свиты в его вершине. С запада и севера меловой свод ограничен грядкой, образованной фосфоритовыми и нуммулитовыми слоями основания тасаранской свиты. Последние трансгрессивно с угловым несогласием залегают на меловых отложениях.

Меловой свод окружен породами тасаранской свиты, а крылья брахиантиклинали сложены саксаульской свитой. По выходу тасаранской свиты Алагузская брахиантиклиналь имеет длинную ось 30 км и короткую до 15 км. Меловые отложения к северу быстро погружаются и уходят на значительную глубину. Скважина, пробуренная в северной части поля тасаранской свиты, прошла глинами тасаранской свиты 157 м и не вышла из них. В сводовой части брахиантиклинали, на горе Жаксыбуташ, железные оолитовые песчаники верхов чиликтинской свиты континентального олигоцена ложатся прямо на пески саксаульской свиты, полностью срезая ряд горизонтов низов континентального олигоцена, довольно мощные отложения чеганской свиты и значительную часть пород саксаульской свиты. В пределах Алагузского поднятия саксаульская свита представлена чистыми кварцевыми песками, в то время как при движении в сторону соседнего Челкарского прогиба в ее разрезе все большее значение начинают приобретать алевриты и глины.

Жерлепесский разлом в районе Алагаузской брахиантиклинали имеет плоскость, наклоненную к западу под углом около 65—70°, т. е. здесь он имеет характер крутого надвига.

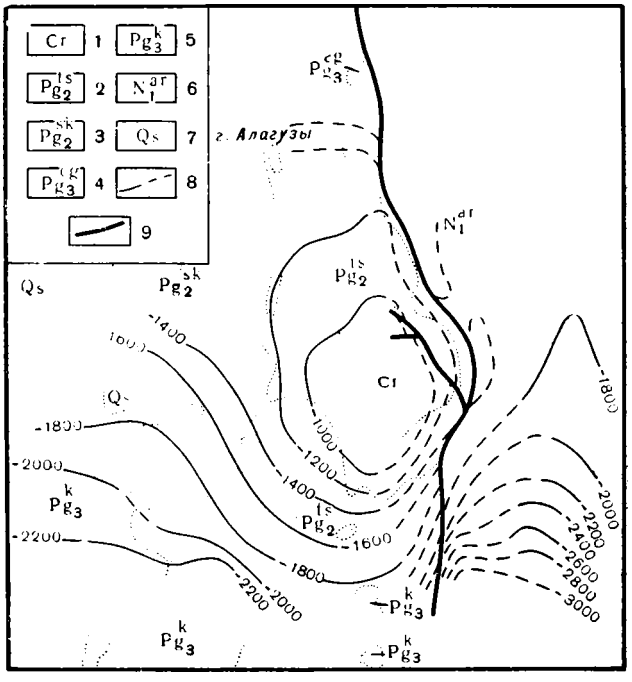
По данным электроразведочных работ, горизонт бесконечно большого сопротивления, который, по-видимому, совпадает с поверхностью палеозойского фундамента, наиболее приподнят в районе мелового свода Алагузской брахиантиклинали. Последний как бы вписан в стратоизогипсу — 1000 м горизонта бесконечно большого сопротивления (фиг. 75).

Поверхность фундамента полого погружается на запад, несколько более круто на юг и резко на восток, к разлому. Амплитуда Жерлепесского разлома по горизонту бесконечно большого сопротивления, который принимается за поверхность палеозоя, достигает 400 — 600 м. Амплитуда же всего поднятия по данному горизонту не менее 1200 м, а если сравнивать положение его свода с опущенным крылом разлома, то около 2000 м.



Фиг. 74. Схема строения Алагузской брахиантиклинали

1 — аральская свита нижнего миоцена; *2* — континентальный верхний и средний олигоцен; *3* — чеганская свита нижнего олигоцена; *4* — саксаульская свита верхнего эоцена; *5* — тасаранская свита среднего и верхнего эоцена; *6* — континентальный верхний и нижний мел; *7* — фосфоритовые и нуммулитовые слои основания тасаранской свиты; *8* — разломы



Фиг. 75. Схема сопоставления геолого-геофизических данных по району Алагузской брахиантиклинали (по материалам О. А. Кузьминой и П. А. Кушина)

1 — четвертичные эоловые отложения; *2* — аральская свита нижнего миоцена; *3* — континентальный средний и верхний олигоцен; *4* — чеганская свита нижнего олигоцена; *5* — саксаульская свита верхнего эоцена; *6* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена; *7* — мел; *8* — стратоизогипсы по опорному электрическому горизонту бесконечно большого сопротивления; *9* — разломы

Расположение Жаксыбуташской антиклинали на прямом продолжении к югу Узень-Кайрактинского антиклинория Прииргизской зоны Мугоджар, а также совпадение Алагузского и других поднятий с максимумами силы тяжести (см. фиг. 75) позволяют предполагать, что в палеозойском фундаменте Жаксыбуташской антиклинали соответствует антиклинальная структура. Более резкая амплитуда поднятия по поверхности палеозоя, чем по горизонтам мела и палеогена, доказывает рост антиклинали в первую половину мезозойского времени. Несогласное залегание алтыкудукской свиты верхнего альба на среднеальбских отложениях и жиркиндекской свиты турона на верхнеальбских породах свидетельствует о поднятиях района в меловое время. Резко несогласное залегание тасаранской свиты на меловых отложениях, выпадение большинства горизонтов мела, имеющихся в соседних синклиналях, наличие прибрежных нуммулитовых фаций в основании палеогена — все это говорит о значительных поднятиях антиклинали в предсреднеэоценовое время и в начале среднего эоцена. Рост антиклинали во время отложения осадков тасаранской и саксаульской свит доказывается уменьшением мощности и увеличением песчанистости в районе антиклинали по сравнению с соседними синклиналями. О движениях в верхнем эоцене также свидетельствует наблюдаемое в ряде мест несогласное налегание пород саксаульской свиты на отложения тасаранской, которое исчезает при переходе к синклиналям. Новые значительные поднятия антиклинали перед отложением пород континентального олигоцена зафиксированы в выклинивании к ее сводовой части чеганской свиты и резко несогласном залегании континентального олигоцена (во многих случаях чаграйской свиты) прямо на песках саксаульской свиты.

Наличие Жерлепесского разлома по поверхности фундамента с бо́льшей амплитудой, чем в более молодых слоях, говорит о его довольно раннем развитии в мезозое, а совпадение разлома с полосой повышенных градиентов силы тяжести позволяет предполагать, что он существовал еще в палеозое. Поскольку Жерлепесский разлом сечет отложения аральской свиты нижнего миоцена, постольку его окончательное формирование относится к послениижнемиоценовому времени. По аналогии с разломами Чушкакульской и Кособинской антиклиналей можно предполагать, что и Жерлепесский разлом в современном виде был образован в послесреднемиоценовое время.

Жаксыбуташская антиклиналь погружается под воды залива Тщебас и на ее продолжении на п-ове Куланды возникает новое поднятие.

Куландинская антиклиналь

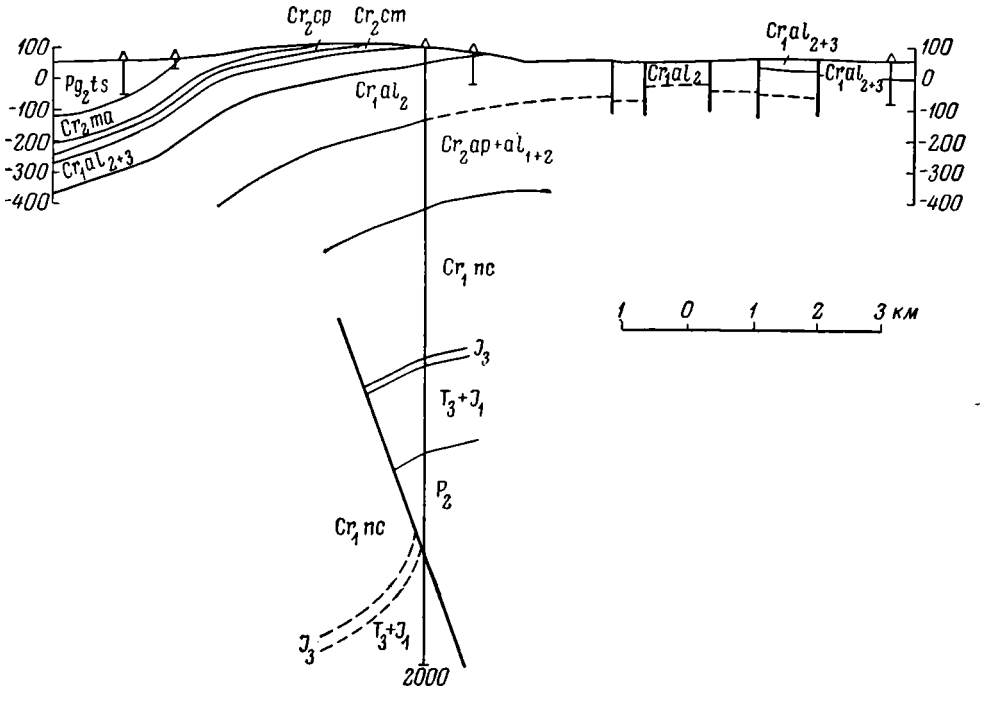
Куландинская антиклиналь, занимающая весь п-ов Куланды, наиболее полно описана А. Л. Яншиным (1953). В 1954 г. картировочные работы здесь вела Союзная геологопоисковая контора (О. Н. Иванов). В 1958—1959 гг. трест «Актюбнефтеразведка» на западе присводовой части антиклинали пробурил опорную скважину.

Наиболее древние отложения, вскрытые опорной скважиной на глубине 1305 м, относятся к верхней перми. Они представлены грубыми терригенными породами с углами падения до 40°. Они пройдены на глубину 335 м (см. гл. IV). На глубине 1640 м под верхнепермскими отложениями скважина, пройдя плоскость разлома (фиг. 76), вскрыла породы чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры, которыми шла до забоя (2000 м). Эти породы в верхней части, близ плоскости разлома имеют крутые, вплоть до вертикальных углы падения, ниже уменьшающиеся до 25—30°. Над верхнепермскими породами также была пройдена толща аргиллитов и песчаников чушкакульской серии вертикальной мощностью 286 м. Углы падения слоев достигают здесь 20—36°. Выше этой толщи залегает 20-метровая пачка известковистых аргиллитов верхней юры, толща пестроцветных пород неокома (488 м), сероцветов карачетауской свиты апт — альба (266,7 м), пестроцветных пород кызылшенской свиты среднего альба (198,4 м) и вновь сероцветов кокбулакской свиты среднего альба (45,9 м)[1].

На геологической карте п-ова Куланды (фиг. 77) видно, что почти вся юго-восточная его часть занята отложениями альба. Наиболее древние, выходящие в ядре антиклинали породы относятся к кызылшенской свите среднего альба. Они опоясываются выходами кокбулакской и алтыкудукской свит. На крыльях обнажены отложения верхнего мела и тасаранской свиты эоцена, причем на востоке полуострова в основании палеогена развиты мелководные фации низов тасаранской свиты — нуммулитовые известняки. На северо-востоке п-ова Куланды хорошо видно периклинальное замыкание структуры, осложненное несколькими поперечными разломами. На юге антиклиналь в месте своего наибольшего расширения срезается берегом моря. Ось антиклинали вытянута в востоко-северо-восточном направлении (азимут 25°). Длинная полуось антиклинали по выходу нижнемеловых отложений достигает 13 км, короткая ось — 10 км.

На западо-северо-западном крыле антиклинали, занимающем всю центральную часть полуострова, нижнемеловые отложения опоясаны узкой полосой сеноманских песков, которые с перерывом и несогласием залегают на породах верхнего альба. Породы сеномана окаймлены более узкой полоской мелоподобных мергелей кампана. На кампане, а на севере

[1] Мощности приведены вертикальные, без учета углов падения пород.



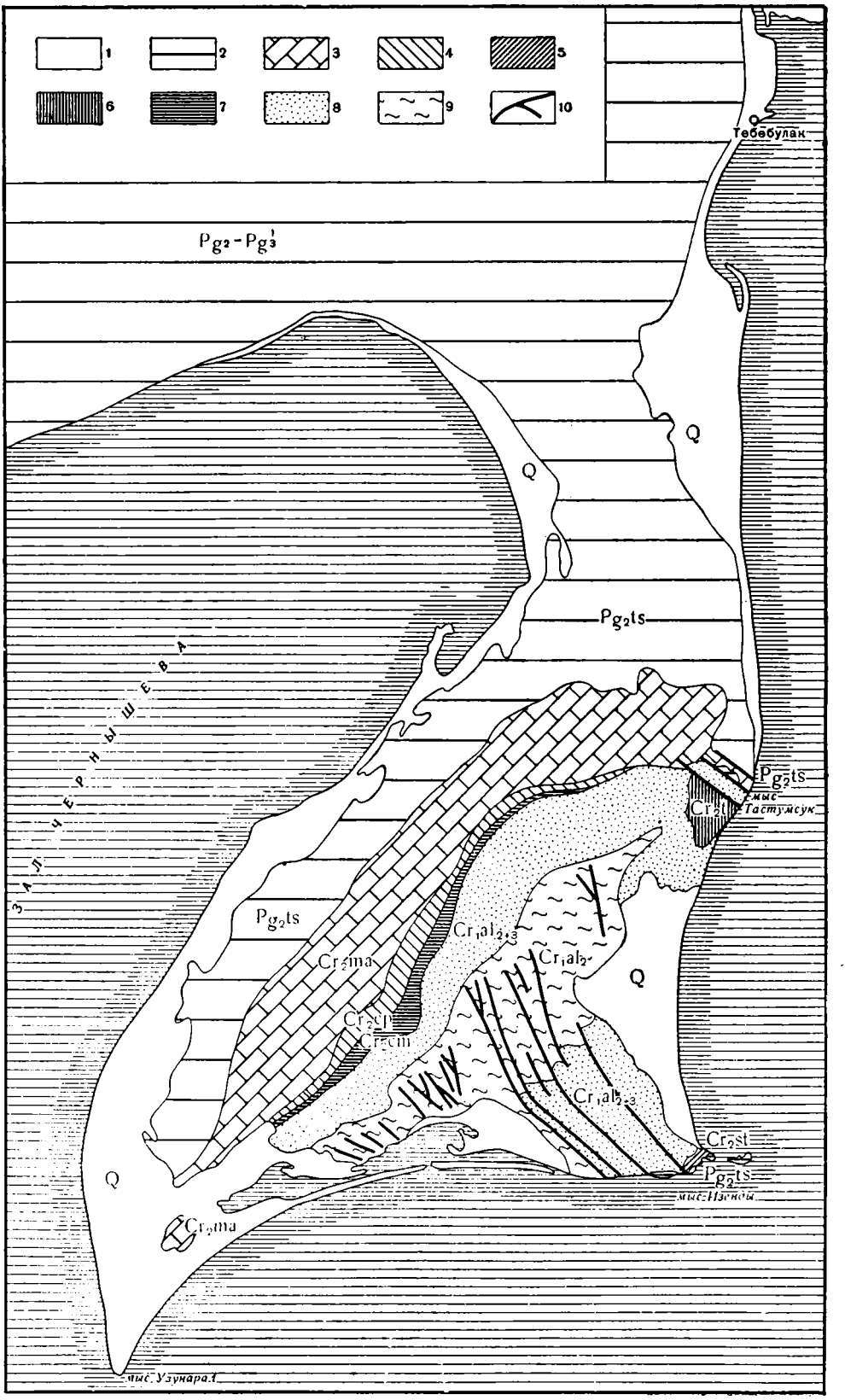
Фиг. 76. Широтный геологический разрез через Куландинскую антиклиналь

прямо на альбе с перерывом и несогласием расположены мелоподобные породы маастрихта, протягивающиеся довольно широким полем почти от района мыса Узунарал до восточного берега полуострова, в месте периклинального замыкания структуры к северу от мыса Тастумсук (Тасмурун). На более далеких частях западо-северо-западного крыла антиклинали под широко развитыми здесь современными песками многими скважинами и шурфами были вскрыты зеленовато-серые глины тасаранской свиты эоцена.

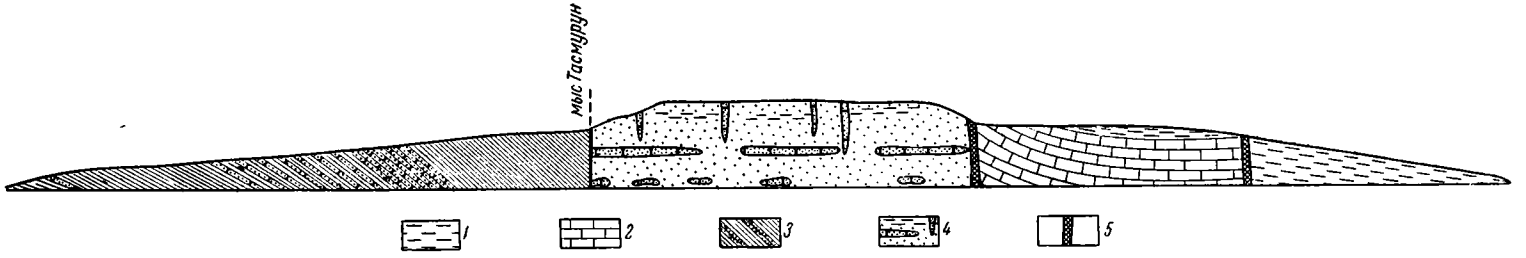
В районе мыса Тастумсук периклинальное замыкание Куландинской структуры осложнено серией разломов, простирающихся примерно по азимуту 315—325°. Строение этого участка на протяжении примерно 6 км наиболее хорошо можно наблюдать в обрывах берега моря, зарисованных А. Л. Яншиным (фиг. 78). На севере обнажены глины тасаранской свиты, замыкающие меловое ядро Куландинской антиклинали. Далее к югу между двумя разломами заключены мелоподобные известняки маастрихта, слагающие небольшую синклиналь. В ее осевой части над известняками сохранилось несколько метров глин тасаранской свиты. Интересно, что обе трещины ограничивающих синклиналь разрывов заполнены брекчиями из кусков окремнелых известняков. Еще южнее расположен приподнятый блок алтыкудукской свиты верхнего альба. На мысу Тастумсук разлом отделяет песчаные породы верхнего альба от круто наклоненных туронских глин и известковистых песчаников общей мощностью не

Фиг. 77. Схематическая геологическая карта п-ова Куланды (по О. Н. Иванову с изменениями)

1 — отложения древней трансгрессии Аральского моря; *2* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена (на юге) и морские нерасчлененные отложения палеогена (на севере); *3* — маастрихт; *4* — кампан; *5* — сантон; *6* — турон; *7* — сеноман; *8* — алтыкудукская и кокбулакская свиты альба; *9* — кызылшенская свита альба; *10* — разломы

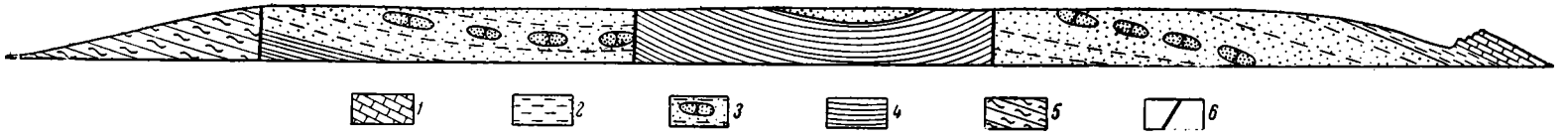


Фиг. 77. Условные обозначения см. стр. 228



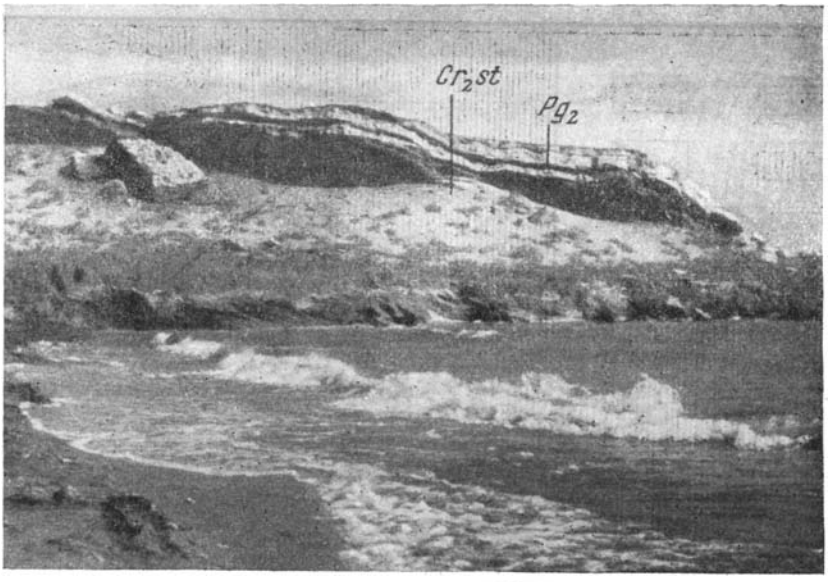
Фиг. 78. Соотношение различных пород в разрезе берега Аральского моря близ мыса Тасмурун (по А. Л. Яншину, 1953)

1 — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена; *2* — маастрихт; *3* — турон; *4* — верхний альб; *5* — кремнистые брекчии по трещинам сбросов



Фиг. 79. Схема взаимоотношения различных третичных и меловых пород на участке к западу от мыса Изенды (по А. Л. Яншину, 1953)

1 — нуммулитовые известняки; *2* — сантон; *3* — верхняя (алтыкудукская) свита; *4* — средняя (кокбулакская) свита; *5* — нижняя (пестроцветная кызылшенская) свита; *6* — разломы

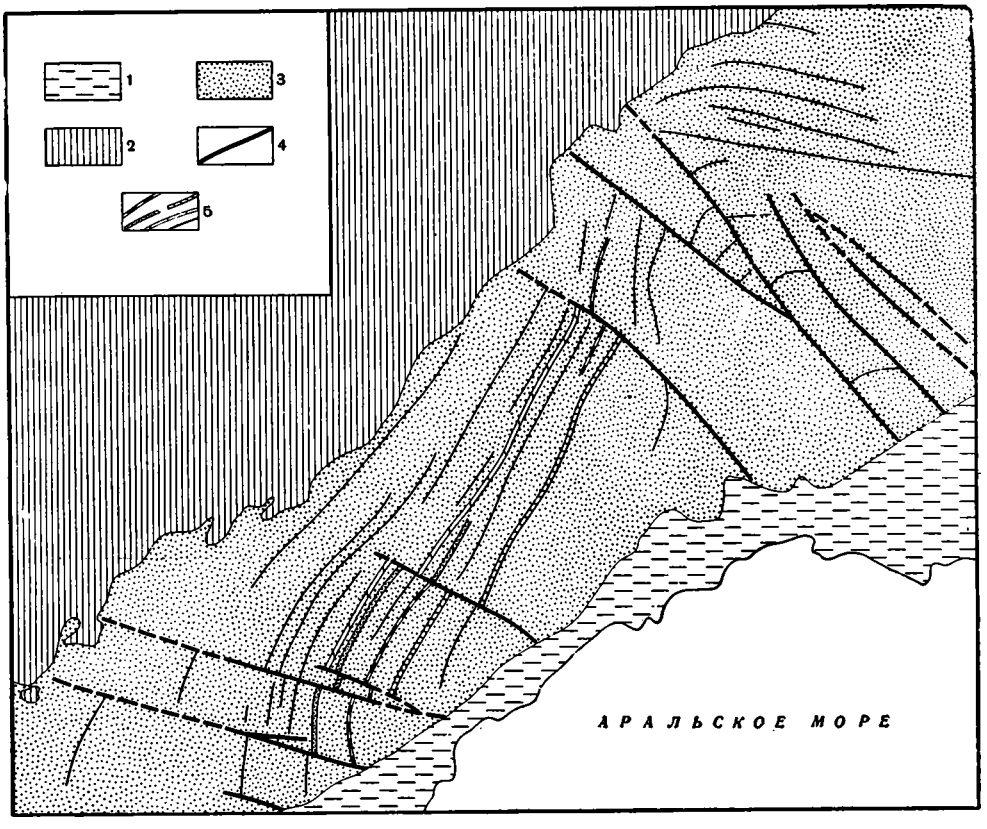


Фиг. 80. Выход нуммулитовых известняков на мысе Изендыарал. Отчетливо видно падение слоев, направленное от читателя

менее 50 м. Плоскости разломов вертикальны или почти вертикальны.

Туронские отложения принадлежат уже другому, востоко-юго-восточному крылу брахиантиклинали. Далее к югу это крыло размыто морем и перекрыто значительным участком четвертичных отложений. Лишь отдельный небольшой островок Шульган (Токпак-кыз-аулье), находящийся в 2,5 км от берега, представляет собой уже довольно далекую часть этого крыла и сложен нуммулитовыми известняками основания палеогена с углами падения в 2—3°. Отложения востоко-юго-восточного крыла сохранились в районе мыса Изендыарал. Здесь на одноименном островке, а также на самом мысу к востоку и западу от рыбачьего промысла Изенды находятся скалы, сложенные нуммулитовыми известняками. На островке известняки падают на север под углами в 5—6°, на мыске против островка — на юго-восток под углом 7°, а в западном выходе — на юго-восток под углами от 10 до 25° (фиг. 79). Между островком и сушей А. Л. Яншин (1953) предполагает наличие разлома северо-западного простирания. Ниже крайней к западу скалы нуммулитовых известняков залегает пачка сантонских кварцево-глауконитовых песков с прослоями глин, алевритов и фосфоритовых желваков общей мощностью 45,4 м. Эти породы с размывом и угловым несогласием налегают на пески континентального верхнего альба.

К западу от мыса Изендыарал проходит система параллельных друг другу сбросов, которые имеют общее простирание 320—330°. Своими концами они выходят на южный берег моря, в обрывах которого видны соотношения слоев между сбросами (фиг. 80). В этих обрывах плоскости сбросов почти вертикальны. Между ними заключены пачки пород алтыкудукской и кокбулакской свит альба. Далее к северо-северо-западу они пересекают отложения кызылшенской свиты ядра антиклинали. Некоторые сбросы протягиваются на 7—8 км. Амплитуда их не превышает нескольких десятков метров. Еще западнее, уже на западо-северо-западном крыле среднеальбского ядра антиклинали, развита система более мелких разломов, имеющих примерно то же простирание. Их амплитуда равна нескольким метрам, реже 10—30 м. Один из участков широкого развития



Фиг. 81. Схематическая геологическая карта участка широкого развития сбросов в сводовой части Куландинской антиклинали

1 — отложения древней трансгрессии Аральского моря; *2* — алтыкудукская и кокбулакская свиты альба; *3* — кызылшенская свита альба; *4* — сбросы; *5* — отдельные пласты и пачки

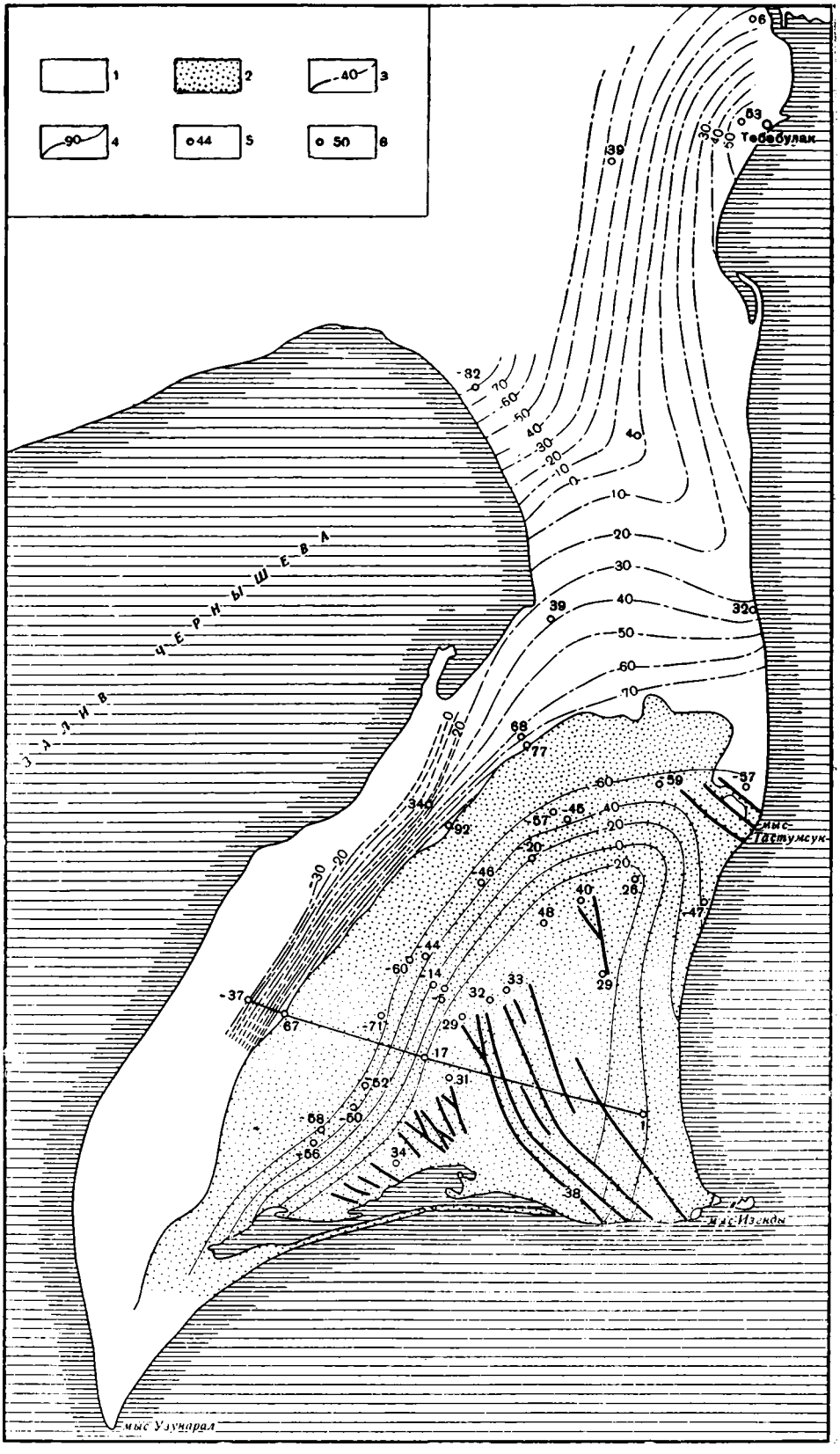
этих сбросов по аэрофотосхеме, на которой сбросы отчетливо выделяются, изображен мною на фиг. 81.

О. Н. Иванов составил структурную схему Куландинской антиклинали, которая с изменениями и дополнениями приводится мной на фиг. 82. В сводовой части поднятия стратоизогипсы проведены по кровле алевритовой пачки, которую О. Н. Иванов выделил внутри кызылшенской свиты среднего альба. На западо-северо-западном крыле антиклинали и к северу от нее структурная карта составлена по кровле маастрихта.

Северная часть свода хорошо вырисовывается по стратоизогипсе +30, а южная часть его обрезана берегом моря. Наиболее высокая абсолютная отметка кровли алевритовой пачки (+48 м) была отмечена в скв. 12, находящейся в северной части выхода кызылшенской свиты. По алевритам среднего альба хорошо отмечается периклинальное замыкание структуры. Здесь кровля алевритовой пачки погружается с 48 м в скв.

Фиг. 82. Структурная схема Куландинской антиклинали (по О. Н. Иванову с изменениями и дополнениями)

1 — площадь развития палеогеновых отложений; *2* — площадь развития меловых отложений; *3* — стратоизогипсы по кровле алевритовой пачки кызылшенской свиты среднего альба; *4* — стратоизогипсы по кровле маастрихта; *5* — скважины, вскрывшие кровлю алевритовой пачки кызылшенской свиты; *6* — скважины, вскрывшие кровлю маастрихта (расположены на площади развития палеогеновых отложений). Жирными линиями на схеме показаны разломы



Фиг. 82. Условные обозначения см. стр. 232

12 до —57 м в скв. 14. Западо-северо-западное крыло антиклинали несколько более крутое, чем востоко-юго-восточное. Кровля маастрихта западо-северо-западного крыла падает довольно круто: между скв. 25 и 15, отстоящими друг от друга на 1 км, она погружается на 104 м, т. е. угол наклона кровли маастрихта равен 6°. В скв. 25 и 15 породы маастрихта перекрыты отложениями палеогена. Ближе к своду маастрихт залегает под современными эоловыми песками, и его кровля не отражает истинного падения крыла антиклинали. На севере структуры намечается ее замыкание по кровле маастрихта, однако ее периклиналь расположена в пределах моря. В районе погружения маастрихта под тасаранскую свиту эоцена на севере антиклинали его кровля лежит на абсолютных отметках около 70 м. На участке перешейка полуострова она погружается до отметки — 4 м (скв. 17); а на западном берегу залива Чернышева на этой же широте до —82 м в скв. 22. Далее к северу в районе пос. Тебебулак намечается новый подъем кровли маастрихта до +53 м в скв. 18. Здесь располагается следующее брахиантиклинальное вздутие Куландинской антиклинальной зоны, названное по пос. Тебебулак Тебебулакским. Изучено оно еще очень слабо. Основная часть Тебебулакской брахиантиклинали расположена в пределах залива Тщебас.

Джиланская синклинальная зона

Джиланской синклиналью А. Л. Яншин (1953) назвал синклинальную полосу, протягивающуюся восточнее Куландинской антиклинальной зоны от гор Темир-ас-тау на р. Иргиз к почтовой станции Тереклы на дороге Челкар-Иргиз, оттуда в район ст. Джилан Оренбургской железной дороги и дальше на юг — к заливу Тщебас. Она представляет собой не единую синклиналь, а целую синклинальную зону, которая состоит из ряда ванн и разделяющих их седловин и по размерам равновелика Куландинской антиклинальной зоне. Она вытянута на 230 км.

Джиланская синклинальная зона на геологической карте выделяется почти сплошной полосой распространения в ее ядре континентальных отложений среднего и верхнего олигоцена на водоразделах и морских пород чеганской свиты нижнего олигоцена в понижениях. Она характеризуется широким развитием чеганской свиты нижнего олигоцена, которая почти полностью отсутствует на соседних антиклиналях. На ст. Джилан мощность отложений чеганской свиты равна 37,6 м, а на крайнем юге, на берегу залива Тщебас превышает 100 м.

Одна из синклиналей Джиланской зоны намечается к юго-востоку от Карачулакской антиклинали. К югу от ст. Джилан между Кособинской антиклиналью и Тасаранским горстом происходит воздымание оси синклинальной зоны и здесь возникает седловина. Она отмечается появлением на поверхности пород саксаульской свиты, а по долинам рек — даже глин тасаранской свиты. Эта седловина в районе горы Акшоку осложнена антиклиналью небольшой амплитуды. По подошве саксаульской свиты Акшокинское поднятие выделяется в виде почти меридионального структурного носа с абсолютными отметками подошвы саксаульской свиты до 200—210 м. Западнее подошва саксаульской свиты погружается до 180 м и вновь воздымается к Кособинской антиклинали, восточнее горы Акшоку она опускается до отметок 170—180 м и поднимается к Тасаранскому горсту до 240 м.

От района Акшокинской антиклинали ось Джиланской синклинальной зоны идет к юго-юго-западу и, приблизившись к Жерлепесскому разлому, прослеживается вдоль него вплоть до северного берега залива Тщебас. Здесь, к востоку от Жаксыбуташской антиклинали выделяется довольно глубокая ванна Джиланской зоны, которую по рассекающей ее р. Са-

баржилга можно назвать Сабаржилгинской синклиналью. Ее ось проходит вблизи Жерлепесского разлома, где развиты наиболее молодые отложения синклинали — аральская свита нижнего миоцена. Западное крыло синклинали крутое, оно как бы вздернуто к Жерлепесскому разлому. Восточное крыло пологое. В районе Кокбулакского железорудного месторождения, расположенного в Сабаржилгинской синклинали примерно на широте Алагузского поднятия, со стороны Тасаранской антиклинали по подошве чаграйской свиты верхнего олигоцена намечается ряд структурных носов. Таких структурных носов имеется по крайней мере два. Изображение этого участка приведено Л. Н. Формозовой (1959, см. фиг. 11). Их простирание почти широтное. Они разделены равновеликими синклинальными погружениями. Наиболее южное из них ограничено небольшой флексурой. По подошве верхнего олигоцена амплитуда поднятия этих структурных носов достигает 70—80 м. Сабаржилгинская синклиналь протянулась на 110—120 км.

Джиланская синклинальная зона довольно хорошо видна на сейсмическом профиле вдоль железной дороги. В ее пределах кровля складчатого фундамента погружается до 450—500 м.

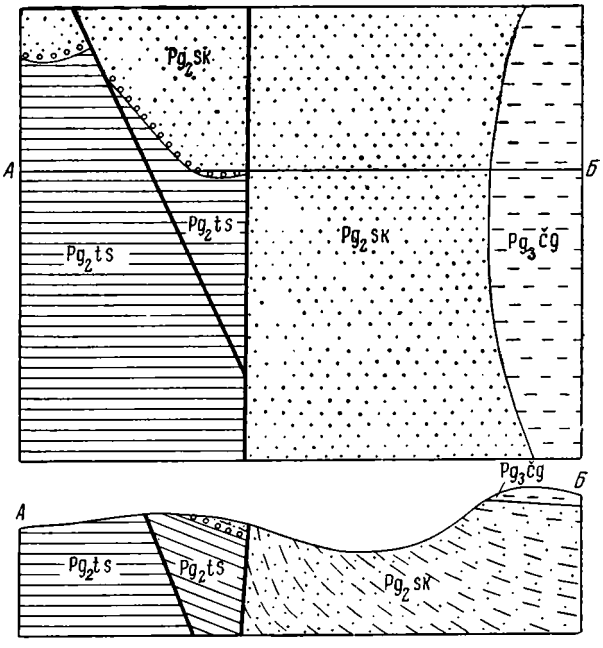
По данным электроразведочных работ, проведенных в районе Алагузской брахиантиклинали, кровля горизонта бесконечно большого сопротивления (поверхность фундамента) к востоку от Жерлепесского разлома в осевой части Сабаржилгинской синклинали опускается до абсолютных отметок 1600—3000 м (см. фиг. 75).

Джиланская синклинальная зона лежит на прямом продолжении Теректинской и Иргизской синклиналей, выделенных севернее в палеозойских отложениях Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Б. М. Михайловым и Н. К. Овечкиным (1955). Это дает основание предполагать, что мезокайнозойской Джиланской синклинальной зоне соответствует также синклинальная структура в фундаменте.

Тасаранская антиклинальная зона

Тасаранская антиклинальная зона прослеживается от гор Суокбет и Аир-кызыл на правом берегу р. Иргиза, сначала идет почти в меридиональном направлении, потом по азимуту 208° пересекает железную дорогу близ разъезда Тусплок между ст. Джилан и Тугуз, не доходя до гор Конульген поворачивает почти в меридиональном направлении, а в верховьях балки Жиделисай изгибается к юго-востоку, к западному берегу залива Паскевича, а оттуда направляется на п-ов Каратюп. Она протягивается в пределах исследованной территории более чем на 250 км. Как показали исследования Н. К. Овечкина и др. (Бойцова и др., 1950), Тасаранская антиклинальная зона прослеживается далее к северу за р. Иргиз в юго-восточную часть Тургайской впадины.

Наиболее существенной составной частью этой зоны является Тасаранская антиклиналь, которая была описана А. Л. Яншиным (1939, 1945, 1951, 1953) и Б. А. Петрушевским (1946). В пределах листа L-41-1 она изучалась Н. Э. Зейберлихом, Н. А. Дементьевой и мной. Она идет примерно от меридиана 48° до берегов залива Паскевича. По восточному краю на всем протяжении антиклиналь рассечена продольным разломом, который по связанному с ним роднику Тастыбулак в районе железной дороги можно назвать Тастыбулакским. В присводовой части Тасаранской антиклинали почти всегда полностью отсутствуют отложения чеганской свиты нижнего олигоцена, имеющие значительную мощность в соседних синклиналях. Только в районе гор Конульген чеганская свита впервые перекрывает свод антиклинали и сливается с полем чеганской свиты опущенного крыла Тастыбулакского разлома. Вновь она появляется



Фиг. 83. Схема строения Тастыбулакского разлома в 5 км к северу от балки Аккуурдан

на своде Тасаранской антиклинали в разрезах, прилегающих к берегу залива Паскевича. Свод структуры обычно сложен породами саксаульской и тасаранской свит эоцена.

В средней наиболее приподнятой части антиклинали Тастыбулакский разлом имеет характер взброса или крутого надвига. Так, в 20 км к северо-северо-востоку от места пересечения им линии железной дороги, плоскость разлома, вскрытая шурфами, падает на запад под углом в 70—80°. Тасаранские глины здесь слегка надвинуты на чеганские слои. Такой же характер разлом сохраняет и южнее железной дороги. В районе Тасаранского горста не только эоценовые, но даже меловые слои надвинуты на породы чеганской свиты. На северном и южном концах плоскость Тастыбулакского разлома становится почти вертикальной или наклонной к востоку и сам разлом приобретает тип сброса, а затем затухает. На берегу залива Паскевича на его продолжении уже наблюдается только небольшая флексура. Во многих местах от Тастыбулакского разлома отходят дополнительные более мелкие нарушения, обычно типа сбросов. Несколько таких перистых ответвлений мне удалось наблюдать к северу от линии железной дороги. Одно из них отходит от основного разлома в 5 км к северу от балки Аккуурдан. Оно идет в сторону приподнятого крыла Тастыбулакского разлома, образует с ним угол примерно в 30° и направлено по азимуту 353° (фиг. 83). По основному разлому в соприкосновение приходят слои тасаранской и саксаульской свит. Близ разлома слои саксаульской свиты вздернуты и имеют угол наклона в 42°. У самого разлома глины саксаульской свиты сильно перемяты. В них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. На соседней возвышенности, отстоящей от разлома всего в нескольких десятков метров, слои саксаульской свиты падают под углом в 30—35°, а ее вершина уже сложена глинами чеганской свиты. Между основным и дополнительным разломами зажаты породы тасаранской и саксаульской свит. В 4 км восточнее разъезда Тусплок от основного разлома в виде перистого от-

ветвления отходит дополнительный сброс в сторону опущенного крыла. По основному разлому здесь контактируют глины тасаранской и чеганской свит. В клине между разломами к его вершине приподняты отложения тасаранской и саксаульской свит (фиг. 84).

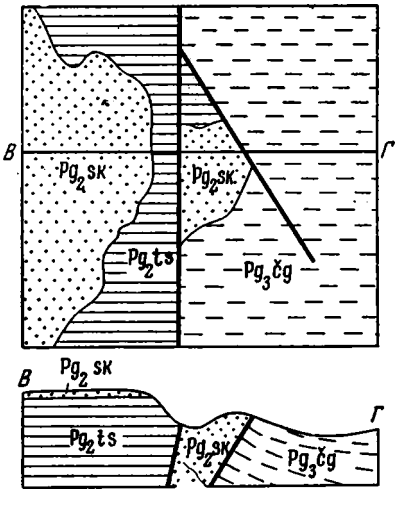
Амплитуда Тастыбулакского разлома по слоям основания палеогена в средней части антиклинали достигает 150—300 м. Отсюда постепенно с увеличением ее величины в районе брахиантиклинальных вздутий и уменьшением в опущенных участках оси она падает к северу и к югу, намечая затухание разлома в этих направлениях.

Тасаранская антиклиналь обладает ясно выраженным сводом. Во многих местах по хорошо видимой слоистости в глинах тасаранской свиты в поперечных долинах можно наблюдать сводовый перегиб слоев. При этом не менее четко видно асимметричное строение антиклинали — более крутое восточное и пологое западное крылья. Так, на участке между линией железной дороги и балкой Аккуурдан в ряде мест можно наблюдать сводовый перегиб палеогеновых слоев с углами падения на восточном крыле 10—14°, а на западном 1—2°. Непосредственно к югу от железной дороги песчаники чаграйской свиты на восточном крыле антиклинали (близ разлома) наклонены под углом 8—10°. В ряде других районов углы наклона слоев на этом крыле достигают 15°.

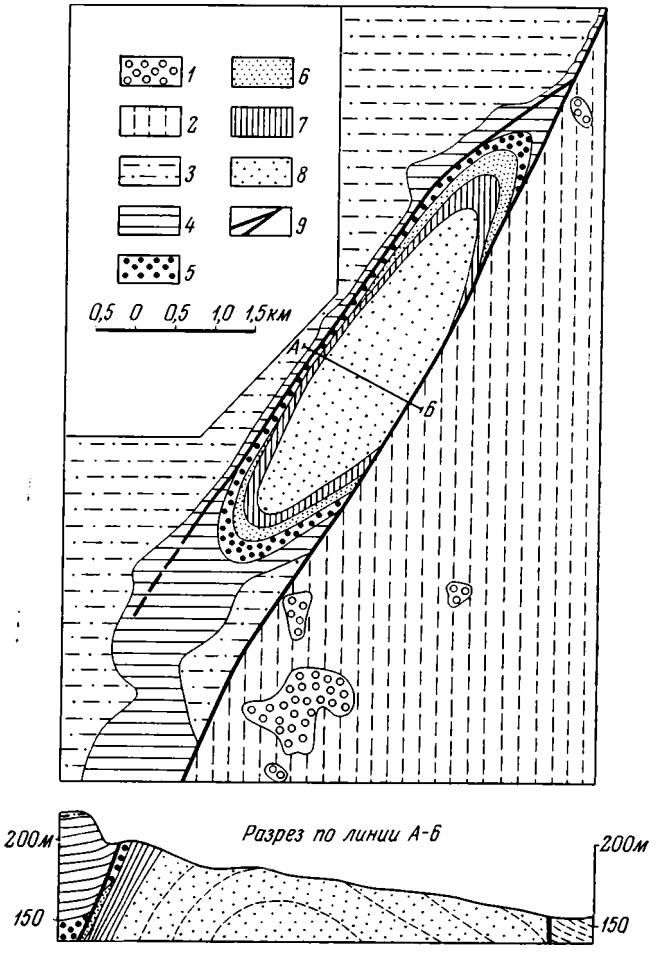
Как и на других структурах периферии Мугоджар, ось Тасаранской антиклинали по простиранию ундулирует и в местах ее воздымания образует брахиантиклинальные вздутия. Они выделяются выходами отложений тасаранской свиты, в то время как на седловинах между ними развиты породы саксаульской свиты. В двух наиболее приподнятых брахиантиклиналях (Аккуурданской и Тасаранском горсте) на поверхность выведены даже отложения мелового возраста.

Аккуурданская брахиантиклиналь расположена в верховьях балки Аккуурдан в 20 км к северо-северо-востоку от разъезда Тусплок. На геологической карте она отмечается выходом тасаранской свиты среди широкого поля саксаульских отложений. Длина выхода отложений тасаранской свиты достигает 8 км, ширина 3 км. В ядре брахиантиклинали в долине балки Аккуурдан фосфоритовый и нуммулитовый горизонты основания тасаранской свиты образуют структурную террасу, обрыв которой сложен глауконитовыми песками с раковинками нуммулитов и черными глинами тусплокской свиты нижнего эоцена. Под 1—1,5-метровой пачкой аллювиальных отложений в тальвеге балки вскрыты континентальные глинисто-песчаные осадки аккуурданской свиты сантона.

В 12 км к юго-юго-востоку от железной дороги непосредственно у горы Тасаран от Тастыбулакского разлома ответвляется дополнительный разлом, который вначале простирается по азимуту 215—220°, а примерно через 2 км поворачивает в направлении 235°. Этот разлом протягивается на 8—9 км, а затем постепенно затухает. Между двумя разломами слои не залегают горизонтально, а образуют Тасаранскую горст-брахиантиклиналь, ось которой простирается 35—215°.



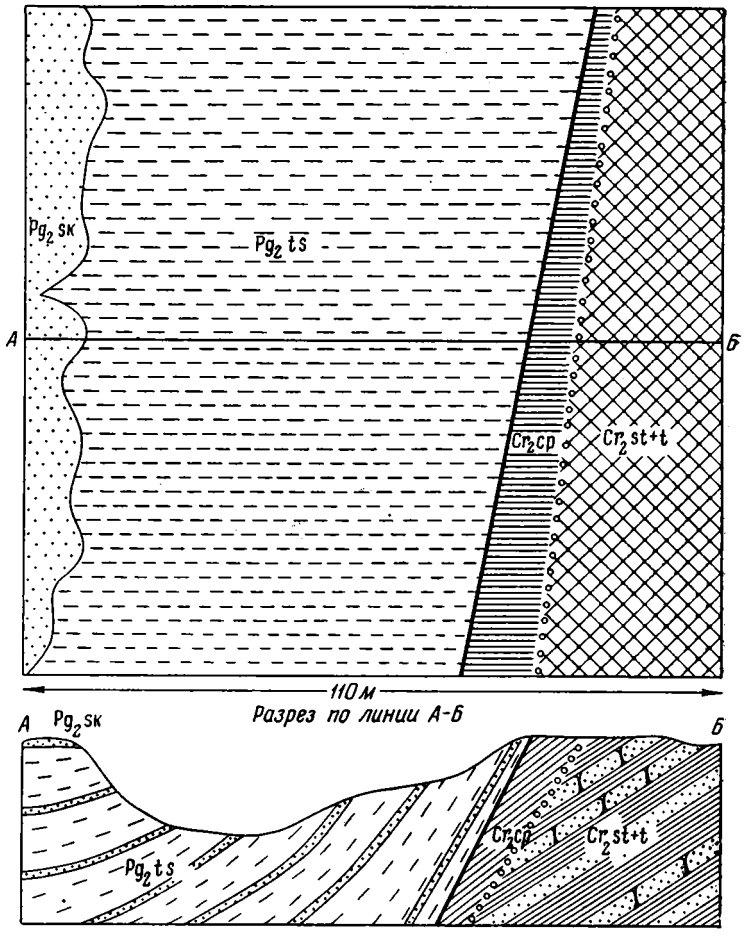
Фиг. 84. Схема строения Тастыбулакского разлома в 4 км к востоку от разъезда Тусплок



Фиг. 85. Схема строения Тасаранской горст-брахиантиклинали

1 — континентальный олигоцен; *2* — чеганская свита нижнего олигоцена; *3* — саксаульская свита верхнего эоцена; *4* — тасаранская свита среднего — верхнего эоцена; *5* — кампан; *6* — аккуурданская свита сантона; *7* — жиркиндекская свита турона; *8* — алтыкудукская свита верхнего альба; *9* — разломы. Разрез по линии А—Б дан вне масштаба

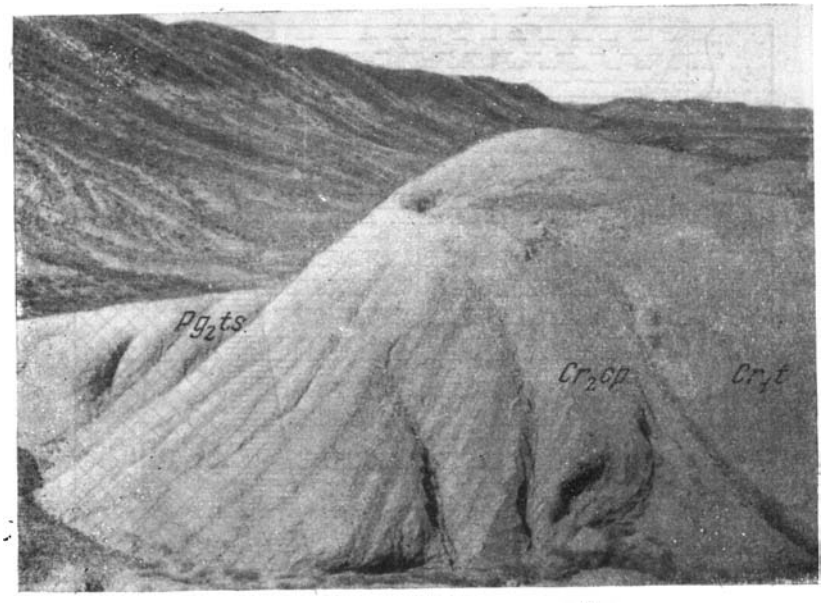
Наиболее древние породы, слагающие ядро брахиантиклинали, относятся к алтыкудукской свите верхнего альба. Их выход в длину равен 4,8 км, а в ширину 1,2 км (фиг. 85). Эти породы окаймлены узкой полосой пестроцветных отложений жиркиндекской свиты турона, которые залегают на верхнеальбских с ясно выраженным перерывом и, видимо, небольшим несогласием. Мощность свиты увеличивается на периклиналях структуры (на севере до 11 м, а на юге до 20 м), а в центральной части антиклинали уменьшается до 5 м на западо-северо-западном крыле и полностью срезается Тастыбулакским разломом на восточном. Здесь алтыкудукская свита верхнего альба приведена в контакт с чеганской свитой нижнего олигоцена. На юге и севере с перерывом и некоторым несогласием на жиркиндекскую свиту налегают континентальные породы аккуурданской свиты сантона мощностью до 15 м. К центральной части брахиантиклинали они полностью выклиниваются. На северной и южной периклиналях на породы аккуурданской, а в центральной части жиркин-



Фиг. 86. Схема строения западного дополнительного разлома Тасаранской горст-брахиантиклинали

декской свиты с перерывом и резким несогласием ложатся морские гипсоносные глины кампана с фосфоритовым слоем в основании. На восточном склоне горы Тасаран их мощность достигает 8,7 м. Подходя к Тастыбулакскому разлому, отложения кампана быстро уменьшаются в мощности и вскоре срезаются. Прослеживая кампанские глины вдоль дополнительного разлома, можно заметить, что с приближением к центру поднятия их мощность постепенно уменьшается и вскоре достигает 2—3 м. В центре поднятия местами сохраняется лишь один фосфоритовый слой, местами к нему добавляется пачка глин мощностью 0,5—2 м, иногда на небольшое расстояние (100—200 м) кампан выклинивается совсем. С приближением к южной периклинали кампанские отложения снова прослеживаются повсеместно, их мощность постепенно начинает возрастать, достигая на крайнем юге горст-антиклинали 6—8 м. К югу и северу меловые отложения в четко выраженных периклинальных окончаниях брахиантиклинали погружаются под тасаранские глины эоцена. Размеры брахиантиклинали по меловому ядру достигают: длинная ось — 6,8 км, короткая ось — 1,3 км. На южной и северной периклиналях слои верхних свит континентального мела наклонены под углами 6—8°.

Брахиантиклиналь имеет слабо асимметричное строение: несколько более крутое западное крыло и более пологое восточное. Углы падения

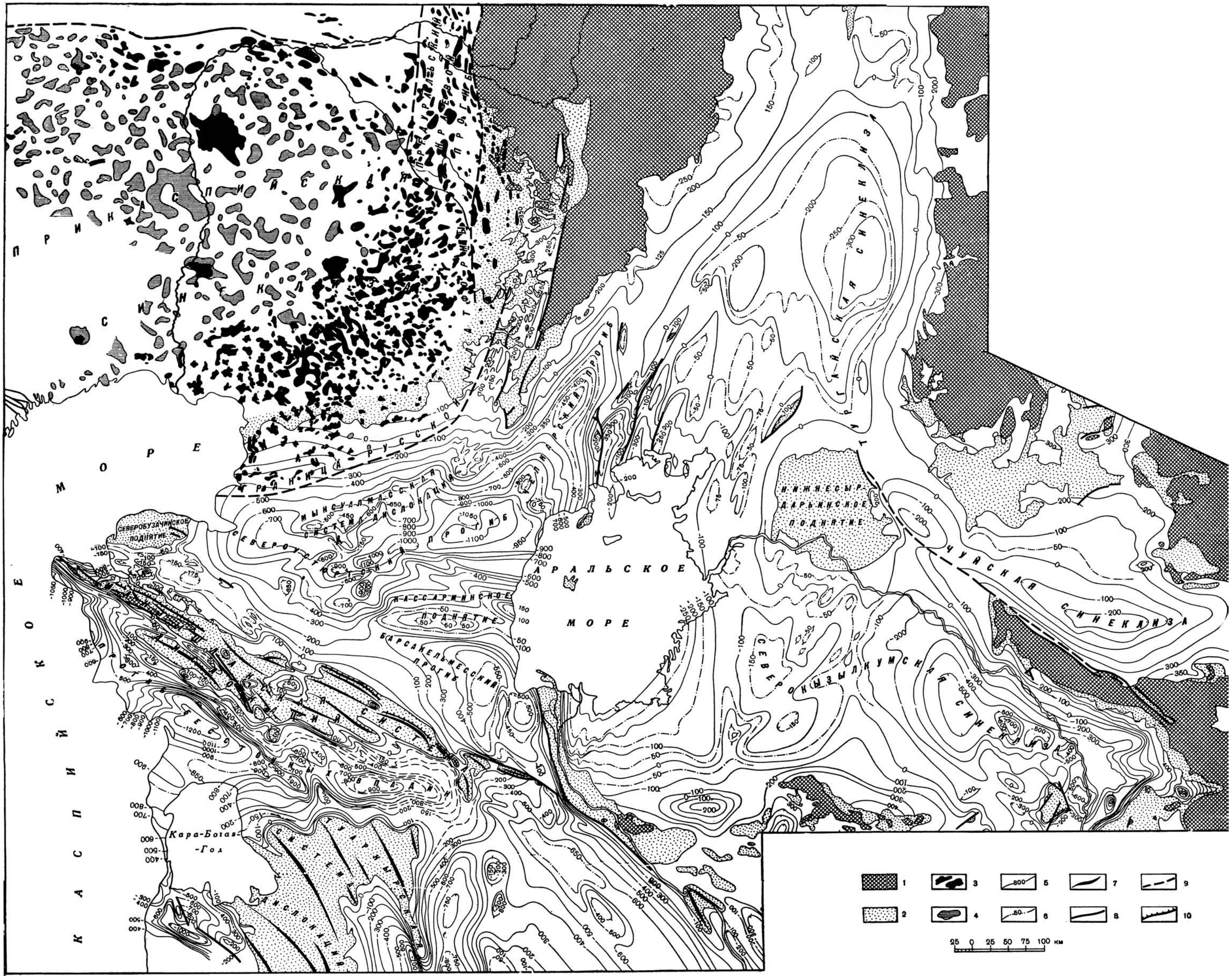


Фиг. 87. Западный дополнительный разлом Тасаранской горст-брахиантиклинали

в континентальных меловых отложениях восточного крыла достигают 5—20°. На западном крыле они равны 8—15°, а ближе к разлому увеличиваются до 28—30° и даже 50°.

Довольно хорошая обнаженность вдоль дополнительного разлома, проходящего у подножья горы Тасаран, позволяет во многих местах наблюдать его характер и поведение слоев близ него. В юго-западной части брахиантиклинали (фиг. 86) расстояние между крайней западной точкой выхода континентального мела и краем возвышенного плато (которое бронируется кварцитовидными песчаниками основания саксаульской свиты и протягивается вдоль разлома) равно всего 100—200 м. Здесь можно наблюдать, что слои верхней свиты континентального мела (аккуурданской) наклонены на запад под углом 6—8°. К ним прилегают втянутые в зону разлома и более круто наклоненные пластичные кампанские глины с фосфоритовым слоем в основании. Полоска их выхода (горизонтальное проложение) равна всего 6—10 м. Глины наклонены на запад под углами 26—28°. С запада они оборваны плоскостью сброса, падающей под углом 62°. Близ плоскости сброса кампанские глины сильно перемяты, имеют многочисленные зеркала скольжения, причем углы их падения увеличиваются до 30—32° и более. По плоскости сброса видны ожелезненные прослои песков, песчаников и глин. За сбросом обнажается полоса пород тасаранской свиты эоцена, в которых благодаря тонким прослоям песчаников хорошо заметна слоистость. Близ плоскости разлома слои тасаранских пород наклонены почти параллельно ей, но уже в 20—30 м западнее намечается уменьшение угла падения, а в низине у подножья столовой возвышенности, т. е. в 60—100 м от сброса, угол наклона слоев уменьшается до 32°. В обрывах возвышенности он равен всего 4—5°.

Далее к северо-северо-востоку, ближе к центральной части поднятия, угол падения слоев жиркиндекской свиты достигает 34°. На них резко несогласно налегает 1,5—2-метровая пачка круто наклоненных кампанских глин, которые сильно перемяты, имеют многочисленные зеркала скольжения и волнистую трещиноватость. Эта пачка кампанских глин, по-видимому, служила тем смазывающим материалом, по которому горст



Фиг. 88. Структурная карта по подошве палеогена (по кровле мела) Туранской плиты

(составили Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров и А. Е. Шлезингер; соляные структуры Прикаспийской синеклизы даны по материалам В. С. Журавлева)

1 — выходы пород складчатого фундамента на поверхность; *2* — мезозойские (главным образом меловые) отложения на поверхности или под покровом неогена; *3* — соляные структуры; *4* — соляные структуры по данным гравиметрии; *5* — стратоизогипсы подошвы отложений палеогена через 100 м; *6* — то же, дополнительные через 50 и 25 м; *7* — оси антиклиналей платформенного чехла; *8* — разломы; *9* — то же, погребенные; *10* — флексуры

меловых пород скользил вверх относительно опущенного крыла пород тасаранской свиты. Слои последней наклонены под углом 26° и быстро выполаживаются на запад в столовой возвышенности, в обрывах которой залегают под углами 1—2°.

В центре поднятия кампанские глины на поверхности в ряде мест не обнажены. Плоскость сброса имеет падение на запад под углом 58—70°. Слои континентального мела падают под углами 28—30° на запад, а у самой плоскости разлома до 50°. Слои тасаранской свиты близ разлома имеют наклон до 18—20°, который быстро, но постепенно, выполаживается к западу.

Еще дальше к северу, уже ближе к периклинальному окончанию поднятия вновь появляется 0,5—1-метровая полоса кампанских глин (к северу все более расширяющаяся). Слои континентального мела падают близ разлома под углом 10—12°. Глины кампана сильно перемяты близ плоскости сброса (угол наклона которой около 80°), падают почти вертикально и разбиты мелкими волнистыми трещинками. Породы тасаранской свиты задраны близ сброса под углом 40—45° (фиг. 87).

Как видно из описания, к югу от горы Тасаран развита горст-брахиантиклиналь, в строении которой основную роль играют ограничивающие ее разломы. Ясно выраженные несогласия между различными свитами континентального мела, верхнемеловыми и эоценовыми отложениями, уменьшение мощности свит и даже выклинивание отдельных горизонтов и свит к центру поднятия говорят о длительном развитии структуры.

Помимо описанных Тасаранской горст-брахиантиклинали и Аккуурданской брахиантиклинали, к северу и к югу от них в пределах Тасаранской антиклинали имеется ряд других менее изученных брахиструктур. Несогласное залегание в пределах Тасаранской антиклинали различных горизонтов палеогена на более древних горизонтах, присутствие в балке Аккуурдан в основании тасаранской свиты мелководной фации нуммулитовых известняков, более песчаный состав тасаранской и в особенности саксаульской свит по сравнению с соседними синклиналями, полное выклинивание отложений чеганской свиты почти на всем протяжении свода антиклинали и, наконец, заметный наклон слоев чаграйской свиты верхнего олигоцена свидетельствуют о постепенном длительном росте Тасаранской антиклинали в течение палеогена, а также о ее поднятиях и в послеверхнеолигоценовое время.

Кроме Тасаранской антиклинали, в пределах рассматриваемой антиклинальной зоны намечается еще ряд структур. На севере это — поднятие сопок Жибынынтау (Жаманшин). На юге, на п-ове Каратюп в отложениях чеганской свиты и континентального олигоцена намечается слабо выраженная и еще очень плохо изученная К а р а т ю п с к а я а н т и к л и н а л ь — самая южная структура Тасаранской антиклинальной зоны.

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ЮЖНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ АЯТСКОЙ ЗОНЫ

К востоку от Тасаранской антиклинали уже на продолжении Аятской зоны Урала лежит хорошо выраженная синклинальная полоса, названная А. Л. Яншиным (1953) Т у г у з с к о й с и н к л и н а л ь ю. Она выделяется широким развитием в ее пределах морских отложений нижнего олигоцена (чеганской свиты) и континентальных пород среднего и верхнего олигоцена. В ряде мест в осевой части синклинали сохранились наиболее молодые слои третичного разреза — аральская свита нижнего миоцена. Синклиналь простирается почти меридионально и параллельно Тасаранской структуре. Она четко улавливается на сейсмическом про-

филе вдоль линии железной дороги (см. фиг. 69). На этом профиле в районе Тасаранской антиклинали поверхность фундамента отбивается примерно на глубине 200 м, т. е. на абсолютной отметке 30—40 м, но немного восточнее ст. Тугуз, где проходит осевая линия синклинали, поверхность фундамента находится на глубине 800 м, и, следовательно, погружается до отметок —650 м.

С запада Тугузская синклиналь ограничена Тастыбулакским разломом. Слои олигоцена и нижнего миоцена, в центре синклинали залегающие практически горизонтально, но близ разлома испытывают воздымание. Так на безымянной горке, расположенной против горы Тасаран, пласты чаграйской свиты верхнего олигоцена падают на восток под углом до 8°. В других местах углы падения слоев олигоцена близ разлома колеблются от 5 до 10°. Восточное крыло синклинали более пологое и углы падения не превышают здесь 1—3°.

Синклинальное погружение А. Л. Яншиным было прослежено до горы Каванкулак, расположенной у почтовой дороги Челкар-Иргиз, в 13 км к юго-западу от последнего, т. е. на 220 км от берегов залива Паскевича. Е. П. Бойцова и др. (1955) продолжают эту синклинальную зону еще далее на север, в район юго-западного Тургая, где выделяют Кналыкульский прогиб. Таким образом, к востоку от Тасаранской антиклинальной зоны расположена равновеликая ей Тугузская синклинальная зона, основной структурой которой является Тугузская синклиналь. Как и в других синклинальных зонах периферии Мугоджар, ось Тугузской зоны по простиранию ундулирует и образует ряд самостоятельных синклиналей, разграниченных отдельными вздутиями и седловинами. В целом Тугузская синклинальная зона еще слабо изучена.

По наличию в ее осевой части чеганских слоев, отсутствующих на соседних антиклиналях, а также по присутствию и увеличению мощности здесь более молодых олигоценовых и миоценовых отложений можно судить о развитии структуры в конце палеогена и начале неогена. В ее пределах, так же как и в Челкарском прогибе, отчетливо обнаруживаются явные следы молодых четвертичных опусканий. В ее осевой части на значительных участках развиты современные аллювиальные отложения. В пределах таких широких аллювиальных равнин террасы балок, отчетливо прослеживаемые на соседних антиклиналях, погружаются под их тальвеги. Балки здесь блуждают и распадаются на мелкие рукава с едва врезанными в аллювий руслами.

Расположенные к востоку пески Малые Барсуки соответствуют ядру новой антиклинали (Яншин, 1951, 1953). Сам песчаный массив состоит из развеянных отложений саксаульской свиты верхнего эоцена. К югу антиклиналь Малых Барсуков затухает, что выражается в постепенном сужении в этом направлении выходов саксаульской свиты и одновременно полосы песков. Уже на п-ове Шубартарауз продолжение антиклинали четко не прослеживается. На севере антиклиналь не затухает, а продолжается дальше в пределы Тургайской впадины, где выделяется отвечающее ей Коныртюбинское поднятие с высоким залеганием всех свит морского палеогена. Восточное крыло антиклинали от залива Перовского по крайней мере на 30 км к северу оборвано разломом, по которому на один уровень приведены пески саксаульской свиты ее ядра и континентальные отложения среднего олигоцена ее опущенного крыла.

Восточнее антиклинали Малых Барсуков от залива Перовского на юге к району западнее ст. Чокусу прослеживается Чокусинская синклиналь. Она выполнена отложениями континентального олигоцена, выше которых на останцовых возвышенностях местами сохранились породы аральской свиты. Синклиналь, как и другие структуры периферии Мугоджар, асимметрична. Точно замеренные в обрывах залива

Перовского углы падения слоев морского палеогена восточного пологого крыла равны 1° 50′ (Яншин, 1953). Для пород среднего олигоцена они уменьшаются до 1° 35′ и для слоев аральской свиты до 1° 10′. Западное крыло более крутое: здесь углы падения морского палеогена, видимо, достигают 2—3°. На широте горы Айгырбайтал синклиналь упирается в намеченную здесь А. Л. Яншиным широтную Айгырбайтальскую флексуру с опущенным южным и приподнятым северным крылом.

Вдоль западного берега п-ова Коктурнак намечается брахиантиклиналь, названная А. Л. Яншиным (1953) Тастюбекской. В ее своде на поверхность выходят отложения тасаранской свиты эоцена. Простирание брахиантиклинали почти меридиональное (азимут 5—6°).

В центре п-ова к югу от гор Кучоку расположено Кучокинское брахиантиклинальное поднятие, в ядре которого выходят глины тасаранской свиты. Во все стороны они погружаются под отложения саксаульской свиты. Интересно отметить, что сводовые части даже этих небольших поднятий довольно точно совпадают с относительными максимумами силы тяжести.

На этом я кончаю описание известных в настоящее время на периферии Мугоджар унаследованных структур. Юго-запад рассматриваемой территории (см. фиг. 1, 2) занимает участок Северо-Восточного Устюрта, который является небольшой частью обширного Североустюртского прогиба. Строение этого района я не описываю, так как он принадлежит иной структурной зоне.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

На продолжении к югу Урало-Тобольской зоны, в значительной степени консолидированной еще в докембрии, в мезо-кайнозойском чехле развит широкий наложенный Челкарский прогиб. На продолжении антиклинорных и синклинорных структур остальных зон Урала, основная складчатость которых произошла в верхнем палеозое, в платформенном чехле распространены линейно вытянутые унаследованные дислокации.

Для тех дислокаций периферии Мугоджар, для которых фактический материал позволяет сопоставить палеозойскую и мезо-кайнозойскую структуры, довольно отчетливо выступает унаследованный план их расположения (за исключением наложенного Челкарского прогиба).

Из сравнения геологической карты палеозойского фундамента с геологической и структурной картами чехла Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье видно довольно точное совпадение осевых линий древней и молодой структур. Совпадение однозначных структур платформенного чехла и фундамента можно наблюдать на геологическом разрезе II—II через Западное Примугоджарье: Ащисайская и Батпаккульская синклинали вложены в синклинальные структуры палеозоя, Кумжарганской и Коскульской антиклиналям соответствуют антиклинальные структуры фундамента. По геологическому строению Чушкакульской антиклинали довольно хорошо видна ее общность с погребенным Жамантауским антиклинорием Мугоджар. Над наиболее прогнутыми участками палеозойской Берчогурской синклинали расположены зоны наибольшего погружения мезо-кайнозоя.

Структуры платформенного чехла, лежащие на южном погружении Уральской складчатой системы, расположены на продолжении той или иной крупной тектонической зоны Урала. Однако они не наследуют структурное развитие геоантиклинальных или геосинклинальных зон в целом, а наследуют более частные палеозойские структуры, имеющие характер антиклинориев или синклинориев. Так, в разрезах левобережных притоков Ори видно, что западная часть зоны Уралтау представляет собой

сложный антиклинорий, на погружении которого в мезо-кайнозойских отложениях возникает унаследованная Кокпектинская антиклинальная зона. Скважины, вскрывшие палеозойские породы в пределах этой зоны, также показывают сложное строение палеозоя (крутые углы падения до 70—80°, а часто и вертикальное залегание слоев). Мезо-кайнозойской антиклиналью наследуется только общая антиклинальная структура палеозоя. Отдельные частные складки в чехле не получают отражения. Хорошо видно в разрезах через Берчогурскую синклиналь, что в платформенном чехле возникла широкая синклинальная структура, наследующая палеозойскую Берчогурскую синклиналь в целом, а отдельные более частные складки (хотя их амплитуды достигают 250—300 м) совсем не чувствуются в строении чехла.

Структуры периферии Мугоджар характеризуются следующими общими морфологическими чертами.

1. Они прежде всего выделяются четко выраженной линейностью, образуя антиклинальные и синклинальные зоны, вытянутые на 150—400 км при ширине 15—30 км.

2. Намечается явное соответствие по величине (равновеликость) положительных и отрицательных структур.

3. Антиклинальные и синклинальные зоны обладают ярко выраженным асимметричным строением. Все антиклинали, лежащие к западу от Челкарского прогиба, имеют крутые западные крылья и пологие восточные. Углы падения слоев верхнего мела к западу достигают 15—40°, а к востоку обычно не превышают 1°, реже 2°. Синклинальные структуры, естественно, имеют обратную асимметрию. Большинство антиклинальных структур (кроме Карачулакской и Кособинской), расположенных к востоку от Челкарского прогиба, имеют, наоборот, крутые восточные и пологие западные крылья. Углы падения слоев палеогена на первых достигают 25°, а на вторых не превышают 1°. Сопряженные с ними синклинали, соответственно, обладают обратным асимметричным строением.

4. Почти все структуры со стороны крутого крыла оборваны продольными разломами, которые в большинстве случаев сопровождают их на всем протяжении. По своему типу они обычно являются взбросами или крутыми надвигами. Разломы играют ведущую роль в образовании унаследованных структур.

5. Однако унаследованные тектонические формы возникли не только благодаря разломам. Для них также характерно наличие ясно выраженных замковых перегибов. Во многих местах непосредственно в обнажениях можно наблюдать своды антиклиналей. Следовательно, во всех случаях образования унаследованных структур значительная роль принадлежит пликативному изгибу слоев.

6. Антиклинальным и синклинальным зонам периферии Мугоджар присуща ундуляция осей по простиранию, нередко сопровождающаяся кулисообразным подставлением одних структур другими. В результате этого зоны распадаются на отдельные антиклинали и синклинали, а те в свою очередь на более мелкие брахиантиклинали и брахисинклинали.

7. Для всех структур периферии Мугоджар характерно постепенное погружение и затухание к югу: в этом направлении уменьшается амплитуда структур, затухают сопровождающие их разломы; все антиклинали обладают хорошо выраженным южным периклинальным замыканием, в то время как к северу они остаются часто открытыми и т. д.

Обращаясь к палеозойским структурам Мугоджар, на продолжении которых к югу расположены унаследованные дислокации платформенного чехла, можно заметить, что в морфологии тех и других имеется много общих черт. Для палеозойских антиклинориев и синклинориев Урала характерна линейность и большая протяженность. Все они асимметричны.

Эта черта исключительно точно унаследуется структурами платформенного чехла. И структуры фундамента и структуры чехла имеют однонаправленную асимметрию, одинаковое направление наклона плоскостей складок. Расколы, сопровождающие унаследованные структуры, в большинстве своем продолжают разломы открытых участков палеозойских пород. И те и другие продольны, приурочены к крутым крыльям структур, носят характер взбросов и крутых надвигов.

Таким образом, платформенные структуры периферии Мугоджар унаследуются не только в тектоническом плане, но также по форме и знаку движения. Структуры периферии Мугоджар разнообразны по морфологии.

Кокпектинская антиклиналь характеризуется западным наклоном осевой плоскости, более крутым западным и пологим восточным крыльями, продольным разломом вдоль западного крыла, ясными периклинальными замыканиями. Подобную морфологию имеют Намазтауская, Кособинская и, видимо, Карачулакская антиклинали.

Жаксыбуташская антиклиналь, наоборот, отличается наклоном осевой плоскости к востоку, более крутым восточным и пологим западным крыльями, продольным разломом вдоль восточного крыла, но также имеет отчетливые периклинальные окончания. Сходные черты строения имеют Тасаранская антиклиналь и поднятие Малых Барсуков.

Теректысайская антиклиналь характеризуется асимметричным строением (крутое западное, пологое восточное крылья; наклон осевой плоскости на запад), отсутствием разлома в платформенном чехле, четкими периклинальными замыканиями. Близкой морфологией обладает Изембетская, Ильинская, Каиршактыкульская антиклинали, структуры Бакыртауской группы, Куландинская антиклиналь, ряд брахиантиклиналей Чушкакульской зоны и др.

Особняком стоит Чушкакульская структура, имеющая чрезвычайно сложное строение. Она состоит из ряда параллельных асимметричных поднятий, осложненных в ряде случаев разломами и многими брахиструктурами. Подобных других структур на периферии Мугоджар нет. Отдельные ее составные части можно сравнить с некоторыми структурами периферии Мугоджар. Актумсукская антиклиналь имеет вид структурного носа. Такую же форму имеет ряд антиклиналей низовьев Маннысая и Чегана.

Среди более мелких морфологических форм выделяются структуры Каиршактыкульской группы, для которых характерны небольших размеров асимметричные брахискладки без разлома, с четкими периклинальными замыканиями. К ним примыкают антиклинали п-ова Коктурнак. Среди подобного размера структур особняком стоит Тасаранская горст-брахиантиклиналь.

Глава VII

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ДРУГИХ РАЙОНОВ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ УНАСЛЕДОВАННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Наибольшее количество материалов о взаимоотношении структур платформенного чехла и складчатого фундамента получено к настоящему времени по району Примугоджарья. Однако и по другим участкам Туранской плиты имеются данные подобного рода.

К югу и юго-западу от области унаследованных дислокаций периферии Мугоджар хорошо выраженные структуры платформенного чехла развиты в районе Северного Устюрта и п-ова Бузачи. Еще более резкая система молодых дислокаций (Мангышлакская зона) протягивается от п-ова Мангышлак на западе через весь центральный Устюрт до низовьев Аму-Дарьи. К юго-востоку от залива Кара-Богаз-Гол расположена группа унаследованных структур, связанных общностью морфологии и истории развития — Туаркырская система дислокаций. Еще далее к востоку от района Бухары вдоль течения Аму-Дарьи на северо-запад протягивается Приамударьинская система дислокаций.

Морфология, история геологического развития перечисленных выше структур, геофизические данные, в ряде случаев прямые наблюдения над взаимоотношением их расположения со строением фундамента — все это говорит об их унаследованном характере. Ниже мы несколько подробнее остановимся на описании некоторых унаследованных структур Туранской плиты.

МАНГЫШЛАКСКАЯ СИСТЕМА ДИСЛОКАЦИЙ

На п-ве Мангышлак уже давно была известна сложная субширотная (288°) система дислокаций (Андрусов, 1911, 1915; Баярунас, 1915, 1928, 1931; Жуков, Марочкин и Мокринский, 1940; Алексейчик, 1941; и др.). На востоке она уходит под броню неогеновых пород плато Устюрт, но по их повышенному залеганию может быть прослежена дальше на востоко-юго-восток до низовьев Аму-Дарьи (Луппов, 1946; Яншин, 1948).

Материалы бурения, проведенного в последнее время на плато Устюрт, показывают, что в пределах этой полосы дислокаций непосредственно под неогеном залегают породы нижнего и верхнего мела, в то время как к северу и югу от нее между меловыми и неогеновыми отложениями появляются мощные толщи пород палеогена. К западу мангышлакские структуры скрываются под водами Каспийского моря и, судя по данным морских сейсморазведочных работ, быстро затухают.

На севере Мангышлакская зона дислокаций довольно резко обрывается по линии, проходящей от урочища Айбугир на востоке до южной части п-ова Бузачи. К северу от этой линии ее четкие складки сменяются пологими спокойными структурами Северного Устюрта. Южная граница Мангышлакской системы дислокаций имеет извилистый вид (фиг. 88), который обусловлен кулисообразным расположением складок этой системы, погружающихся в сторону расположенного южнее прогиба бессточных впадин.

Мангышлакская система дислокаций состоит из ряда антиклинальных и синклинальных зон, линейно вытянутых на расстояние 100—200 км. По простиранию шарниры этих зон ундулируют, в результате чего в их пределах возникает серия брахискладок различных размеров. В западной части Мангышлакской системы дислокаций линии складок имеют простирание, общее с направлением всей системы (288°). В ее восточной части наблюдается отклонение антиклинальных и синклинальных зон на юго-юго-восток на 15—20° от общего мангышлакского простирания. Все зоны складок, находящиеся в пределах Восточного Мангышлака и плато Устюрт, расположены кулисообразно и имеют простирание 303—308°.

Породы складчатого фундамента Мангышлака, сложенные пермотриасовым каратауским комплексом, в наиболее приподнятых частях сводов ряда антиклиналей выходят на поверхность, а на периферии этих сводов вскрыты несколькими скважинами. Наиболее крупные выходы образуют хребты Каратаушик, Западный Каратау и Восточный Каратау. Каратауский комплекс представлен толщей переслаивающихся песчаников, сланцев, конгломератов, реже известняков общей мощностью до 8300 м (Шлезингер, 1959). По возрасту эти отложения охватывают верхнюю пермь, нижний триас, средний и частично, по-видимому, верхний триас. Породы комплекса по своей формационной принадлежности относятся к молассовым толщам межгорного прогиба герцинской складчатой области.

На западе, близ меридионального прогиба Каспийского моря, среди каратауского комплекса имеются свиты морских глинистых сланцев (даже известняков), но дальше к востоку весь его разрез приобретает типичный молассовый характер. По геофизическим расчетам, породы, обладающие такой же физической характеристикой, как и каратауский комплекс, имеют на Мангышлаке мощность не менее 14 000 м и, по-видимому, в нижней своей части относятся к верхнему, возможно, среднему карбону.

В хребтах Каратау каратауский комплекс пород смят в сложную систему линейно вытянутых складок, которые расположены кулисообразно. Простирание большинства складок не совпадает с общим направлением оси Мангышлакской складчатой системы и образует с ним угол 15—20°. Такое диагональное их расположение связано, по-видимому, со сдвиговыми движениями. Эти складки асимметричны. Антиклинали имеют более крутые (45—85°), местами даже опрокинутые южные крылья и более пологие (30—60°) северные крылья. Большую роль в тектонике каратауского комплекса играют разломы. Наибольшей амплитуды (до нескольких тысяч метров) достигают продольные разломы, имеющие тип крутопадающих надвигов. Поперечные разрывы, представляющие крутые взбросы и сбросы, имеют значительно меньшую амплитуду (несколько сотен метров).

Породы лежащего выше платформенного чехла образуют ряд антиклинальных и сопряженных с ними синклинальных зон.

В центральной части п-ова Мангышлак развита Каратауская мегантиклиналь, вытянутая по азимуту 280—290° на расстояние около 200 км. В ее ядре обнажены породы каратауского комплекса, которые последовательно обрамлены полосами развития отложений юры, мела и палеогена. Мегантиклиналь асимметрична: близ оси структуры углы падения пород

южного крыла достигают 30—40°, северного крыла 20—30°. При удалении от оси происходит выполаживание слоев и уже в пределах хребтов Актау, образованных моноклинально падающими породами верхнего мела на крыльях Каратауской мегантиклинали, их наклон обычно не превышает 5—10°. Южное крыло осложнено многочисленными разрывными нарушениями типа взбросов с амплитудой по кровле пермо-триаса до 400 м. На северном крыле они, вероятно, имеют меньшую роль — здесь прослеживается только две флексуры. Шарнир Каратауской мегантиклинали по простиранию ундулирует, в результате чего образуются отдельные вздутия с массивами каратауских пород в центре.

Как видно из поперечных профилей, проведенных через Западный и Восточный Каратау (фиг. 89), мезо-кайнозойской Каратауской мегантиклинали в целом отвечает также антиклинальная структура складчатого пермо-триасового комплекса.

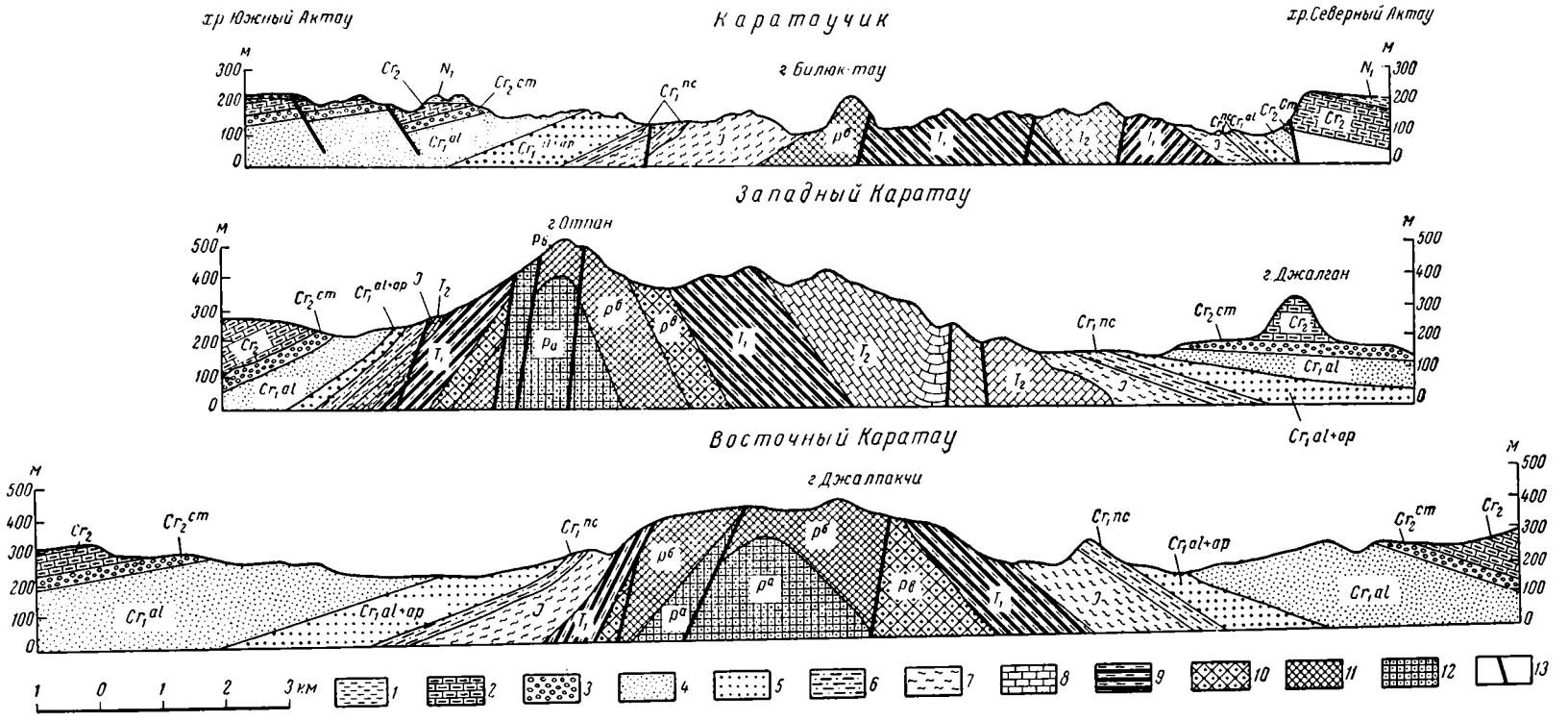
На непосредственном продолжении к северо-западу наиболее крупных частных антиклинальных складок каратауского комплекса (Отпанской и Бесчокинской) в мезо-кайнозойском чехле развиты соответственно Торыш-Мурзатайская и Карадинрменская антиклинали. Они так же, как и складки каратауского комплекса, отклоняются от простирания Каратауской мегантиклинали на 20°. Эти антиклинали имеют вид структурных носов, в основании которых обнажены отложения юры, а на северо-западных периклиналях — породы верхнего мела. Обе антиклинали имеют асимметричное строение: более крутое северное крыло (углы падения 15—17°) и пологое южное (8—10°). Таким образом, описанные структуры наследуют частные складки пермо-триасового фундамента.

К западу от Каратауской мегантиклинали на продолжении ее оси, отделяясь глубоким погружением шарнира, расположена Тюбкараганская антиклинальная зона, состоящая из ряда более мелких брахиантиклиналей. Северное ее крыло осложнено продольным сбросом с амплитудой в отложениях нижнего мела до 180 м, а по поверхности пермо-триаса до 400—500 м. Она также асимметрична с более крутым южным крылом (углы падения в меловых слоях до 27—32°) и пологим северным (до 10°). В своде Тюбеджикской антиклинали породы пермо-триаса вскрыты бурением на глубине 850 м, к северу их поверхность быстро погружается до 1600 м, а к югу — до 2500 м. Породы вскрытой здесь наиболее молодой части разреза фундамента (акмышской свиты среднего — верхнего триаса) сильно дислоцированы и имеют углы падения до 70—80°.

К северу от Каратауской мегантиклинали расположена Северомангышлакская зона антиклиналей, а к югу, отделяясь синклинальной полосой,— Бекебашкудукская антиклинальная зона. Последняя вытянута более чем на 200 км. В ее своде выходят породы юры, под которыми на глубине 500 м обнаружены породы долнапинской свиты верхней перми с углами падения 60—70°. Пологий, но четко выраженный свод к крыльям сменяется асимметричным погружением слоев: на северном крыле в меловых отложениях углы падения не превышают 6—8°, на южном — достигают 30—35°. Южному флексурообразному крылу по поверхности пермо-триаса соответствует сброс амплитудой до 300 м (Димаков, 1957).

В пределах Восточного Мангышлака и плато Устюрт выделяется ряд кулисообразно подставляющих друг друга антиклинальных и синклинальных зон. Направление этих зон так же, как и большинства составляющих их отдельных структур, отклоняется от общего простирания Мангышлакской системы дислокаций на 15—20° к юго-востоку.

Здесь выделяются антиклинальные зоны: Тумгачинская, Карашекская, Карамаинско-Музбельская, Тузбаирская, Карабаурская, Каратюбинская, Айбугирская и др. (фиг. 90). Они разделены сопряженными синклинальными зонами. Упомянутые зоны представляют собой линейно вытянутые структуры длиной 100—200 км. Они имеют асимметричное



Фиг. 89. Поперечные геологические разрезы через Каратаучик, Западный и Восточный Каратау (составлены по материалам В. В. Мокринского)

1 — миоцен; *2* — верхний мел (без сеномана); *3* — сеноман; *4* — альб; *5* — альб и апт; *6* — неоком; *7* — юра; *8* — средний триас; *9* — нижний триас; *10* — долланинская свита верхней перми; *11* — отпанская свита верхней перми; *12* — биркутская свита верхней перми; *13* — разломы

строение, причем крутое крыло нередко осложнено разломом или флексурой, переходящей на глубине в разлом. Все структуры обладают ясно выраженным сводом и перегибом слоев. Их шарниры по простиранию ундулируют, образуя отдельные брахискладки. Обычно хорошо видны периклинальные замыкания структур.

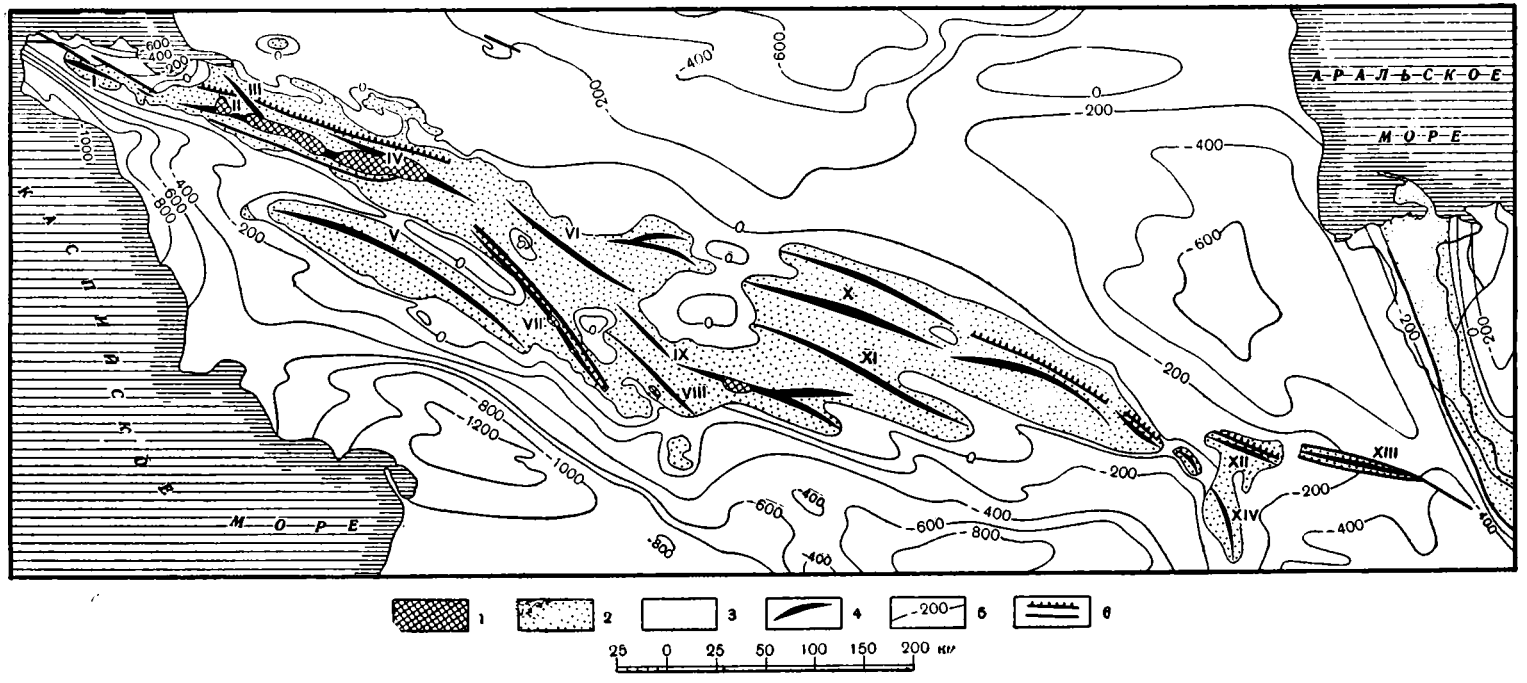
В пределах расположенной к востоку от Каратауской мегантиклинали Тумгачинской антиклинальной зоны выделяется Тумгачинская антиклиналь. В центральной части она сложена юрскими и нижнемеловыми осадками, а в районе гор Тумгачи и Кунабай наблюдаются выходы каратауского комплекса пород (долнапинской и отпанской свит перми). На обоих погружениях антиклинали, в районе гор Тюесу и урочища Беласкан, развиты верхние части разреза этого комплекса (акмышская свита среднего и верхнего триаса). Аналогичное явление наблюдается на Карамаинской антиклинали. Отмеченные взаимоотношения указывают на унаследованный характер развития этих антиклиналей в послетриасовое время.

Во всех структурах отмечается упрощение их строения по мере перехода к более высоким горизонтам. В особенности слабой дислоцированностью характеризуются неогеновые породы. Однако все основные структурные элементы, выявленные в юрско-палеогеновом комплексе пород, в сглаженном виде проявляются в неогеновом покрове. Углы наклона слоев здесь обычно не превышают 1—2° и лишь на крутых флексурообразных крыльях и флексурах достигают 5°. Следует отметить, что структуры района в основных чертах находят прямое отражение в современном рельефе плато Устюрт.

Об унаследованности антиклинальных зон говорят и данные геофизики. Поверхность отложений пермо-триаса и прослеживающиеся в них отражающие площадки воздымаются к антиклиналям, но на их сводах в силу большой дислоцированности пород совсем исчезают. Граничные скорости преломленных волн, в своде антиклиналей связанные, очевидно, с еще более древними породами пермо-триаса, имеют бо́льшее значение (5300—5800 м/сек), чем на крыльях (5000—4800 м/сек) (Дьяков, 1957, 1959; Коган, 1959).

Аномалии силы тяжести удовлетворительно совпадают с антиклинальными и синклинальными зонами: первым соответствуют относительные максимумы, вторым — минимумы, причем во многих случаях они отражают даже кулисообразное расположение структур. Проведенный А. И. Димаковым сейсморазведочный профиль вкрест простирания структур Восточного Мангышлака показал, что поверхность пермо-триаса довольно точно повторяет изгибы более высоких слоев. А. И. Димаковым в Саускан-Бостанкумской синклинали внутри пермо-триасовых отложений был получен преломляющий горизонт «Т», который рисует синклинальное погружение в пределах синклинали и, немного воздымаясь, исчезает к антиклинальным структурам.

В. В. Мокринский (1952) высказал мнение о том, что пермо-триасовые структуры Мангышлака пересекаются среднеюрскими, а последние более молодыми складками, которые приобрели прежнее «пермо-триасовое» простирание. Из изложенного выше материала видно, что в действительности такого пересечения не было. Мезо-кайнозойские отложения образуют единый структурный этаж, дислокации которого наследуют структуры пермо-триасового фундамента. В западной части Мангышлакской системы дислокаций наследуются как крупные основные структуры, имеющие общемангышлакское направление (288°), так и большинство частных складок более низкого порядка, простирающихся по азимуту в 303—308°. В восточной части Мангышлакской зоны эти простирания совпадают. Представление о пересечении разновозрастных дислокаций Мангышлака сложилось у В. В. Мокринского в связи с тем, что им сопоставлялись структурные элементы разных порядков. Например, отдельные



Фиг. 90. Схема основных структур Мангышлакской системы дислокаций (по А. Е. Шлезингеру)

1 — выходы пород каратауского комплекса на поверхность; *2* — площади отсутствия палеогеновых отложений; *3* — палеогеновые отложения; *4* — оси антиклинальных зон; *5* — стратоизогипсы по кровле мела; *6* — разломы и флексуры. Антиклинальные зоны: *I* — Тюбкараганская, *II* —Каратауская, *V*— Беке-Башкудукская, *VI* — Тузбаирская, *VII* — Тумгачинская, *VIII* — Карашекская, *IX* — Карамаинско-Музбельская, *X* — Карабаурская, *XI* — Каратюбинская, *XII* — Безымянная, *XIII* — Айбугирская, *XIV* — Шорджинская. Антиклинали: *III* — Торыш-Мурзатайская, *IV* — Карадирменская

складки пермо-триасового комплекса хребтов Каратау сопоставлялись им не с однозначными структурами чехла, расположенными на их продолжении, а со структурой значительно более крупной — Каратауской мегантиклиналью.

Структуры Мангышлакской зоны дислокаций обладают большинством морфологических черт, отмеченных для структур периферии Мугоджар, но многие из них еще более резко выражены. Сами структуры Мангышлакской зоны значительно более резкие. Они характеризуются четкой линейностью, которая еще более подчеркивается тем, что они более узкие, чем примугоджарские. Структуры Мангышлакской зоны характеризуются еще более крутым перегибом в замке и более четко выраженным сводом, чем структуры периферии Мугоджар. Для них характерен больший наклон слоев на крыльях: углы падения в меловых породах достигают 45—85°. Местами их крылья имеют даже запрокинутое залегание. Большинство структур сопровождается на крыльях разломами или флексурами, но здесь значительно в большей степени, чем на периферии Мугоджар, выступают пликативные изгибы и складки. Важно отметить, что в Мангышлакской зоне дислокаций часто наследуются не только крупные структуры фундамента типа антиклинориев и синклинориев, но и отдельные наиболее крупные его складки.

Описанные выше дислокации развились в пределах площади распространения сильно дислоцированных пород пермо-триаса, выполняющих глубокий Мангышлакский межгорный прогиб и претерпевших в конце герцинского цикла (в триасе) интенсивную складчатость. В Мангышлакской зоне развиты более интенсивные унаследованные дислокации, чем на периферии Мугоджар. Это можно объяснить различием складчатого фундамента обоих районов. В первом районе породы фундамента претерпели основную складчатость в самые поздние стадии герцинского тектогенеза (средний и даже начало верхнего триаса), а во втором — значительно раньше (в верхнем карбоне — нижнем триасе).

ТУАРКЫРСКАЯ СИСТЕМА ДИСЛОКАЦИЙ

К востоку и юго-востоку от залива Кара-Богаз-Гол расположена Туаркырская система дислокаций. Она состоит из ряда кулисообразно расположенных антиклинальных линий, разделенных синклинальными зонами. Таких линий насчитывается около десяти; наиболее крупными из них являются (с запада на восток): Кемальская, Туаркырская, Кумсебшенская, Карашорская. Все они ориентированы с северо-запада на юго-восток (см. фиг. 88). Для характеристики этой системы дислокаций остановимся подробнее на наиболее крупной и хорошо изученной Туаркырской антиклинали.

Туаркырская антиклиналь, строение которой описано Н. П. Луппо-вым (1957), расположена к юго-востоку от залива Кара-Богаз-Гол по азимуту 320—340°. Широкое ядро антиклинали сложено средне- и нижнеюрскими отложениями, среди которых в нескольких местах обнажаются породы нижнетриасового, пермского и среднепалеозойского возраста. Крылья антиклинали и ее периклинальные замыкания образованы отложениями верхней юры, нижнего и верхнего мела. По выходу юрских пород антиклиналь имеет длинную ось, равную 120 км, и короткую 20—25 км. Ядро поднятия построено сложно. Юрские отложения образуют до четырех брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок. Эти структуры обычно сопровождаются нарушениями типа сбросов и взбросов. В присводовой части Туаркырской антиклинали с северо-востока проходит крупный разлом типа взброса, имеющий амплитуду смещения в 300—400 м и рассекающий почти всю антиклиналь. Углы падения пластов верхней юры, нижнего и верхнего мела на крыльях структуры достигают 12—20°

в более древних слоях и до 2—5° в более молодых. На отдельных участках наблюдаются наклоны слоев до 30—60°, связанные с флексурами.

В ядре мезозойской антиклинали в ряде мест обнажены доюрские породы фундамента. Наиболее древние среднепалеозойские отложения выходят вдоль северо-восточного края цепи Кызылкия и в 1 км к востоку от колодцев Туар. В первом районе они представлены толщей глинистых и кремнистых сланцев и кварцитов, пересеченных кварцевыми жилами и прорванных интрузией габбро. Во втором районе обнажены кремнистые и глинисто-серицитовые сланцы, склеропелиты, порфириты и другие породы. Эти породы сильно дислоцированы, имеют крутые наклоны (не менее 70°) на северо-восток. Их простирание совпадает с простиранием всей структуры. К юго-западу от среднепалеозойских пород в горах Кызылкия обнажаются терригенные отложения аманбулакской свиты перми и тесно связанные с ними осадки нижнего триаса. Они образуют четкое юго-западное крыло палеозойской антиклинали. Слои пород этого возраста имеют тоже северо-западное простирание и падают на юго-запад под углами 25—50°, реже 70—80°. На фоне общего юго-западного крыла, уже в районе контакта с юрскими отложениями, в породах пермо-триаса возникает небольшая приразломная синклиналь с нижним триасом в ядре, с более крутым (до 80°) юго-западным крылом и более пологим (40—45°) северо-восточным. Вся толща пермских и нижнетриасовых пород нарушена многочисленными разрывами. На северо-востоке выхода доюрских пород прослеживается разлом, имеющий характер взброса или крутопадающего надвига, по которому доюрское ядро надвинуто на запрокинутые слои юрских отложений.

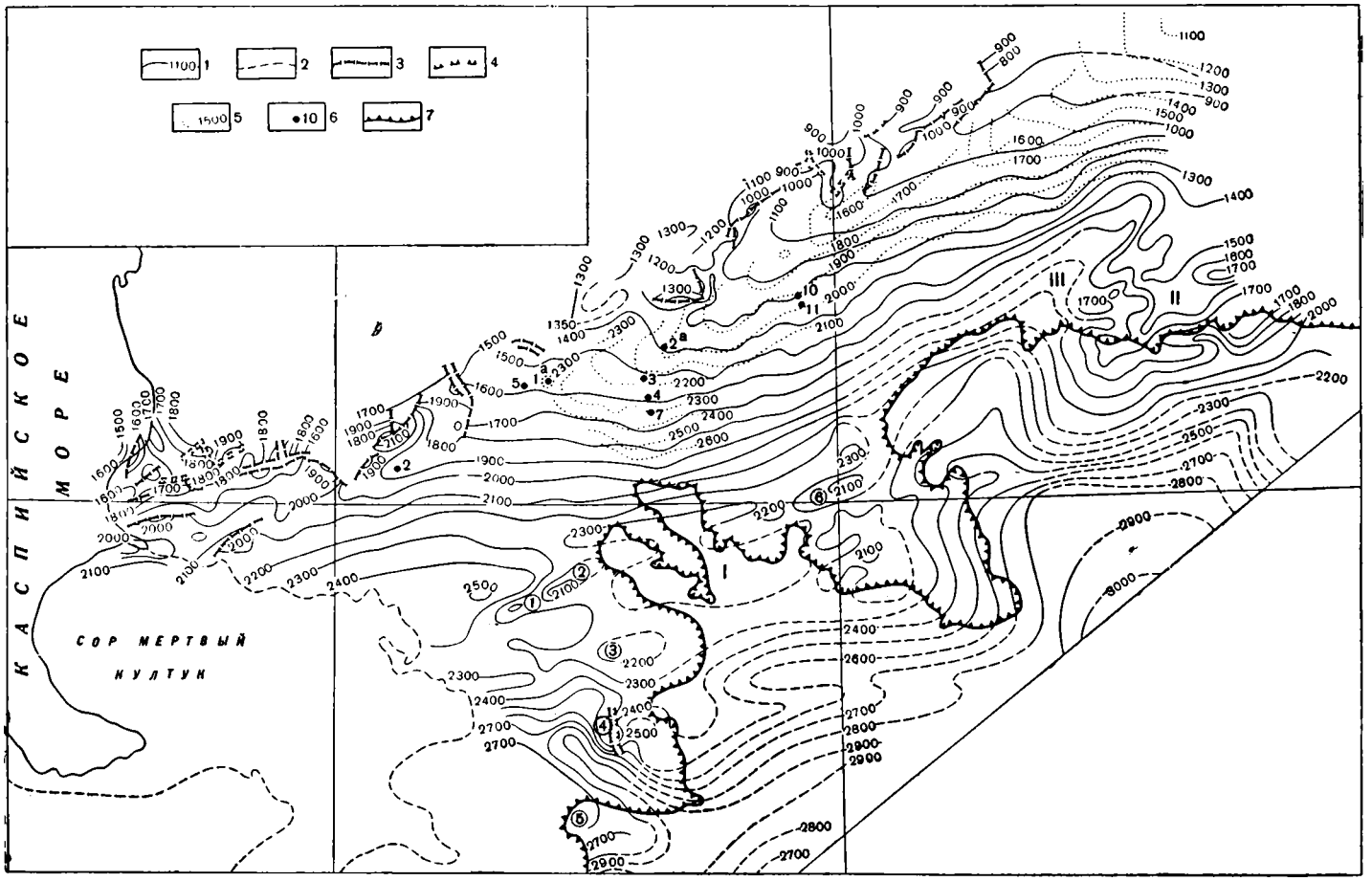
Как видно из описанного, в сводовой части мезозойской антиклинали вырисовывается ядро и юго-западная половина сложной палеозойской структуры типа антиклинория. Проведенное в недавнее время бурение показало, что к северо-востоку от среднепалеозойского ядра антиклинория под юрскими отложениями вскрываются породы нижнего триаса, т. е. северо-восточное крыло палеозойского антиклинория. Таким образом, не только выход древних пород палеозоя в ядре мезозойской антиклинали, но и антиклинорная палеозойская структура, свод которой совпадает со сводом меловой антиклинали, говорят об унаследованности Туаркырского поднятия. Об этом же, по-видимому, свидетельствует и точное совпадение с мезозойской структурой положительной аномалии силы тяжести.

Структуры Туаркырской системы дислокаций по своей морфологии несколько менее резко выражены, чем структуры Мангышлака. Они более широкие, более расплывчатые. Однако, по сравнению с другими дислокациями Туранской плиты, они наиболее близки к мангышлакским.

МЫНСУАЛМАССКАЯ СИСТЕМА ДИСЛОКАЦИЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ УСТЮРТ)

Сейсморазведочными работами конторы «Казнефтегеофизика» в районе Северо-Западного Устюрта был установлен ряд структур. Наиболее четко выраженная система дислокаций, которую по урочищу Мынсуалмас можно назвать Мынсуалмасской, протягивается от берегов сора Мертвый Култук на востоко-северо-восток и заканчивается в районе, где чинки Устюрта меняют свое простирание на почти меридиональное в урочище Токсанбай (фиг. 91). Далее к востоку эта система дислокаций ограничена почти меридиональной Замстанской синклиналью, которая отделяет ее от широтной Аксайской антиклинали.

Среди Мынсуалмасской системы дислокаций наиболее четко выделяется Кумтюбинская антиклинальная линия, вытянутая более чем на 110 км и состоящая из ряда антиклиналей (с запада на восток): Букенской,



Фиг. 91. Условные обозначения см. на стр. 255

Кумтюбинской и Чагырлинской. По III опорному отражающему горизонту (подошва неокома) эти структуры имеют длину 10—30 км при ширине до 5—10 км. Амплитуда поднятий по этому горизонту достигает 100—200 м. В несколько более ослабленном виде они ощущаются и по более высокому I отражающему горизонту (кровля мела). Описываемые структуры изучены еще весьма слабо.

СЕВЕРОБУЗАЧИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Всю центральную и северную часть п-ова Бузачи занимает крупное Северобузачинское поднятие. В его своде под четвертичными отложениями выходят породы альба, последовательно обрамленные всеми горизонтами верхнего мела и палеогена (Васильев, 1956). По выходу меловых отложений поднятие слегка вытянуто в широтном направлении. Северо-западное его окончание скрыто водами Каспийского моря. Известная часть поднятия по выходу меловых пород имеет длину 100 км при ширине 60 км. Углы падения меловых пород не превышают 1—2°, увеличиваясь до 3—5° на участках флексур, осложняющих в ряде мест крылья поднятия. В присводовой части северного крыла поднятия проходит сброс с амплитудой по верхним горизонтам до 100 м, а по подошве неокома до 400 м. Несколько более резкие очертания Северобузачинское поднятие (Димаков, 1959) имеет по III отражающему горизонту (подошва неокома). Амплитуда поднятия по подошве неокома достигает 800 м.

К юго-востоку от Северобузачинского поднятия в виде структурного носа отходит Кызанское поднятие, в своде которого выходят отложения шорымской (рыбной) свиты верхнего эоцена. На крыльях обнажены породы адаевской (верхней белой) свиты верхнего эоцена, углы падения слоев которых не превышают 1°. В своде Кызанского поднятия на глубине 1340 м бурением были вскрыты красноцветные терригенные отложения пермо-триаса, которые можно отнести к молассовой формации периклинальных и межгорных прогибов герцинских сооружений. Ими скважина шла 760 м. По данным сейсморазведки, к этим породам фундамента приурочено большое количество отражающих площадок, по поведению которых можно судить о строении фундамента. Как по керну, так и по данным сейсморазведки видно, что породы пермо-триаса дислоцированы значительно сильнее, чем отложения чехла: углы падения слоев достигают 15—20°. Отражающие площадки внутри отложений пермо-триаса образуют структуры, однозначные со структурами платформенного чехла (Димаков, 1959). Резкое воздымание слоев намечается в районе Северобузачинского поднятия. Таким образом, и здесь наблюдается совпадение палеозойского и мезо-кайнозойского плана поднятий.

Северобузачинскому поднятию соответствует максимум силы тяжести. Особенно большие значения силы тяжести находятся в северо-западной части поднятия. Поверхность фундамента здесь воздымается на меньшую величину, чем это необходимо для объяснения изменения силы тяжести.

Фиг. 91. Схематическая структурная карта по III отражающему горизонту (подошве неокома) и горизонту «б» (поверхности палеозоя) района Южноэмбенского гравитационного максимума и Северо-Западного Устюрта (составлена по материалам контор «Казнефтегеофизика» и «Спецнефтегеофизика»)

1 — стратоизогипсы по III отражающему горизонту (подошве неокома); *2* — предполагаемые стратоизогипсы подошвы неокома (проведенные с учетом характера залегания третичных отложений); *3* — предполагаемые разломы по сейсмическим данным; *4* — зоны прекращения корреляции III отражающего горизонта; *5* — стратоизогипсы размытой поверхности палеозоя (отражающий горизонт «б»); *6* — глубокие скважины; *7* — чинк Устюрта. *I* — Мынсуалмасская система дислокаций — антиклинали: *1* — Букенская, *2* — Кумтюбинская, *3* — Жайлыганская, *4* — Сарга, *5* — Бинеуская, *6* — Чагырлинская; *II* — Актумсукская система дислокаций; *III*—Замстанская синклиналь

Поэтому можно предполагать, что сюда происходит подъем более плотных пород фундамента, а пермо-триасовые отложения выклиниваются. Более древние породы фундамента, возможно, залегают здесь прямо под мезозоем.

КАССАРМИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

К такого же типа пологим крупным структурам, как и Северобузачинское, относится Кассарминское поднятие на западном берегу Аральского моря. Оно состоит из двух антиклиналей (собственно Кассарминской и Теренкудукской), разделенных синклинальным погружением (Чурукским структурным заливом). Северная из них обрезана на востоке берегом моря, южная лежит в пределах Устюрта. Поднятие имеет размеры, близкие к Северобузачинскому. В обрывах Устюрта в своде поднятия обнажены породы альба и верхнего мела, а выше — отложения палеогена и неогена. Вдоль берега моря хорошо виден широкий пологий свод структуры с углами падения меловых пород меньше 1°. Только на ее крыльях ощущается более резкий флексурообразный изгиб до 2—3°. При переходе к более высоким горизонтам поднятие упрощается и становится более пологим. Данных о породах фундамента здесь не имеется. Однако этому поднятию соответствует резко выраженный максимум силы тяжести.

Северобузачинское и Кассарминское поднятия резко отличаются по своей морфологии от структур периферии Мугоджар. Они характеризуются слабо выраженной линейностью, очень широким, но пологим сводом, небольшими углами падения (в отложениях мела не более 1—2°). Обычно они ограничены флексурами (углы падения увеличиваются до 3—4°), которым, по-видимому, на глубине соответствуют разломы.

Из описания унаследованных дислокаций ряда районов Туранской плиты видно, что наиболее резко выраженные структуры принадлежат Мангышлакской системе дислокаций. Несколько менее четкими, но морфологически близкими к ним являются структуры Туаркырской системы дислокаций. Унаследованные поднятия п-ова Бузачи и района Кассармы значительно отличаются от предыдущих групп унаследованных структур более пологим залеганием слоев, более расплывчатыми формами, меньшей линейностью и отсюда меньшей величиной соотношения длины структуры к ее ширине. Из них более четко выражено Кассарминское поднятие, чем Бузачинское. Унаследованные дислокации периферии Мугоджар и Северо-Западного Устюрта по морфологии занимают промежуточное положение между структурами Мангышлака и Туаркыра, с одной стороны, и поднятием п-ова Бузачи и колодца Кассарма,— с другой. Из них более резкими и отчетливыми являются дислокации периферии Мугоджар.

Глава VIII

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

О МЕТОДЕ РАСШИФРОВКИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ УНАСЛЕДОВАННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Если план дислокаций чехла эпигерцинских платформ, как это было видно из предыдущих глав, по бóльшей части является унаследованным, то очевидно, что, изучая его, можно сделать выводы о простираниях погребенных структур складчатого фундамента, о взаимоотношении их между собой в плане, а в ряде случаев даже об их интенсивности, местах погружения и воздымания их осей и т. д.

Удачные попытки использовать изучение тектоники покровных отложений молодых платформ для суждения о структурах их складчатого фундамента предпринимались давно. Одно из наиболее ранних исследований подобного рода было предпринято еще в 1846 г. Р. Годвин-Остеном (Godwin-Austen, 1846), который проследил унаследованные структуры северо-восточной части Франции через Ламанш в пределы юго-восточной Англии и на основании этого предсказал существование на ее территории погребенной полосы распространения угленосного карбона. Позднее его предсказание было подтверждено бурением, и в настоящее время Кэнтский бассейн в долине Темзы выше Лондона дает значительную часть добычи каменного угля в Англии.

Через несколько десятилетий М. Бертран (Bertrand, 1892), прослеживая оси складок меловых и палеогеновых отложений Парижского бассейна, установил погребенную зону смыкания варисцид и герцинид, т. е. верхнепалеозойских складчатых сооружений северо-восточного и северо-западного простирания. История геологии знает примеры и других работ подобного рода.

В пределах нашей страны эта методика с успехом была применена А. Л. Яншиным (1949, 1951). На примере выяснения соотношений между складчатыми сооружениями Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака он показал исключительную эффективность метода реконструкции погребенной палеозойской структуры обширных областей молодых платформ путем изучения и прослеживания унаследованных дислокаций, развитых в платформенном чехле. Именно благодаря применению этого метода А. Л. Яншин смог создать широко известную схему тектоники Закаспия и Приаралья, убедительно доказать отсутствие поворота Урала на юго-запад и юго-восток, высказать гипотезу о существовании субширотных южных герцинид, прийти к выводу о невозможности соединения Мангышлака и Туаркыра в одну систему мезозойской складчатости и т. д.

В настоящее время отмеченный метод в условиях молодых платформ является одним из надежных способов расшифровки внутренней погребенной структуры фундамента.

За время, прошедшее после опубликования сводных работ А. Л. Яншина, получено много нового материала, который подтверждает основные положения схемы А. Л. Яншина и позволяет уточнить и решить ряд вопросов более определенно. Ниже, не пытаясь дать полную реконструкцию глубинной тектоники Туранской плиты, что являлось предметом другой работы (Гарецкий и Шрайбман, 1960), я остановлюсь на некоторых вопросах строения ее фундамента, при решении которых основная роль принадлежит анализу унаследованных дислокаций платформенного чехла.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЮЖНОЭМБЕНСКОГО ПОДНЯТИЯ И ЕГО ОТНОШЕНИИ К УНАСЛЕДОВАННЫМ СТРУКТУРАМ ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР

Еще в начале 30-х годов при проведении первых маятниковых исследований силы тяжести на территории Казахстана было установлено, что между нижним течением р. Эмбы и северными чинками Устюрта располагается широтно вытянутая зона, в пределах которой гравитационные аномалии имеют положительное значение. На поверхности в районе этой зоны развиты палеогеновые слои, на значительных участках перекрытые морскими четвертичными отложениями хвалынского яруса. Геологическая карта не говорит о существовании здесь какой бы то ни было антиклинальной структуры. Тем не менее региональный гравитационный максимум силы тяжести между Эмбой и Устюртом с момента его обнаружения начал рассматриваться как доказательство приближенного залегания к поверхности палеозоя и потому эта зона в геофизической, а позднее и в геологической литературе получила не совсем правильное название «Южноэмбенского поднятия».

До сих пор рядом геологов поддерживается высказанная впервые еще в 1937 г. А. Д. Архангельским, А. А. Михайловым, В. В. Федынским и Е. И. Люстихом мысль о том, что зеленокаменная зона Урала через Чушкакульскую антиклиналь продолжается в район Южноэмбенского поднятия и оттуда идет на соединение с Донбассом.

В последнее время П. Я. Авров (1957) высказал другой вариант этой гипотезы. По его предположению не зеленокаменная, а Уралтауская зона Уральской складчатой системы южнее Кокпектинской антиклинали поворачивает на юго-запад и соединяется с Южноэмбенским поднятием. Эту точку зрения наиболее вероятной считает и Р. И. Грачев (1959), хотя он не отрицает возможности соединения в одну структурную линию Чушкакульской антиклинали и Южноэмбенского поднятия.

Между тем, Н. А. Калинин (1954), А. Л. Яншин (1955), Н. А. Кудрявцев (1956) и Э. Э. Фотиади (1958) пришли к выводу о платформенном характере Южноэмбенского поднятия, отрицая тем самым возможность его связи с Уралом. Примерно тех же взглядов придерживаются Г. Е.-А. Айзенштадт, Н. К. Трифонов и Н. Н. Черепанов (1957). Несколько иные соображения высказал М. П. Казаков (1959), который считал, что Южноэмбенское поднятие расположено в пределах геосинклинального склона передового прогиба, являющегося продолжением Предуральского прогиба. Ниже мы сравним характер залегания пород платформенного чехла в районах Южноэмбенского поднятия, Чушкакульской и Кокпектинской антиклиналей и посмотрим, какая из отмеченных выше точек зрения будет соответствовать действительности?

Поверхность подсолевого ложа от центральных частей Прикаспийской синеклизы, где она залегает на глубинах около 10 000 м, постепенно

(под углами менее 1°) воздымается к району Южноэмбенского поднятия до глубин около 2000 м. Одновременно с этим к его северо-западному краю выклиниваются кунгурские соленосные толщи, и в осевой части поднятия мезозойские отложения покоятся на более древних породах самых низов перми и карбона. Характер поведения слоев в низах мезозойского разреза в районе Южноэмбенского поднятия хорошо виден на структурной карте (см. фиг. 91) по III отражающему горизонту (подошва неокома).

От зоны развития соляных структур подошва неокома испытывает общее моноклинальное погружение к югу. Никакого изгиба над Южноэмбенским поднятием эта поверхность не обнаруживает. От абсолютной отметки —1300 м на ближайшем соляном куполе подошва неокома постепенно (с углами менее 1°) погружается с севера на юг до отметки —1472 м в скв. 3; —1558 м в скв. 4 и —1614 м в скв. 7. Описанное поведение подошвы неокома наглядно можно проследить по сейсморазведочному профилю, проведенному через скважины 3, 4, 7 (фиг. 92). Только в районе северных чинков Устюрта моноклинальное залегание подошвы неокома нарушается и происходит некоторый ее подъем, обозначающий Кумтюбинскую антиклинальную зону Мынсуалмасской системы дислокаций.

Лишь в северо-восточной части Южноэмбенского поднятия (к северу от скв. 10 и 11) по сейсмоизогипсам подошвы неокома —1300, —1200, —1100 и —1000 м намечается слабо выраженный структурный нос, вытянутый с северо-востока на юго-запад и замыкающийся в этом направлении. Этот структурный нос не затушевывает общего моноклинального погружения подошвы неокома к югу и юго-востоку. Его происхождение, скорее всего, связано с некоторым оттоком соли, произошедшим в зоне соляных структур северо-западного склона Южноэмбенского поднятия. Таким образом, из рассмотрения условий залегания подошвы неокома вытекает, что Южноэмбенское палеозойское поднятие погребено под чехлом мезозойских пород и в нем практически не ощущается.

Поведение более высоких слоев мезо-кайнозойской толщи можно проследить по подошве палеогена (кровле мела), которая достаточно хорошо отбивается сейсморазведочными работами (I отражающий горизонт). Как видно на фиг. 88, этот горизонт ведет себя согласно с подошвой неокома. Он также испытывает моноклинальное погружение к югу, но под углами еще меньшими, чем подошва неокома. Если углы наклона подошвы неокома равны 40—50′, то углы наклона подошвы палеогена не превышают 20—30′. Как и по подошве неокома, по рассматриваемой поверхности только в районе северо-западных чинков Устюрта вырисовываются довольно четкие структуры Мынсуалмасской системы.

Таким образом, можно сделать вывод, что в пределах Южноэмбенского погребенного палеозойского поднятия в мезо-кайнозойских отложениях активно развивающиеся структуры отсутствуют. Р. И. Грачев (1959) с этим поднятием связывает мезозойские Прорвенскую, Южносаргамысскую, Буранкульскую антиклинали и Диярский структурный нос. Однако все эти структуры своим происхождением обязаны соляной тектонике, что справедливо отмечает и сам Р. И. Грачев.

Мезозойские же слои на Чушкакульской и Кокпектинской антиклиналях, как мы видели выше, образуют резко выраженные четкие антиклинальные поднятия. По кровле неокома здесь вырисовываются линейно вытянутые антиклинали с амплитудой в несколько сотен метров. Из сравнения структурных карт по кровле неокома для Чушкакульской и Кокпектинской антиклиналей (см. фиг. 37, 62) и по подошве неокома (III отражающий горизонт) для района Южноэмбенского поднятия вытекает, что между их развитием в мезозое нет ничего общего. К югу от Мугоджар антиклинальным структурам палеозоя соответствуют четкие

антиклинали мезозойских слоев, которые по своей морфологии являются типичными унаследованными дислокациями, во втором же районе погребенное палеозойское поднятие никак не отражается в мезо-кайнозойском чехле.

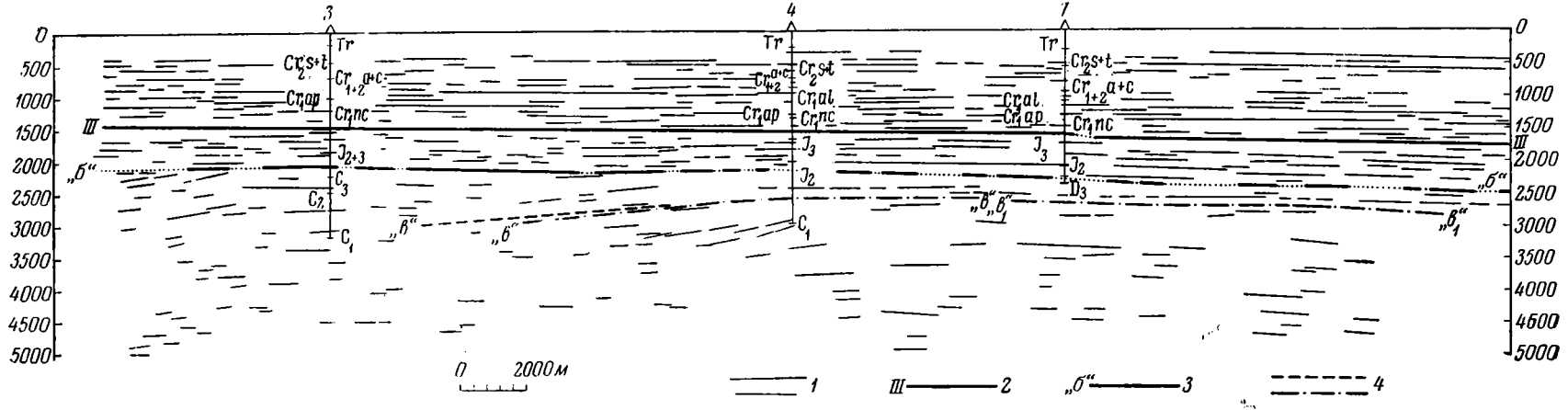
Уже из сравнения условий залегания пород платформенного чехла в районах Чушкакульской и Кокпектинской антиклиналей и в районе Южноэмбенского поднятия можно сделать вывод, что по истории геологического развития эти структуры в мезо-кайнозое, а, следовательно, и в палеозойское время были различны. Отсюда вытекает, что связывать их в единую структурную линию, как это делает П. Я. Авров, Р. И. Грачев и некоторые другие геологи, никак нельзя. Сделанный вывод подтверждается геофизическими и буровыми материалами.

Южноэмбенское поднятие располагается в пределах одноименного регионального максимума силы тяжести, наличие которого послужило А. Д. Архангельскому основой для гипотезы о подземной связи Урала и Донбасса. Рассмотрение современных более детальных гравиметрических данных показывает, что Южноэмбенский гравитационный максимум не идет на соединение, а расположен кулисообразно по отношению к Чушкакульскому максимуму силы тяжести, лежащему на прямом продолжении Жамантауского антиклинория зеленокаменной зоны Мугоджар. Если Южноэмбенскому гравитационному максимуму соответствует положительная магнитная аномалия, то Чушкакульскому максимуму — линейно вытянутый магнитный минимум с отрицательными значениями ΔT_a. Как уже отмечалось ранее, осевая зона Уральской складчатой системы с запада оборвана крупным Сакмарско-Кокпектинским разломом, который хорошо прослеживается по ряду дизъюнктивных нарушений в мезо-кайнозойских отложениях, по полосе повышенных градиентов силы тяжести и по резкой смене гравитационных и магнитных полей. Этот разлом протягивается почти в меридиональном направлении вплоть до северных чинков Устюрта, нигде не обнаруживая заворота на юго-запад, навстречу Южноэмбенскому поднятию. Тем самым подтверждается, что осевая зона Урала (а вместе с ней и находящаяся в ее пределах Кокпектинская антиклиналь) не соединяется с Южноэмбенским поднятием. Тем более не может с ним соединяться расположенная еще дальше к востоку зеленокаменная зона Урала.

Глубокие разведочные скв. 3 и 2^a, расположенные на оси Южноэмбенского гравитационного максимума, непосредственно под отложениями юры вскрыли породы всех трех отделов каменноугольной системы. Находящаяся также на длинной оси максимума, но юго-западнее, опорная скв. 5 вошла под юрой в отложения нижней перми. Мощности, формационный состав, степень дислоцированности и ископаемые палеонтологические остатки этих пород указывают на их платформенный характер (Яншин, 1955).

Сейсморазведочные работы, проведенные по северному «склону» и в центральной части Южноэмбенского гравитационного максимума, не противоречат данным бурения и показывают спокойное залегание палеозойских пород. Последние полого (обычно под углом не более 0,5—1,5°) моноклинально падают на северо-запад. Местами они флексурообразно изгибаются под углами до 10—12°, но образуют пологие поднятия платформенного типа.

К югу от скв. 3, уже на южном «склоне» гравитационного максимума, разрез палеозоя резко меняется. Здесь в скв. 4 и 7 под отложениями юры залегают породы нижнего карбона и верхнего девона, представленные аргиллитами, песчаниками и конгломератами с редкими прослоями известняков. Аналогичные отложения того же возраста обнаружены скв. 10 и 11, расположенными на южном «склоне» Южноэмбенского гравитационного максимума к северо-востоку от предыдущих. Слои нижнего карбона и



Фиг. 92. Сейсморазведочный профиль через Южноэмбенское поднятие по линии скважин 3 –4—7

1 — отражающие площадки; *2* — III отражающий горизонт (подошва неокома); *3* — отражающий горизонт, приуроченный к подошве юры; *4*—отражающий горизонт внутри палеозоя

верхнего девона этих скважин интенсивно дислоцированы и имеют углы падения в среднем 30—50°, но нередко до 70—80°.

Следует заметить, что на южном «склоне» гравитационного максимума условия залегания пород палеозоя, предполагавшиеся по данным сейсморазведки, не подтвердились материалами глубокого бурения. В то время как скв. 4, 7, 10 и 11 вскрыли слои нижнего карбона и верхнего девона с большими углами наклона, отражающие площадки и условные горизонты «в», «в$_1$», «К» и «Д», расположенные ниже горизонта «б» (кровля палеозоя) до глубины 5000 м, имеют здесь незначительный наклон, практически такой же, как и отражающие площадки в мезо-кайнозойской толще. Вероятно, они являются кратными. Корреляция вскрытых скв. 10 и 11 отложений верхнего девона показывает, что наклон слоев между этими скважинами должен быть не менее 20° и происходить в сторону, обратную той, которая наблюдается по отражающим площадкам и условным горизонтам. Как мы видели, к северу от упомянутых скважин отражающие площадки внутри палеозойской толщи имеют угловое несогласие с горизонтом «б» (кровля палеозоя) и, скорее всего, показывают действительные условия залегания слоев. Таким образом, структурные карты по условным горизонтам «в», «в$_1$», «К» и «Д» южного «склона» Южноэмбенского гравитационного максимума не отображают действительного геологического строения.

По формационному составу, мощностям (мощность отложений одного только фаменского яруса по скв. 10 и 11 составляет не менее 2000 м), возрасту, степени дислоцированности и ископаемым палеонтологическим остаткам отложения скв. 4, 7, 10 и 11 очень близки к породам Зилаирского синклинория западного склона Южного Урала (Гарецкий и др., 1961).

Приведенный материал позволяет считать, что Южноэмбенский гравитационный максимум расположен на стыке двух различных структурных элементов: его северный «склон» и центральная часть соответствуют Южноэмбенскому краевому поднятию [1] древней Русской платформы, а южный «склон» — внешней зоне погребенной герцинской складчатой системы. Следует подчеркнуть, что восточные эвгеосинклинальные зоны Уральской складчатой системы отделены от Русской платформы и западной миогеосинклинальной части Урала региональным разломом. В районе Северного Устюрта происходит торцовое сочленение этих зон с широтными структурами тяньшанид. В области южного «склона» Южноэмбенского максимума происходит резкое расширение миогеосинклинальных внешних частей уралид и тяньшанид.

Разведочные скважины, вскрывшие породы этой внешней зоны герцинид, расположены, по-видимому, на склоне какого-то крупного структурного элемента складчатой системы, центральная часть которого находится южнее, в районе северных чинков Устюрта. С ней, вероятно, связана проходящая здесь в мезо-кайнозойском чехле Мынсуалмасская система дислокаций.

Сочленение приподнятого края Русской платформы и зоны герцинид происходит вдоль оси Южноэмбенского гравитационного максимума по глубинному региональному шву, погребенному не только отложениями мезо-кайнозоя, но и палеозоя. Этому шву в палеозойских породах отвечает флексура, по которой относительно маломощные слабо дислоцированные породы приподнятого края Русской платформы граничат с интенсивно дислоцированными палеозойскими толщами герцинской складчатой области.

---

[1] Такое своеобразное крупное поднятие, которое является приподнятым краем Русской платформы и сложено моноклинально падающими слоями палеозоя, можно назвать Южноэмбенским моноклиналом.

Б. А. Петрушевский (1955) первый уловил и четко обрисовал различие в строении платформенного чехла западной и восточной частей Тургайской впадины. Западная ее часть, прилежащая к Уральской складчатой системе, отличается наличием многочисленных линейно вытянутых резких структур — значительно приподнятых антиклиналей и глубоко прогнутых синклиналей. В эту часть входят и приаральские дислокации. Восточная часть Тургайской впадины протягивается вдоль окраины Казахского нагорья и занята обширной плоской Тургайской синеклизой. Б. А. Петрушевский пришел к выводу, что «... так как несомненны явления общей унаследованности мезозойско-кайнозойской тектоники от палеозойского ее плана, следует предполагать, что эти зоны отражают особенности строения фундамента, различные для каждой из них» (1955, стр. 126). На западе расположена область развития герцинской складчатости, в пределах которой до самого конца геосинклинального этапа сохранялась повышенная тектоническая подвижность. Восточная часть принадлежит территории каледонской, а также докембрийской складчатостей.

Границу между обеими частями, т. е. восточную границу погребенных герцинид Урала Б. А. Петрушевский на севере Тургайской впадины проводил примерно по меридиану 63°, далее он вел ее в 40 км западнее Кустаная, затем к месту пересечения меридиана 62° и параллели 50°, отсюда к западу от оз. Челкар-тениз, а затем на юго-юго-восток и далее на юго-восток несколько севернее ст. Джусалы и в район к западу от Кызыл-Орды. Накопленный в последнее время геологический и геофизический материал показал справедливость основных положений Б. А. Петрушевского, но позволил значительно уточнить трассировку восточной погребенной границы уралид.

Описанные мной выше линейно вытянутые резкие дислокации периферии Мугоджар отчетливо прослеживаются немного восточнее восточного берега Аральского моря (см. фиг. 88). Здесь они обрываются по флексуре в мезо-кайнозойских отложениях, ограничивающей с запада крупное Нижнесырдарьинское поднятие (Самодуров, 1958). Южнее линии железной дороги эта флексура прослеживается в район бугра Аккыр. На севере флексура западного ограничения Нижнесырдарьинского поднятия почти сливается с разломом Кайнарбулакской антиклинали и проходит к западному берегу оз. Челкар-тениз.

Унаследованные дислокации Приаралья к северу не затухают, а прослежены далее в юго-западной и западной частях Тургайской впадины. Восточная граница их распространения проходит примерно по линии, соединяющей западный берег оз. Челкар-тениз и район непосредственно к востоку от Кустаная.

К западу от проведенной линии в платформенном чехле развиты хорошо выраженные линейные унаследованные дислокации, изученные Е. П. Бойцовой и др. (1955). К востоку от нее такие дислокации отсутствуют. Здесь получают распространение обширные синеклизы с исключительно спокойным залеганием осадочного чехла и выдержанными разрезами его отложений. К западу от древнего массива Центрального Казахстана расположена Тургайская синеклиза с максимальными глубинами до складчатого фундамента 2000 м (фиг. 93), к югу от него — несколько более вытянутая Чуйская синеклиза, наибольшие глубины которой (также до 2000 м) приближены к хребту Каратау. Южнее линии железной дороги вплоть до Кызылкумских гор (Букантау и др.) на юге раскинулась обширная плоская Северокызылкумская синеклиза с глубинами до складчатого фундамента немногим более 1000 м. На стыке трех синеклиз, разделяя их, расположено своеобразное Нижнесырдарьинское поднятие,

возникшее лишь в третичный этап развития осадочного чехла эпипалеозойской платформы. Оно имеет форму квадрата со сторонами около 150 км. Это поднятие, по-видимому, возникло в результате воздымания блока фундамента, с запада, севера и северо-востока ограниченного разломами, по которым происходили его подвижки. Лишь к югу происходит постепенное погружение, на фоне которого развивается серия структурных носов и брахиантиклинальных структур.

Такое различие в строении платформенного чехла на западе и на востоке Тургайской впадины объясняется разным возрастом складчатого фундамента: герцинским к западу и каледонским к востоку от намеченной выше линии. Данные геофизики и бурения позволяют уточнить положение этой линии. В северной части Тургайской впадины, особенно в пределах Кустанайской седловины, пробурено очень большое количество скважин, на глубинах от нескольких десятков до нескольких сотен метров вскрывших складчатый фундамент. Скважин, достигших фундамента, настолько много, что Е. А. Мазина, А. К. Вейнберг, Н. А. Хорев и П. П. Чуенко смогли составить схематическую геологическую карту палеозоя, которая легла в основу построенной ими тектонической схемы палеозойского фундамента северной части Тургайской впадины (Геологическое строение СССР, 1958).

К востоку от обнаженной части Урала под осадочным чехлом упомянутые авторы выделяют принадлежащий еще Уральской складчатой системе Кустанайский синклинорий [1], выполненный в основном нижнекаменноугольными и, возможно, верхнедевонскими отложениями. С востока Кустанайский синклинорий оборван разломом, который является шовным разграничением уралид и каледонских структур западной части Центрального Казахстана. Этот разлом проходит примерно от места пересечения р. Убаган широтой 54° на юго-юго-запад, западнее оз. Кушмурун. Западнее разлома складчатый фундамент как по разрезу слагающих его пород, так и по простиранию и характеру структур родственен уралидам; восточнее него — близок к структурам Центрального Казахстана. В зоне сочленения Уральской и Центральноказахстанской систем отмечается скопление крупных гранитных интрузий и многочисленных дизъюнктивных нарушений. Непосредственно к востоку от отмеченного разлома на обширной площади с центром в районе оз. Кушмурун обнаружена своеобразная толща, сложенная эффузивно-осадочными породами нижнетриасового — верхнепермского возраста (Сигов, 1954; Гладковский и др., 1952, 1955; Бер, 1958).

Как обнаженной части Урала, так и территории, прилежащей к ней с юга и востока, присущи расчлененные магнитные и гравитационные поля с линейно вытянутыми меридиональными аномалиями магнитной восприимчивости и силы тяжести. Уральские простирания аномалий наблюдаются восточнее обнажающихся палеозойских пород Урала примерно до меридиана Кустаная. К востоку от Кустаная простирание аномалий и структур, выявленных бурением, становится северо-восточным. Южнее, от оз. Челкар-тениз до гор Букантау, уральские простирания примерно по меридиану 63° резко изменяются на северо-западные тяньшанские.

Восточная граница системы уральских простираний на широте Кустаная фиксируется также по линии смены полосовых магнитных аномалий, характерных для Урала, спокойным, малоинтенсивным (исключая район Кушмуруна) магнитным полем восточной части Тургайской впадины. Эта граница соответствует описанному выше погребенному разлому.

---

[1] Нами (Гарецкий и Шрайбман, 1960) эта зона Уральской складчатой системы подразделяется на две: более западную — Аральско-Кустанайскую и более восточную — Жуванскую (фиг. 94).

Далее к югу она четко прослеживается по серии резких вытянутых в цепочку линейных положительных аномалий Δ Та (до 300—400 γ). Она идет к слиянию рек Улькояк и Кабырга, а затем к западному краю оз. Челкартениз. Отсюда она прослежена В. И. Самодуровым (1957) к востоку от ст. Майлибаш по линейным магнитным максимумам. На отрезке, прилегающем к Оренбургской железной дороге, ей в осадочном чехле соответствует флексура западного края Нижнесырдарьинского поднятия. По цепочке линейно вытянутых резких магнитных аномалий граница уралид может быть прослежена до широты 44°. Южнее, судя по простиранию магнитных аномалий, она отклоняется на юго-запад, а затем на расстоянии 200 км прослеживается в направлении к Султануиздагу по полосе чрезвычайно аномального (до 700—800 γ) магнитного поля с градиентами Δ Та, достигающими 200 γ на 1 км.

В районах, где была проведена гравиметрическая съемка (к югу от железной дороги и севернее оз. Челкар-тениз), зоне сочленения уралид и каледонид соответствует полоса несколько повышенных градиентов силы тяжести.

Совпадение линейных магнитных аномалий с полосой повышенных градиентов силы тяжести, которые иногда (например, на западном крае Нижнесырдарьинского поднятия) сопровождаются флексурой в мезокайнозойских отложениях, говорит о том, что линия, ограничивающая с востока уралиды, является зоной крупного регионального разлома, погребенного под осадочным чехлом. Именно к этой линии Восточноуральского регионального шва южнее оз. Челкар-тениз приурочена четкая смена простираний магнитных и гравитационных аномалий с меридиональных (к западу от нее) на северо-западные и почти широтные (к востоку от нее). При этом по мере продвижения к югу угол смыкания двух систем простираний увеличивается с острого в районе оз. Челкар-тениз до почти прямого к югу от Оренбургской железной дороги.

Следует отметить, что с востока к Восточноуральскому региональному шву приурочен ряд пермо-триасовых прогибов (Тюменский, Кушмурунский, Тюратамский), которые можно рассматривать как своеобразные гомологи краевых прогибов уралид, образовавшиеся на каледонском складчатом основании.

Н. Л. Бубличенко (1951), основываясь на различии фауны девона и карбона Урала и Казахстанского нагорья и исходя из представления о симметричном строении геосинклинали, предположил, что Уральская верхнепалеозойская геосинклинальная система продолжалась до Улутау. Совершенно справедливая критика этого взгляда приведена Б. А. Петрушевским (1956).

И. И. Горский и Н. И. Леоненок (1958), ссылаясь на тектоническую карту СССР масштаба 1 : 4 000 000, изданную в 1952 г. под редакцией Н. С. Шатского, считают, что Урал и Казахстанская складчатая страна принадлежат единой области герцинской складчатости. Однако различия в тектонической истории этих областей не позволяют согласиться с этой точкой зрения. Анализ геологического строения Центрального Казахстана заставляет относить этот район, хотя и к своеобразным, но все же каледонским складчатым сооружениям, что нашло отражение во втором издании тектонической карты СССР (Шатский и др., 1956).

Таким образом, погребенный под осадочным чехлом и прослеженный примерно на 1500 км Восточноуральский региональный шов отделяет уралиды на западе от каледонид на востоке, а на самом юге и от несколько более древней герцинской структуры Букантау (см. фиг. 94). Этот региональный шов не ограничивается пределами рассматриваемой территории, а продолжается далеко на север — в район к западу от Тюмени и, вероятно, еще дальше, к Ледовитому океану.

О СООТНОШЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Вопрос о соотношении Урала и Тянь-Шаня в течение долгого времени был предметом исследования многих геологов. Еще в 1923 г. А. Д. Архангельский высказал мысль о связи Урала и Тянь-Шаня через «Арало-Кызылкумский вал». В последующем А. Д. Архангельский неоднократно возвращался к этому вопросу, то отрицая возможность такой связи, то поддерживая ее. В последних работах А. Д. Архангельский (1941, 1948) наиболее вероятным считал, что Уральская система складок расщепляется на две ветви, из которых одна направляется к Тянь-Шаню, а другая — к Донбассу. Уже А. Д. Архангельский в своих выводах учитывал простирание и распространение дислокаций, развитых в мезо-кайнозойском платформенном чехле.

В настоящее время накопилось значительное количество геологических и геофизических материалов, которые позволяют более определенно решать вопрос о соотношении Урала и Тянь-Шаня.

А. Д. Архангельский и В. В. Федынский (1936) впервые высказали мысль о существовании в районе п-ова Бузачи и Северного Устюрта полосы широтных герцинид, но впоследствии отказались от нее. А. Л. Яншин (1945) привел новые убедительные данные о наличии субширотных герцинид, лежащих на продолжении Султануиздага. Вторую ветвь тяньшанид он протягивал через о-ва Аральского моря к Уралу. В последующее время, основываясь на более детальном изучении унаследованных дислокаций Приаралья, А. Л. Яншин (1948, 1951) отказался от идеи связи Урала и Тянь-Шаня и пришел к выводу о том, что Уральская складчатая система не поворачивает ни на юго-запад на соединение с Донбассом, ни на юго-восток к Тянь-Шаню, а протягивается меридионально к югу, затухая в районе средней части Аральского моря и Северо-Восточного Устюрта. Западные структуры Урала А. Л. Яншин протягивал до широты 48°, самые восточные (к востоку от песков Большие Барсуки) до северных берегов Аральского моря и лишь две из них (Чушкакульскую и Куландинскую) — до мыса Актумсук на западном берегу Аральского моря и о-вов его центральной части.

Здесь, по мнению А. Л. Яншина, они упираются в совершенно чужую им субширотную структурную зону, к которой относятся, в частности, дислокации п-ова Муйнак (Токмак-ата) на крайнем юге Аральского моря.

Б. А. Петрушевский (1955) не соглашался с мнением А. Л. Яншина о затухании к югу Уральской складчатой системы. Он обратил внимание на то, что в поднятиях мыса Актумсук, о-вов Возрождения и Лазарева на поверхность выходят меловые отложения, т. е. породы столь же низкого стратиграфического уровня, как и породы, выходящие в ядрах антиклиналей Северного Приаралья. Отсюда, по его мнению, следует вывод, что никакого затухания к югу Уральской складчатой системы не происходит и что прав был А. Д. Архангельский, предполагая ее подземную связь с Тянь-Шанем. Дислокации п-ова Муйнак, отражающие одну из структур герцинид Тянь-Шаня, Б. А. Петрушевский связал с антиклиналью мыса Актумсук, а последнюю вслед за А. Л. Яншиным — с Чушкакульской антиклиналью. В одну зону Б. А. Петрушевский объединил поднятие гор Букантау, антиклиналь меловых пород к северо-западу от них и антиклиналь песков Малые Барсуки. Вопрос о затухании и продолжении антиклинальной полосы островов Аральского моря (Возрождения и Лазарева) он оставил открытым. Дальнейшее изучение унаследованных дислокаций района Аральского моря, а также новые геофизические материалы позволяют в настоящее время внести в разбираемый вопрос несколько бо́льшую ясность.

Прослеживая к югу унаследованные дислокации, расположенные на погружении западных зон Уральской складчатой системы, можно видеть, что они не затухают на широте 48°, как предполагал А. Л. Яншин, а протягиваются далее вплоть до северных чинков Устюрта. До этой же широты прослеживается Чушкакульская антиклинальная зона, не продолжаясь на соединение с антиклиналью мыса Актумсук (Кассарминским поднятием). В районе северного чинка Устюрта меридиональные структуры, отражающие уральские складки, резко заканчиваются и в пределах плато сменяются широтными структурами тяньшанского простирания.

Изучение морфологии Кассарминского поднятия и сравнение ее с морфологией Чушкакульской антиклинальной зоны показывает их значительные различия. Уже это вызывает сомнение в правильности объединения их в одну структурную линию. Кроме того, Кассарминское поднятие оказалось ориентированным не меридионально, как думал А. Л. Яншин, а почти широтно. Оно, скорее всего, как предполагал Б. А. Петрушевский, идет на соединение с дислокациями п-ова Муйнак и полосы меловых пород, обнаруженной под покровом четвертичных осадков в низовьях Аму-Дарьи и протягивающейся к массиву хребта Султануиздаг. Таким образом, от Султануиздага через п-ов Муйнак к Кассарминскому поднятию прослеживается непрерывная полоса пологих структур в мезо-кайнозойских отложениях, которая является отражением султануиздагской складчатой ветви герцинского Тянь-Шаня.

Однако А. Л. Яншин был прав, считая, что уральские складки по полосе антиклиналей Куландинской зоны через антиклинальные структуры о-вов Возрождения и Лазарева почти впритык под большим углом подходят к тяньшанским дислокациям п-ова Муйнак.

Также далеко на юг, судя по геофизическим данным, прослеживаются более восточные унаследованные дислокации периферии Мугоджар, заполняя собой всю акваторию Аральского моря. Никакого заворота антиклиналей Малых Барсуков на соединение с поднятием гор Букантау не происходит. На южном берегу Аральского моря унаследованные дислокации уральского простирания почти под прямым углом подходят к субширотным структурам Тянь-Шаня.

Таким образом, на основании изучения унаследованных дислокаций платформенного чехла можно примерно наметить площади распространения Уральской и Тянь-Шанской складчатых систем. Граница между ними идет к югу от Аральского моря, проходя немного севернее Султануиздага; далее ее можно провести в район северо-западного угла Аральского моря и оттуда вдоль северного чинка Устюрта на запад. Территория к югу от намеченной линии принадлежит тяньшанидам, к северу — уралидам. Можно предполагать, что между ними существует торцовое сочленение. Более подробно обоснование этой границы дано в другой работе (Гарецкий и Шрайбман, 1960). Выводы, сделанные на основании изучения унаследованных дислокаций, подтверждаются геофизическими исследованиями.

Немного севернее гор Букантау на магнитной карте выделяется почти широтная цепочка резко выраженных линейных положительных магнитных аномалий интенсивностью до 800 γ, совпадающая с полосой повышенных градиентов силы тяжести, что позволяет наметить региональный разлом, отделяющий каледониды на севере от герцинид на юге. Этот Северобукантауский региональный разлом прослеживается в западо-северо-западном направлении более чем на 350 км и на западе почти под прямым углом упирается в Восточноуральский региональный шов.

Система северо-западных и почти широтных простираний южных дуг Тянь-Шаня (продолжение гор Букантау, Султануиздага) занимает территорию, прилежащую к этим горам, и весь Устюрт. Район Букантау

на севере отделен от каледонид описанным выше Северобукантауским региональным разломом, а на западе от уралид — южным окончанием Восточноуральского регионального шва.

К северо-востоку от Султануиздага по кулисообразно подставляющим друг друга полосам повышенных градиентов силы тяжести (в 15—20 этвешей) можно наметить разлом, который по ряду аномалий силы тяжести прослеживается к северу от п-ова Муйнак на южном берегу Аральского моря, затем поворачивается на север, к северо-западному углу моря, и сливается с широтным разломом, который был намечен нами (Гарецкий и Шрайбман, 1956) вдоль северных чинков Устюрта. К югу и западу от него все простирания структур и аномалий широтные и северо-западные, к северу и востоку — меридиональные. Таким образом, на всем Устюрте наблюдаются северо-западные и широтные тяньшанские простирания.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МАНГЫШЛАКСКОЙ ЗОНЫ

Унаследованные дислокации Мангышлакской зоны продолжали интенсивно развиваться в неогеновое и четвертичное время. Вследствие этого покров неогена образует здесь очень четкие синклинальные и антиклинальные перегибы слоев над одноименными структурами более древних отложений. Так, отдельные островки сармата на горе Коколе в Восточном Каратау лежат на отметках около 400 м, а в осевой части Южнобузачинской синклинали эти отложения погружаются до отметки 50—80 м. К югу от хребта Каратау в Чакырганской синклинали те же породы залегают на абсолютных отметках 175—200 м. Не менее отчетливо продолжение Мангышлакской зоны ощущается по поведению неогеновых пород в Центральном Устюрте, что позволило А. Л. Яншину (1948, 1951) наметить в общих чертах границы всей зоны и прийти, в противоположность многим исследователям, к совершенно правильному выводу о том, что складчатая зона Мангышлака не соединяется ни с Султануиздагом, ни с Туаркыром.

Как уже отмечалось, в пределах Мангышлакской зоны в мезо-кайнозойском чехле развиты весьма интенсивные унаследованные дислокации, резко отличающиеся по морфологии от структур п-ова Бузачи и Южномангышлакского плато. По их распространению можно довольно точно наметить границы Мангышлакской зоны. Северная ее граница прямолинейна. Она идет от южного края п-ова Бузачи через Центральный Устюрт, к югу от сора Барсакельмес к урочищу Айбугир на юго-восточном чинке Устюрта и далее уходит под аллювиальную равнину низовьев Аму-Дарьи. К этой границе приближены наиболее резкие дислокации Мангышлакской зоны. На юге кулисообразно расположенные дислокации зоны постепенно затухают. Поэтому южная ее граница имеет вид извилистой линии с рядом фестонов. Она протягивается севернее прогиба бессточных впадин и на востоке уходит под аллювий Кунядарьинской наклонной равнины.

Наибольшей ширины (100—125 км) Мангышлакская зона достигает в центральной части в районе собственно Мангышлака и Восточного Мангышлака. Здесь в каждом сечении прослеживается несколько антиклинальных и синклинальных линий. Примерно от меридиана 56° 30′ к востоку происходит быстрое сужение и затухание Мангышлакской зоны. Здесь проходит только одна Айбугирская антиклинальная линия, которая также затухает в низовьях Аму-Дарьи. Тем самым намечается выклинивание Мангышлакской зоны на востоке. На западе Мангышлакские дислокации продолжаются в пределы Каспийского моря. По данным морской сейсморазведки (С. П. Вартанов, В. А. Корнев), они еще ощущаются (правда, очень слабо) по профилю, проведенному в 50 км к западу

от п-ова Тюбкараган. По-видимому, еще немного западнее они затухают, намечая западное выклинивание Мангышлакской зоны. Таким образом, ее общая протяженность несколько превышает 880 км.

Как уже отмечалось, хребты Каратау сложены мощной (более 8000 м) толщей пород пермо-триаса, относящихся по своему составу к молассовой формации. Мангышлак представляет собой крупный внутренний прогиб герцинской геосинклинальной области с мощным накоплением молассовых формаций в верхнем палеозое и триасе (Яншин, 1945). Площадь Мангышлакского прогиба определяется распространением описанных выше унаследованных структур мангышлакского типа. Представление о Мангышлакской зоне, как о подземном межгорном прогибе, подтверждается данными геофизических работ. Мангышлакская зона отчетливо выделяется линейно вытянутыми интенсивными положительными максимумами силы тяжести: собственно Мангышлакским на западе и Центральноустюртским на востоке, которые расположены несколько кулисообразно один по отношению к другому.

Северный край Центральноустюртского гравитационного максимума выражен полосой повышенных градиентов силы тяжести, которая примерно совпадает с линейно вытянутой магнитной аномалией (до 300 γ). К этой же линии, по геологическим данным, приурочена флексура, а местами и разрыв в мезо-кайнозойских отложениях. Все это позволяет предполагать, что здесь проходит Северомангышлакский региональный разлом. К западу от меридиана 54° 30′ магнитная аномалия прослеживается не по продолжению Каратауских гор и сопутствующей им гравитационной положительной аномалии, а несколько отклоняется к северу, к южной части п-ова Бузачи, захватывая Южнобузачинскую синклиналь.

Ось этой магнитной аномалии примерно совпадает с линией северного ограничения площади развития линейных складок мангышлакского типа. По-видимому, этой линейной аномалии ΔT_a соответствует разлом, ограничивающий с севера Мангышлакскую зону. Отклонением к северу Северомангышлакского разлома, видимо, объясняются различные магнитные характеристики собственно Мангышлака и Центральноустюртской части Мангышлакского прогиба. На Устюрте разлом проходит в непосредственной близости к месту максимального прогибания Мангышлакской зоны, а на юге п-ова Бузачи несколько отходит от участка наибольших прогибаний, приуроченных к современному Горному Мангышлаку.

Центральноустюртский гравитационный максимум пересекает ряд осей магнитных аномалий юго-юго-восточного направления. Кроме того, от Центральноустюртского гравитационного максимума к юго-юго-востоку ответвляется ряд локальных аномалий. В том же направлении отмечается отклонение ряда структур Мангышлакской системы дислокаций. Эти юго-юго-восточные направления частных магнитных и гравитационных аномалий, а также осей мезо-кайнозойских структур, скорее всего, отражают простирание более древних (чем время заложения Мангышлакского прогиба) складчатых структур герцинских дуг Тянь-Шаня. Все это позволяет сделать вывод о том, что Мангышлакский прогиб является наложенной структурой, пересекающей простирания более древних тектонических элементов. Его развитие началось, по-видимому, с верхнего палеозоя. Основным определяющим элементом Мангышлакского прогиба являлся, вероятнее всего, крупный региональный разлом его северного ограничения.

Как известно, в пределах Каратауских гор Мангышлака в слагающих их пермо-триасовых отложениях развиты частные складки, простирающиеся на юго-юго-восток под углом в 15—30° по отношению к общему направлению Мангышлакской зоны дислокаций. Такое диагональное

расположение позволяет предположить, что они возникли в результате сдвиговых смещений, происшедших по разлому северного ограничения Мангышлакской зоны. Этот вывод находит некоторое подтверждение в том, что оси магнитных аномалий юго-юго-восточного простирания, расположенных к югу от Мангышлакской зоны, смещены на 15—20 км по отношению к соответствующим им осям магнитных аномалий, лежащих к северу от Мангышлакской зоны. Возможно, что такая величина смещения говорит об амплитуде сдвиговых перемещений порядка 15—20 км.

Простирание складок каратауского комплекса и упомянутое смещение магнитных аномалий показывает вероятное направление относительного смещения различных блоков: северного к западу, а южного к востоку.

Историю развития Мангышлакской зоны дислокации в свете собранных к настоящему времени данных можно представлять себе следующим образом. Граница нижнего и среднего карбона в европейской системе герцинид и в Тянь-Шане была временем резкой перестройки структурных планов и весьма интенсивных тектонических движений. В это время начали формироваться угленосные бассейны северной краевой зоны европейских герцинид. В это время начались интенсивные прогибания Донбасса. В это же время, по-видимому, несколько несогласно по отношению к простиранию более древних структур образовался крупный разлом северного ограничения Мангышлакской зоны, который протянулся от южной части п-ова Бузачи к подножью Султануиздага. Южнее разлома образовался обширный асимметричный межгорный прогиб, который заполнился осадками преимущественно молассовых формаций в течение среднего и верхнего карбона. Мощность этих осадков в северной части прогиба вблизи от разлома, который здесь его ограничивал, достигала 14 км, но к южному борту прогиба она постепенно уменьшалась.

Уже в процессе накопления молассовых осадков Мангышлакского межгорного прогиба в них, по-видимому, развивалась конседиментационная складчатость. Особенно резко она проявилась в начале верхнего триаса. При этом наиболее интенсивные складки возникли в северной, наиболее глубоко погруженной части прогиба, вблизи от Северомангышлакского разлома. В эпоху складчатости движения по этому разлому носили сдвиговый характер, что повлияло на ориентировку простирания складок. В результате верхнетриасовой складчатости северная часть Мангышлакского межгорного прогиба оказалась поднятой, а ось прогиба сместилась на его южное крыло, где мощность верхнепалеозойских и триасовых осадков была относительно небольшой. Здесь, уже в платформенный этап развития, стал формироваться прогиб бессточных впадин с очень полным и мощным разрезом юрских, меловых и третичных отложений.

Глава IX

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Размещение осадочных формаций платформенного чехла, а следовательно, и полезных ископаемых контролируется его тектоникой. С мезокайнозойскими отложениями периферии Мугоджар связан ряд полезных ископаемых. К ним относятся пресные артезианские воды, оолитовые железные руды, бокситы, бурые угли, россыпи титановых минералов. В мезозое периферии Мугоджар в ряде мест известны и нефтепроявления.

До конца тридцатых годов, до тех пор пока существовало мнение о почти горизонтальном залегании слоев мезо-кайнозоя между Мугоджарами и Центральным Казахстаном, можно было предполагать, что здесь имеется единый артезианский бассейн. Результаты редких разведочных скважин на воду экстраполировались на всю территорию Арало-Тургайской низменности. Получение в них соленой и горько-соленой воды привело А. А. Козырева (1927), а позднее Б. К. Терлецкого (1932) к выводам о невозможности получения пресных артезианских вод как в пределах этой низменности, так и вообще в южной пустынной зоне Казахстана. Вся эта территория ими считалась бесперспективной для получения глубоко залегающих пресных вод и на картах обозначалась, как содержащая только соленые артезианские воды.

Установление А. Л. Яншиным и его товарищами унаследованных дислокаций в Приаралье и на периферии Мугоджар позволило по-новому подойти к вопросу о водоносности этой обширной пустынной территории (Яншин, 1952). Обнаружение здесь ряда синклинальных структур, разделенных антиклиналями, говорило о существовании не единого артезианского бассейна, а ряда таких бассейнов. Изучение унаследованных дислокаций позволило выявить режим артезианских вод в различных бассейнах. Наряду с синклиналями, в которых артезианские горизонты лишены дренажа и поэтому засолены, были выявлены такие крупные бассейны, в которых мощные водоносные горизонты хорошо дренированы и содержат пресные артезианские воды.

Новая оценка закономерностей размещения пресных артезианских вод позволила А. Л. Яншину сделать ряд теоретических прогнозов с рекомендацией конкретных точек бурения. Все эти прогнозы впоследствии подтвердились. В Чокусинской синклинали к востоку от песков Малые Барсуки были открыты пресные артезианские воды в песках основания саксаульской свиты верхнего эоцена. На участках к северо-востоку от ст. Чокусу и близ железорудного месторождения Кутанбулак они оказались фонтанирующими. На обширной площади Челкарского прогиба были

обнаружены пресные артезианские воды в альб-сеноманских песчаных отложениях. Наконец, в 1950 г. бурением был подтвержден прогноз А. Л. Яншина о существовании к юго-западу от Чушкакульской антиклинали обширного Донгузтауского артезианского бассейна с фонтанирующими пресными водами из песчаных отложений сеномана и верхнего альба.

В настоящее время на периферии Мугоджар разведан ряд артезианских бассейнов, связанных с синклинальными структурами. Из них наиболее полно изучены и дают сельскому хозяйству (в особенности животноводству) значительное количество пресной воды Донгузтауский и Челкарский артезианские бассейны (Сыдыков, Сотников, 1958).

Работами Л. Н. Формозовой (1949, 1951, 1953, 1959) выяснены закономерности пространственного и возрастного размещения оолитовых железных руд Северного Приаралья. Было выявлено, что эти руды приурочены к среднеолигоценовым отложениям тургайской серии (главным образом к кутанбулакской свите). Последние наиболее полно развиты только в синклинальных структурах. На антиклиналях слои тургайской серии или совсем размыты, или сохранились в виде небольших участков и имеют сокращенную мощность. Наиболее крупная Кокбулакская группа месторождений приурочена к Джиланской синклинали. Кутанбулакское, Талдыэспинское и некоторые другие месторождения расположены в пределах Чокусинской синклинали. Ряд более мелких месторождений и проявлений оолитовых железных руд имеется в Тугузской и Челкарской синклиналях.

Образование месторождений континентальных оолитовых железных руд было связано со временем начала значительных поднятий над прилегающими равнинами палеозойского хребта Мугоджар. В это время усилился рост унаследованных дислокаций периферии Мугоджар. Особенности строения тургайской серии говорят о том, что эти дислокации были конседиментационными. В связи с такой тектонической обстановкой, древние эрозионные депрессии, выполненные осадками кутанбулакской свиты, приурочены исключительно к синклинальным структурам.

Интересно, что внутри синклиналей детали тектонического плана контролируют многие особенности строения железорудных месторождений, в частности, мощность залежей и качество руд. Л. Н. Формозова (1959) приводит ряд примеров, из которых видно, что мощности железных руд кутанбулакской свиты значительно увеличиваются в более прогнутых участках месторождения и уменьшаются в менее прогнутых. Одновременно с увеличением мощности в отдельных прогибах улучшается качество руд. В менее прогнутых участках они опесчаниваются.

Аналогичную связь со структурами третичных отложений обнаруживают в своем распространении бурые угли, приуроченные к чиликтинской свите среднего олигоцена. Породы этой свиты формировались в условиях обширной заболоченной аллювиальной равнины с большим количеством мелких озерных водоемов. Они везде богаты обугленным растительным веществом. Однако в антиклинальных разрезах свиты это—распыленный в глинах обугленный растительный детрит или тонкие сажистые прослои, не превышающие по мощности нескольких сантиметров. В синклинальных разрезах свиты среди ее глин и алевритов уже часто встречаются небольшие прослои бурого угля мощностью в несколько десятков сантиметров.

В двух же местах Арало-Тургайской низменности бурые угли чиликтинской свиты образуют крупные линзы и пласты мощностью до 5—8 м. Оба эти места соответствуют наиболее крупным из молодых прогибов. Одно из них расположено на юге Челкарского прогиба в районе соленого озера Кашкарата, другие—в Тургайской синеклизе, в бассейне р. Жиланчик и на водоразделе его с р. Тургай. Связь мощных залежей угля с центральными

частями этих двух прогибов, очевидно, объясняется тем, что они формировались в эпоху отложения пород чиликтинской свиты.

Признаки нефти в мезо-кайнозойских отложениях обнаружены в Западном Примугоджарье. Они широко известны в отложениях юры и нижнего мела в крайних восточных соляных куполах, в скважинах разведочных профилей «Актюбнефтеразведки» I—I и II—II и в пределах Кокпектинской антиклинали. Признаки нефти здесь обнаруживаются в виде закированных пород, песчаников, насыщенных жидкой нефтью, примазок нефти, ее вытяжек и т. д.

Не менее широко признаки нефтеносности известны на Мангышлаке. Недавно в результате работ Всесоюзного аэрогеологического треста (И. С. Плещеев) был получен газовый фонтан из верхнеэоценовых отложений саксаульской свиты на Северном Устюрте.

Для определения перспектив нефтегазоносности территории важное значение имеет глубина залегания складчатого фундамента, т. е. мощность осадочного платформенного чехла.

Общий унаследованный характер развития платформенного чехла сказался и на глубине залегания складчатого фундамента северной части Туранской плиты. Наиболее глубоко опущенным (до 4 км) складчатый фундамент оказался в районах верхнепалеозойских прогибов: Арало-Устюртского и Южномангышлакского (см. фиг. 93). В мезо-кайнозойском чехле здесь возникли также крупные прогибы — Североустюртский и прогиб бессточных впадин (см. фиг. 88). До 2 км фундамент опущен в осевой части Тургайской синеклизы, наиболее погруженные участки которой приурочены к верхнепалеозойскому Тургайскому прогибу. Наиболее резко расчлененный рельеф фундамента образовался в области развития унаследованных дислокаций платформенного чехла над уралидами, где имеются полосы приподнятого залегания палеозоя на антиклиналях и опущенного его положения в синклиналях с разницей высот до 1—2 км.

К весьма перспективным объектам, с точки зрения поисков нефти и газа, в мезозойских отложениях следует отнести территории относительно глубокого залегания складчатого фундамента: Североустюртский прогиб и прогиб бессточных впадин (Южномангышлакский и Ассакеауданский). Последний вызывает особенно большой интерес в связи с открытием крупных газовых залежей в Бухаро-Хивинской депрессии и в пределах Заунгузского плато.

В глубоких прогибах Туранской плиты развит мощный комплекс верхнетриасовых — нижнеюрских отложений нижнего структурного яруса платформенного чехла. Эти отложения вскрыты в немногих точках и еще слабо изучены. Однако в других районах эпигерцинской платформы (Северное Предкавказье, Челябинский грабен и др.) с ними связаны признаки и даже месторождения нефти и газа.

Представления о строении складчатого фундамента, полученные в результате изучения унаследованных дислокаций платформенного чехла, позволяют дать некоторые прогнозы относительно полезных ископаемых, связанных с залегающими на глубине породами палеозоя.

Прослеживание под платформенным чехлом определенных тектонических зон, которые в открытых частях содержат месторождения того или иного полезного ископаемого, позволяет надеяться на открытие того же полезного ископаемого в их подземных частях в пределах доступной для современной техники глубины залегания фундамента.

Так, вдоль восточной границы осевой антиклинальной зоны Уральской складчатой системы известны крупные интрузии ультрабазитов, к которым на Южном Урале приурочены крупнейшие месторождения хромитов и никеля. По Кокпектинской линии антиклинальных структур подземное продолжение осевой зоны Урала прослеживается далеко на юг вплоть до северных чинков Устюрта. В сводах антиклиналей этой линии

складчатый фундамент погружен на незначительную глубину. Здесь можно ожидать наличие ультрабазитовых массивов, погребенных на доступную для бурения глубину. Действительно, один такой небольшой массив был обнаружен в 30 км к югу от ст. Эмба, а другой крупных размеров в своде Кокпектинской антиклинали. Оба эти ультрабазитовые массива, и в особенности наиболее крупный из них Кокпектинский, несомненно представляют интерес в отношении поисков хромитовых и никелевых руд (Гарецкий, Яншин, 1959)[1].

В Аральско-Кустанайской зоне Уральской системы в северной части Тургайской впадины под маломощным чехлом осадочных пород обнаружены крупнейшие месторождения магнетитовых железных руд. Прослеживая эту тектоническую зону к югу, мы определяем площадь, перспективную для поисков таких месторождений. Безусловно, вся выделенная зона (см. фиг. 94) заслуживает внимания в связи с возможностью открытия в ее пределах железорудных месторождений. Особенно выделяется в этом отношении расположенная на самом ее юге Бельтауская зона дробления, геофизическая характеристика которой позволяет говорить о высокой проницаемости, раздробленности разломами и насыщенности ее мелкими интрузиями. С внедрением же таких интрузий в туфогенно-осадочную толщу нижнего карбона связаны месторождения магнетитов типа Соколовско-Сарбайского. Правда, в Бельтауской зоне фундамент залегает на значительных глубинах, достигающих местами 1 км. Однако для добычи богатых железных руд в Средней Азии такая глубина может быть экономически оправданной.

Между северо-восточным окончанием Южноэмбенского поднятия и Сакмарско-Кокпектинским разломом, ограничивающим с запада осевую зону Урала, расположена область Южноуральского периклинального прогиба с развитием мощных каменноугольных и нижнепермских молассовых отложений, перекрытых 600—900-метровым чехлом мезо-кайнозойских осадков. Как показало бурение, к западу от Кокпектинской антиклинали вскрытая мощность карбонатно-терригенных пород только нижней перми и верхнего карбона превышает 2000 м. В отложениях карбона — нижней перми здесь были обнаружены породы с запахом нефти и примазками битума. Аналогичные по возрасту нижние сероцветные молассы Актюбинского Приуралья, на южном продолжении которого расположен описываемый район, регионально нефтеносны. Однако в Актюбинском Приуралье верхнепалеозойские молассовые отложения интенсивно дислоцированы, сильно уплотнены, сцементированы и лишены первоначальных коллекторских свойств. Признаки нефти и газа здесь есть везде, но промышленные притоки их из-за низкой проницаемости пород практически отсутствуют.

К югу интенсивность дислокаций пород молассовой формации убывает и породы этой формации, вскрытые скважинами к западу от Кокпектинской антиклинали, обладают лучшими коллекторскими свойствами, чем в Актюбинском Приуралье. С этой точки зрения вся полоса южного продолжения Актюбинского Приуралья, скрытого породами мезокайнозоя, заслуживает пристального внимания.

В платформенном чехле здесь развиты почти меридионально вытянутые антиклинальные структуры. Они протягиваются на расстояния от 50 до 100 км. По кровле мела их амплитуда достигает 40—80 м. Исходя из принципа унаследованности, такого же знака структуры можно ожи-

[1] В пределах Кокпектинского массива летом 1959 г. по нашей рекомендации Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедицией были начаты поисковые работы (К. А. Коблов). Были открыты промышленные концентрации никеля в погребенной мезозойской коре выветривания змеевиков Кокпектинского массива. Теперь следует обратить внимание на поиски хромитов, для чего необходимо провести комплексные геофизические исследования.

дать и в палеозое. Наиболее перспективными здесь следует считать Токсанбайскую, Жиделинскую и Саралжиндинскую антиклинали. В этом районе необходима постановка сейсморазведочных и буровых работ.

Верхнепалеозойские молассовые отложения могут быть вскрыты скважинами на относительно небольшой глубине на окраинных частях Арало-Устюртского прогиба, а также на ряде антиклинальных структур внутри него. В частности, с этой точки зрения, представляет интерес Кумтюбинская антиклинальная зона. Вполне вероятно, что молассовые отложения верхнего палеозоя в пределах Устюрта сохраняют ту нефтенасыщенность, которая характерна для них в Актюбинском Приуралье. Коллекторские же их свойства в связи с более спокойными условиями залегания должны быть выше.

Таким образом, при изучении тектоники периферии Мугоджар можно сделать ряд выводов в отношении закономерностей размещения различных полезных ископаемых. В одних случаях само образование полезного ископаемого было ограничено определенными конседиментационными структурами. В других случаях тектоника определяет физические свойства пород, в частности, их пористость и проницаемость, что позволяет выделять районы, более благоприятные и менее благоприятные для поисков полезных ископаемых. В третьих случаях изучение плана унаследованных дислокаций позволяет наметить погребенные зоны фундамента с определенным характером магматизма, для которых характерны те или иные полезные ископаемые.

Глава X

РАСПРОСТРАНЕНИЕ УНАСЛЕДОВАННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ НА ЭПИГЕРЦИНСКИХ ПЛАТФОРМАХ

Как следует из изложенного выше, унаследованные дислокации широко распространены в платформенном чехле Туранской плиты. Они занимают почти всю территорию эпигерцинской части этой плиты. Ниже я кратко рассмотрю вопрос о распространении унаследованных дислокаций на других эпигерцинских платформах, чтобы выяснить насколько они являются типичными для их осадочного чехла.

В последнее десятилетие был проведен большой объем буровых и геофизических работ на восточном склоне Урала и в Зауралье. В результате их в мезо-кайнозойском чехле было обнаружено значительное число структур (Петров, 1956$_1$, 1956$_2$; Гурари, 1957; Казаринов, 1958; Бенько, 1958; Дербиков, 1958; Ростовцев, 1958, и др.).

Складчатый Урал не оканчивается к востоку от границы распространения его древних пород на поверхности, а захватывает значительную площадь, идущую в виде меридиональной полосы под чехлом мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Здесь многочисленные гравитационные и магнитные аномалии имеют почти меридиональные, уральские простирания. Такие же простирания имеют дислокации, развитые в мезокайнозойском платформенном чехле. Ни геофизические, ни буровые данные пока не дают надежного материала для того, чтобы судить, отвечают ли антиклинальные структуры чехла антиклинориям фундамента, а синклинальные структуры — его синклинориям. В настоящее время для области восточного склона Урала и Зауралья можно твердо говорить лишь об унаследовании дислокациями платформенного чехла простираний складчатости фундамента. Судя по такому совпадению простираний, а также по морфологии и истории геологического развития мезо-кайнозойских структур, их можно отнести к категории унаследованных дислокаций.

На восточном склоне Урала в платформенном чехле выделяется ряд линейно вытянутых антиклинальных и синклинальных зон, в пределах которых намечаются более частные брахиструктуры. Дислокации восточного склона Урала характеризуются линейным простиранием и асимметричностью (крутыми восточными и пологими западными крыльями). Углы падения по поверхности фундамента на крутых крыльях равны 2—7°, на пологих 1—2° и немного более. В мезо-кайнозойских отложениях углы наклона слоев уменьшаются и обычно измеряются величиной менее 1°, но на крутых крыльях иногда достигают 2—3°. Длинные оси отдельных антиклиналей по мезо-кайнозойским слоям достигают нескольких десятков (до 80 км), короткие до 20—25 км. Амплитуда поднятия по поверхности фундамента обычно колеблется от 50 до 300 м, но нередко до-

стигает 450 м и более. По более высоким горизонтам она постепенно уменьшается и в верхних слоях мезозоя не превышает 40—60 м.

Для описываемых структур характерен чрезвычайно длительный процесс развития. Большинство из них наметилось уже в начале юрского времени, продолжало расти в течение мезозоя и кайнозоя, а многие из них не прекратили своего роста до настоящего времени. Рост дислокаций проявился в увеличении мощностей ряда горизонтов в синклиналях и их уменьшении на антиклиналях, в появлении дополнительных горизонтов в разрезах синклиналей, в наличии перерывов на антиклиналях и более полных разрезах в синклиналях, в некоторых изменениях литологического состава отдельных пачек и т. д. Так, отложения покровской свиты юры на крыльях Покровской антиклинали достигают мощности 300 м, к своду же поднятия их мощность равномерно уменьшается, а на самом своде они полностью выклиниваются. Отложения тебисской свиты низов мела — верхов юры на крыльях той же структуры имеют мощность до 200 м, а в сводовых частях — не более 100 м.

В связи с длительностью развития унаследованных структур Восточного Приуралья намечается постепенное их выполаживание при переходе от более низких горизонтов к более высоким. Так, углы наклона на наиболее крутых участках поверхности фундамента Покровской антиклинали достигают 4° 30′. В кровле отложений покровской свиты юры углы падения слоев уменьшаются до 2° 50′ —1° 30′, в кровле пород тебисской свиты низов мела — верхов юры — до 1° 50′, а в кровле осадков уватской свиты нижнего турона до 0° 15′—0° 25′ (Ростовцев, 1958). Аналогичные уменьшения углов падения вверх по разрезу наблюдаются и для других структур.

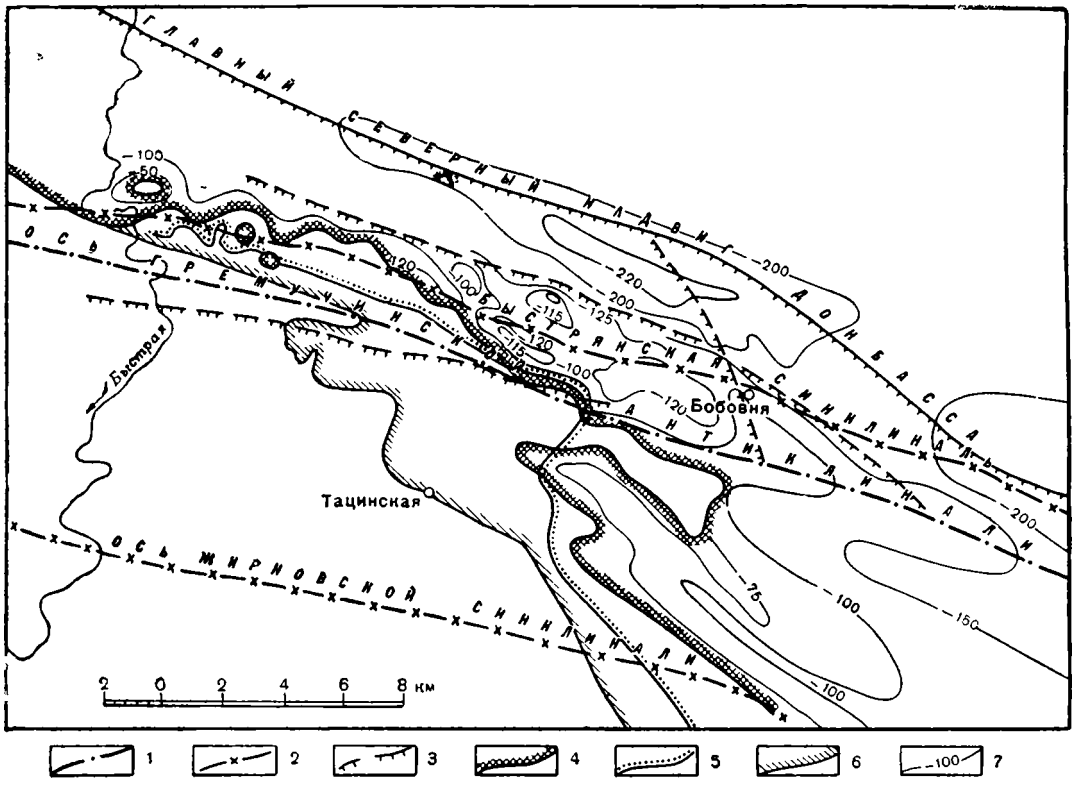
Как правило, в своде положительных мезо-кайнозойских структур расположен выступ рельефа складчатого фундамента, повышенное положение которого по сравнению с соседними синклиналями объясняется главным образом тектоническими движениями в мезо-кайнозое. Недостаточность фактического материала и трудность стратификации пород фундамента не позволяют определенно говорить о внутреннем строении этих выступов.

На восточном погружении складчатой структуры Донбасса в мезокайнозойском чехле развиты дислокации, которые, по данным А. Я. Дубинского, специально их описавшего (1959), являются унаследованными. На материалах упомянутого исследователя я и остановлюсь коротко.

В Тацинском районе северной полосы мелкой складчатости карбона меловые отложения приурочены к понижениям домелового рельефа, причем их гипсометрическое положение соответствует структурным формам каменноугольных пород (фиг. 95). Осевой части Быстрянской каменноугольной синклинали соответствует ряд понижений поверхности карбона, выполненных меловыми отложениями.

По положению верхнемеловых стратоизогипс хорошо намечается унаследованность молодых положительных структур от каменноугольных антиклиналей. Так, изогипса кровли мела —100 м достаточно хорошо очерчивает палеозойскую Гремучинскую антиклиналь. Последняя располагается в центре небольшого местного антиклинория, сложенного мелкими складками пород карбона, размещающимися между крылом Жирновской синклинали на юге и линией Главного северного надвига. Очевидно, в меловое и третичное время в платформенных условиях продолжался рост структур, созданных складчатостью конца палеозоя.

Повторные нивелировки, проведенные в последнее время на территории юга Европейской части СССР (Мещеряков и Синягина, 1951), показали, что унаследованные движения Донецкого антиклинального ядра продолжаются и поныне. Наибольшие относительные поднятия Донбасса (от 10 до 22,5 мм/год) соответствуют центру обнаженной его части. По мере



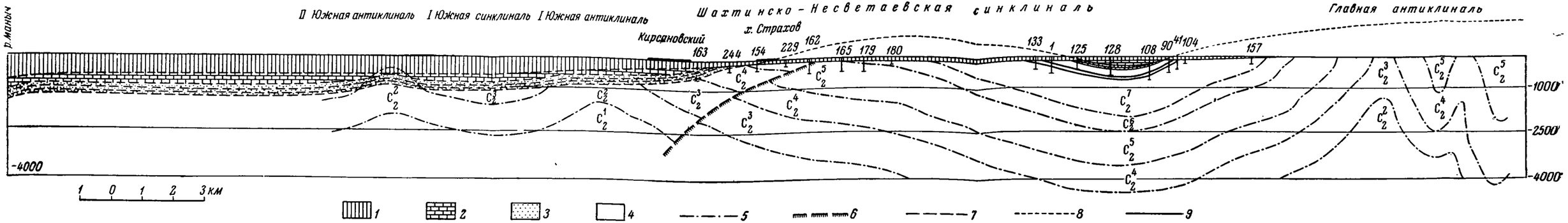
Фиг. 95. Схема взаимоотношений между альпийскими и герцинскими структурами в полосе мелких складок Тацинского района (по А. Я. Дубинскому, 1959)

1 — оси антиклиналей карбона; *2* — оси синклиналей карбона; *3* — дизъюнктивные нарушения в карбоне; *4*— выход верхнемеловых пород под третичные отложения; *5* — выход нижнепалеоценовых пород под верхнепалеоценовые отложения; *6* — выход верхнепалеоценовых пород под эоценом; *7* — стратоизогипсы основания верхнемеловых пород (в метрах)

приближения к периферии обнаженного Донбасса фиксированы меньшие поднятия.

В Шахтинско-Несветаевской синклинали меловые и палеозойские породы составляют единую синклинальную структуру (фиг. 96). Самое глубокое залегание меловых отложений на размытой поверхности карбона (абсолютная отметка —270 м) приурочено к наиболее прогнутой западной части Шахтинско-Несветаевской синклинали каменноугольных пород. Местам наибольшего прогибания отвечают относительно большие мощности меловых отложений, достигающие западнее слободы Большой Орловки в интервале кампан — турон, реже кампан — сеноман 140—160 м. Уменьшение мощности меловых отложений происходит на своде Кандаковского поднятия (до 50 м), где отмечено и наиболее высокое их гипсометрическое положение (—153 м), довольно быстро снижающееся по обе стороны от свода.

А. Я. Дубинский пришел к выводу, что повышения погребенной поверхности карбона соответствуют антиклинальным структурам как в самом карбоне, так и в покрывающем его плаще платформенных отложений. Антиклинальные и синклинальные структуры палеозоя развиваются в общем унаследованно вплоть до современной эпохи, хотя и с различной интенсивностью в разное время. Иногда наблюдаются небольшие несовпадения осей структур, связанные с их разрастанием или боковой миграцией. Так, свод Семикаракорской антиклинали меловых по-



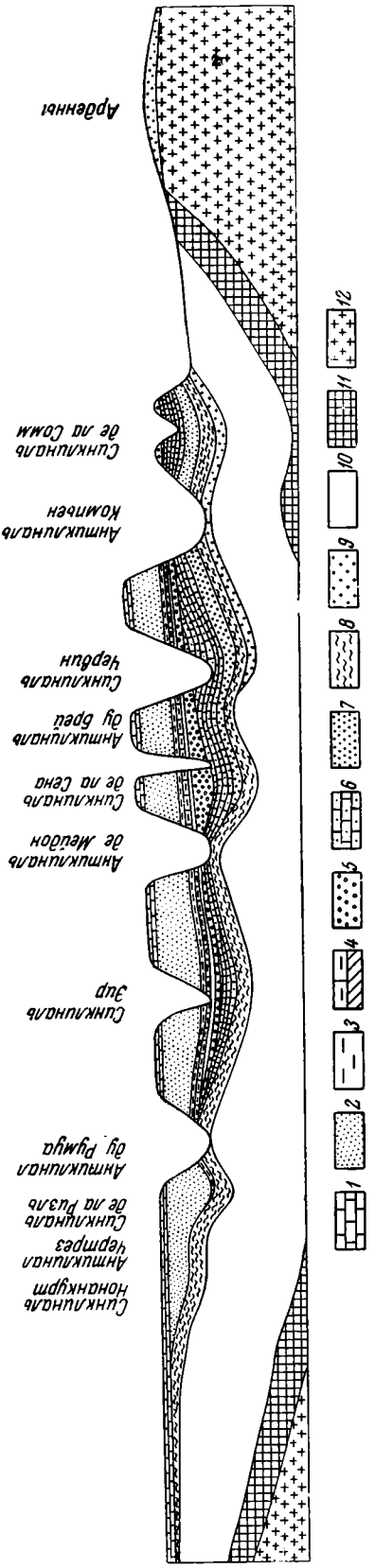
Фиг. 96. Взаимоотношения между герцинскими и альпийскими структурами на Страховском профиле (по А. Я. Дубинскому, 1959)

1 — кайнозой; *2* — сенон; *3* — коньяк-сеноман; *4* — карбон; *5* — границы между свитами каменноугольной системы; *6* — тектонические контакты в карбоне; *7* — стратиграфические контакты в мезозое и кайнозое; *8* — положение сводов антиклиналей до верхнемелового размыва; *9* — пласт антрацита

род мигрировал на 1—2 км к югу от свода I-ой Южной каменноугольной антиклинали. Развитие унаследованных структур Восточного Донбасса происходило длительно. А. Я. Дубинский пишет, что «...мы не знаем ни одного случая в восточном Донбассе, когда бы в осевой зоне палеозойской синклинали развивался бы новообразованный (альпийский) антиклинальный перегиб» (1959, стр. 58).

Во Франции, в мезо-кайнозойских отложениях Парижского бассейна давно известна система четких антиклинальных и синклинальных структур, описанию которых посвящена обширная литература (Hebert, 1875; Lecornu, 1888; Dollfus, 1890, 1900; Bertrand, 1892; Lapparent, 1879; Munier-Chalmes, 1900; Lemoine, 1930; Goguel, 1941; Soyer, 1946; Abrard, 1948, 1950, и др.). Именно для складок Парижского бассейна Э. Зюсс (Suess, 1888) предложил термин «постумные».

Дислокации платформенного чехла Парижского бассейна образуют более 15 линий антиклинальных структур и столько же сопряженных с ними линий синклинальных структур. Они прослеживаются на всей территории Парижского бассейна: в западной его части расположены на прямом продолжении складчатых структур герцинского Арморикапского массива и имеют северо-западное простирание; на востоке бассейна по мере приближения к герцинскому массиву Арденн мезо-кайнозойские дислокации постепенно меняют свое простирание на западо-юго-западное, согласное с направлением структур этого массива. В целом структуры платформенного чехла Парижского бассейна непрерывно соединяют складки герцинских сооружений Арморикапского и Арденнского массивов. На крайнем юге бассейна,



Фиг. 97. Схематический геологический разрез через Парижский бассейн (по П. Годбиллю из Р. Абрара, 1948).

1 — четвп, *2* — стампий, *3* — санпси, *4* — гипс, *5* — бартон, *6* — лютет, *7* — сьюиз, *8* — спарнак, *9* — тенет, *10* — мел, *11* — юра, *12* — древние породы

в районе пролива Пуату, также через дислокации чехла происходит прямой переход герцинских складок Лимузена к складкам Арморикапского массива. В прямом продолжении структур обнаженных областей фундамента однозначными дислокациями платформенного чехла и в исключительно согласном простирании тех и других ярко проявляется унаследованность платформенных структур. Не менее точно совпадают простирания магнитных и гравитационных аномалий.

Антиклинальные и синклинальные линии вытянуты на расстояние от 120 до 270—300 км. Их оси ундулируют, в результате чего в их пределах возникают брахискладки. Все структуры асимметричны и нередко со стороны крутого крыла осложнены разломами.

Как и унаследованные дислокации других районов эпигерцинских платформ, структуры Парижского бассейна характеризуются длительностью истории развития. Они существовали уже в начальную стадию образования платформенного чехла. В разрезе слагающих их пород запечатлен одновременный с осадконакоплением рост структур, выражающийся в сокращении мощностей отдельных толщ, в выклинивании ряда горизонтов и появлении размывов и более резких несогласий к антиклиналям и т. д. Очень четко проявляется упрощение и выполаживание структур вверх по разрезу. Все эти упомянутые особенности унаследованных дислокаций Парижского бассейна хорошо видны на приводимом профиле (фиг. 97). Таким образом, по морфологии и истории геологического развития структуры Парижского бассейна очень близки к дислокациям периферии Мугоджар.

Во Франции же в мезо-кайнозойском платформенном чехле Аквитанского бассейна распространены дислокации, которые по геологическому строению близки структурам Парижского бассейна и также могут быть отнесены к унаследованным. Они описаны в работах многих исследователей (Raulin, 1899; Bertrand, 1911; Dollfus, 1927, 1927a; Daguin, 1937, 1941_1, 1941_2, 1948, и др.).

Сходная унаследованность или «активная тектоника копировки» отмечается С. Н. Бубновым (1960) в северо-западной части Судет. Здесь структуры складчатого герцинского фундамента и платформенного чехла имеют общее простирание с северо-запада на юго-восток. Унаследованные дислокации отмечаются им также для Кельтиберийских гор Испании.

Таким образом, из сделанного краткого обзора видно, что унаследованные дислокации широко распространены на территории молодых эпигерцинских платформ и являются одними из наиболее характерных тектонических форм в их пределах.

Заключение

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И РАЗВИТИЯ УНАСЛЕДОВАННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ЭПИГЕРЦИНСКИХ ПЛАТФОРМ

При изучении структур эпигерцинских платформ прежде всего бросается в глаза общность простираний древних структур фундамента и молодых дислокаций чехла. Погружающиеся под платформенный чехол складчатые структуры фундамента продолжаются в нем с тем же знаком, но в сильно сглаженном виде, причем оси первых и вторых лежат на одной линии. О согласном простирании структур фундамента и чехла говорят и геофизические исследования. Гравиметрические и магнитометрические данные, которые в первую очередь отражают строение фундамента, показывают, что оси аномалий силы тяжести и магнитной восприимчивости совпадают с осями молодых структур. Это свидетельствует об унаследованности тектонического плана.

В настоящее время накопилось уже достаточное количество материала, чтобы можно было говорить о точности совпадения тектонического плана структур фундамента и чехла. В этом отношении показательны наиболее изученные дислокации Примугоджарья, Восточного Донбасса и Парижского бассейна. Как мы видели, многим антиклиналям чехла точно соответствуют антиклинальные структуры фундамента, а молодым синклиналям — его синклинальные структуры. На периферии Мугоджар к таким дислокациям относятся Кокпектинская, Чушкакульская, Кумжарганская, Коскульская антиклинали, Ащисайская, Батпаккульская и Берчогурская синклинали и др. В Восточном Донбассе в этом отношении наиболее хорошо изучены Гремучинская антиклиналь, Кондаковское поднятие, Шахтинско-Несветаевская и Быстрянская синклинали и ряд других структур. Среди подобных дислокаций Парижского бассейна можно назвать антиклинали Арту, Понта, Брэй, Вернанта-Хьюизма-Лажеля, синклинальную зону франко-бельгийского каменноугольного бассейна, синклиналь Самма и др. Совпадение сводовых частей структур фундамента и чехла можно наблюдать на примере ряда дислокаций Мангышлакской и Туаркырской зон.

Таким образом, на территории эпигерцинских платформ во многих районах можно констатировать довольно точное наследование структурой чехла тектонического плана фундамента. Во всех тех местах, где достаточно полно изучены структуры погребенного фундамента и установлены их взаимоотношения со структурами чехла, наблюдается довольно точное, во многих случаях полное совпадение осевых линий структур одного знака. Отмечаемое иногда смещение сводов молодых структур по отношению к древним обычно невелико и, по-видимому, не превышает нескольких километров.

Следует обратить внимание на тот факт, что нередко за доказательство унаследованности платформенных структур чехла принимается

совпадение конфигурации рельефа поверхности фундамента со структурой различных горизонтов внутри чехла. Так, Н. Н. Ростовцев (1958) только на основании повышения поверхности фундамента под антиклиналями мезо-кайнозоя Западно-Сибирской плиты считает последние унаследованными. Этого, конечно, недостаточно для доказательства унаследованности структур чехла, хотя в силу значительных мезо-кайнозойских тектонических движений поверхность фундамента на антиклиналях, как правило, бывает высоко приподнятой, и в синклиналях — опущенной.

А. Я. Дубинский (1959) для районов Восточного Донбасса пришел к выводу, что повышения погребенной поверхности карбона соответствуют антиклинальным структурам как в самом карбоне, так и в покрывающем его плаще платформенных отложений. В большинстве случаев так оно и будет. Однако для доказательства унаследованности структур чехла необходимо рассматривать не столько поверхность фундамента, сколько внутреннее его строение. Ведь образование платформенных структур можно объяснить и блоковыми подвижками фундамента, которые могут происходить в плане, отличающемся от его былого внутреннего строения, и тогда то или иное гипсометрическое положение поверхности фундамента может определяться мезо-кайнозойскими движениями и вовсе не обязательно будет отвечать внутреннему его строению.

Кроме того, не следует забывать, что поверхности фундамента молодых платформ свойственна значительная эрозионная расчлененность (Гарецкий, 1955, 1957). В связи с этим в районе антиклинальной структуры могут возникать отрицательные формы рельефа, а на крыльях или даже на участках синклиналей — положительные формы. В этих случаях поверхность фундамента не будет соответствовать его внутреннему строению. Такое явление наблюдается в районе Кокпектинской, Теректысайской и Изембетской антиклиналей, в сводовых частях которых в рельефе палеозоя намечаются глубокие долины, а наиболее приподнятые участки приходятся на крылья антиклиналей. Также не отражается в рельефе фундамента Кумжарганская антиклиналь. Только рассмотрение внутреннего строения фундамента этих антиклиналей позволило убедиться в совпадении палеозойских и мезо-кайнозойских их сводов. Поскольку в большинстве случаев амплитуда мезо-кайнозойских движений превышает размах рельефа поверхности фундамента, да и сам рельеф носит характер эрозионно-тектонического, постольку наиболее часто поверхность фундамента совпадает со структурой. Но обязательно следует помнить, что такое совпадение гипсометрического положения поверхности палеозоя и структуры чехла еще не является доказательством унаследованного развития последней и что поверхность фундамента молодых платформ часто осложнена эрозионными формами древнего рельефа.

На примерах платформенных дислокаций Туранской плиты, восточного продолжения Донбасса и Парижского бассейна мы видели, что они в сглаженном виде повторяют более сложные палеозойские структуры (обычно типа антиклинориев и синклинориев). Между морфологией складчатых структур фундамента и морфологией наследующих их дислокаций платформенного чехла много общих черт. Асимметрия, наклон плоскостей основных структур, тип сопровождающих их разломов и другие черты палеозойских антиклинориев и синклинориев Мугоджар, Армориканского и Арденнского массивов передаются унаследованным дислокациям периферии Мугоджар и Парижского бассейна. Общие черты морфологии каменноугольных структур Донбасса можно обнаружить в мезо-кайнозойских дислокациях его восточного продолжения. Таким образом, большинство молодых платформ наследуют не только тектонический план фундамента, но также общую форму его структур и знак движения.

Согласно отмеченным выше морфологическим особенностям среди унаследованных структур Туранской плиты можно выделить следующие группы: мангышлакскую, примугоджарскую и северобузачинскую.

Мангышлакская группа унаследованных дислокаций включает дислокации Мангышлакской зоны. К ней приближаются структуры Туаркырской зоны. Это резко выраженные складки, наиболее высокие унаследованные формы.

К северобузачинской группе унаследованных структур принадлежит Северобузачинское и Кассарминское поднятия, Барсакельмесский прогиб и др. Это расплывчатые, слаболинейные структуры, одни из низких унаследованных форм.

Примугоджарская группа унаследованных дислокаций занимает промежуточное положение между двумя названными выше. К ней примыкают унаследованные структуры восточного склона Урала и восточного продолжения Донбасса. К этой же группе относятся дислокации Парижского бассейна. Такое различие морфологических особенностей унаследованных структур связано с различием возраста складчатого фундамента, о чем будет сказано ниже.

Все унаследованные структуры развиваются длительно. Уже в наиболее древних отложениях платформенного чехла Туранской плиты — породах чушкакульской серии нижней юры — верхнего триаса — устанавливаются весьма резкие унаследованные антиклинали и синклинали. На профиле через Южночушкакульскую брахиантиклиналь (см. фиг. 51) видно, как слои нижней юры — верхнего триаса образуют четкую антиклиналь, совпадающую с палеозойскими и более молодыми поднятиями.

Сейсмические профили через Актумсукскую группу структур (см. фиг. 46) показывают, что на синклинальных участках в толще нижней юры — верхнего триаса намечаются отражающие площадки, согласные с лежащим выше синклинальным изгибом. При переходе к антиклинальному участку отражающие площадки внутри чушкакульской серии нижней юры — верхнего триаса становятся более наклонными, а к своду антиклинали они обрисовывают резкую структуру, слои которой несогласно срезаются лежащей выше толщей пород. На примерах унаследованных дислокаций восточного склона Урала, Парижского бассейна и других мест мы видели, что и здесь самые древние слои платформенного чехла образуют наиболее резкие структуры.

В большинстве мест эпигерцинских платформ наблюдается, что поверхность фундамента, которая, несмотря на эрозионную расчлененность, отражает сумму тектонических движений за мезо-кайнозойское время, наклонена более резко, чем залегающие на некотором расстоянии от нее сравнительно низкие горизонты (юрские, нижнемеловые) мезозойского разреза.

Все отмеченные факты говорят о том, что рост унаследованных структур начался сразу же после установления платформенного режима на данной территории. Следовательно, структуры эпигерцинских платформ возникли не «постумно» (новообразованно, благодаря повторным движениям альпийского орогенеза), а являются прямыми наследниками структур фундамента и существовали, уже начиная с первых этапов формирования платформенного покрова.

Как было видно из описания унаследованных структур периферии Мугоджар, восточного склона Урала, Восточного Донбасса, Парижского бассейна и других районов, существование многочисленных перерывов в разрезах антиклиналей, сокращение мощностей свит, выпадение отдельных горизонтов, угловые несогласия и, наоборот, уменьшение перерывов, а нередко и полное их исчезновение, более мощные и полные толщи осадков, появление новых горизонтов, более согласное залегание пластов в разрезах синклиналей — все это свидетельствует о длительном,

хотя и неравномерном, развитии унаследованных структур. В ряде случаев рост структур запечатлелся в изменении литологического состава свит при переходе от антиклинальных разрезов к синклинальным.

Поскольку унаследованные структуры развивались длительно, постольку можно наблюдать постепенное усложнение их морфологии с глубиной. Это в первую очередь выражается в увеличении угла наклона слоев более древних горизонтов по сравнению с более молодыми. Кроме этого, в более низких горизонтах возникают дополнительные изгибы, ступени, флексуры, отсутствующие в более высоких слоях.

Разломы, сопровождающие унаследованные дислокации, в большинстве случаев также развиваются длительно, что выражается в различной величине мощности отдельных свит по разные стороны от разломов, в ограничении ими распространения некоторых горизонтов платформенного чехла и т. д. Однако нередко разломы являются погребенными: они или вовсе не затрагивают платформенного чехла (это бывает редко), или пересекают только его нижние горизонты. Чаще всего они затухают постепенно, а выше развиваются в виде флексур. В ряде случаев разломы прекращали свое развитие в средние этапы формирования платформенного чехла и вновь возникали на поздних (неоген) стадиях роста структур.

Из рассмотрения морфологических групп унаследованных дислокаций вытекает, что чем меньше время, отделяющее эпоху отложения платформенных осадков от эпохи складчатости геосинклинальных пород фундамента, т. е. чем меньше перерыв между складчатым фундаментом и платформенным чехлом, тем более резкие унаследованные формы развиваются в чехле. Так, наиболее резкие дислокации возникли в зоне Мангышлакского пермо-триасового межгорного прогиба, складчатость которого относится к концу среднего или началу верхнего триаса. Менее резкие, но весьма отчетливые дислокации развиты на периферии Мугоджар и на восточном склоне Урала, где складчатость началась в верхнем карбоне и закончилась в нижнем триасе. Еще менее выразительные унаследованные структуры распространены в районе Северного Устюрта на продолжении широтных герцинид Тянь-Шаня, складчатость которых началась в среднем карбоне. На эпикаледонских же платформах в мезокайнозойских отложениях унаследованные дислокации почти полностью отсутствуют. На них в мезозое образуются уже крупные идиоморфные платформенные структуры типа синеклиз. На докембрийских платформах унаследованные дислокации не отмечались, что, скорее всего, связано с большим перерывом между временем складчатости фундамента и временем начала формирования платформенного чехла.

Продолжительность развития унаследованных дислокаций в абсолютном летоисчислении А. Л. Яншин (1951) определял в 150—200 млн. лет. А. Л. Яншин писал, что унаследованную складчатость во времени «правильнее всего рассматривать как прямое продолжение и постепенное затухание складчатости геосинклинальной. Как в последние эпохи жизни геосинклиналей в их природе активно нарастают отдельные черты будущего платформенного режима, так унаследованная складчатость является отголоском и следом прошлого геосинклинального режима после превращения геосинклинальной области в платформу.

С этой точки зрения унаследованную складчатость вполне можно назвать характерной формой тектоники ранних стадий существования платформ» (1951, стр. 278).

В начальный период существования эпигерцинской платформы значительная часть ее пространства заполняется унаследованными дислокациями, которые являются специфическими для этого типа развития. Только позднее, часто в конце времени формирования унаследованных дислокаций в платформенном чехле начинают возникать более крупные структуры типа синеклиз и антеклиз.

Унаследованные дислокации эпигерцинских платформ резко отличаются от плакантиклиналей и плакосинклиналей древних платформ. Прежде всего, большинство из них различны по форме. Для первых характерна исключительно выдержанная линейность. Среди вторых только некоторые типы — туймазинский и бугурусланский (Шатский, 1945) — более или менее линейны, но в несравненно меньшей степени, чем унаследованные дислокации молодых платформ. Многие структуры древних платформ имеют вид широких щитообразных асимметричных вздутий, форму коробчатых структур или очень неправильных поднятий.

Плакантиклинали располагаются спорадически, поодиночке или образуют вытянутые ряды. Часто отдельные плакантиклинали располагаются под углом, а изредка и перпендикулярно друг к другу.

Унаследованные дислокации на многих участках выполняют все пространство молодой платформы и образуют параллельные ряды линейно вытянутых антиклинальных и синклинальных зон, сходных в этом отношении с рядами линейных складок в геосинклинальных областях. Ряды плакантиклиналей не сопровождаются рядами синклиналей. Унаследованные антиклинали, наоборот, всегда сопровождаются равновеликими унаследованными синклиналями. Плакантиклинали древних платформ представляют собой образования, возникшие в результате вертикальных подвижек отдельных блоков фундамента по рассекающей его серии расколов. В образовании унаследованных структур также большое значение имеют разломы, но не меньшую роль в их возникновении и развитии играют пликативные изгибы.

В связи со всем изложенным выше унаследованные дислокации заслуживают быть выделенными в особый тип структур, характерный для эпигерцинских платформ.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. В. Beiträge zur Paläontologie des asiatischen Rußlands. Т. 1. Tertiärversteinerungen aus der Umbegung des Aralsees.— Mem. Acad. Sci., 6 ser. St.-Petersburg, 1858, Sci. mathem. et phys., 7(9).

Авров П. Я. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол., 1957, вып. 1 (26).

Айзенштадт Г. Е.-А. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1951, вып. 55.

Айзенштадт Г. Е.-А., Трифонов Н. К., Черепанов Н. Н. Основные проблемы нефтегазоносности Западного Казахстана.—Сов. геология, 1959, № 9.

Алексеев А. К. Палеоген Северного Приаралья (реферат доклада).— Проблемы сов. геол., 1936, 6, № 10.

Алексеев А. К. Олигоценовая фауна моллюсков возвышенности Джаксы-клыч на Аральском море.— Ежег. Всеросс. палеонтол. об-ва (1934—1935), 1937, 11.

Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлака.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1941, вып. 16.

Аленицын В. Д. Предварительный отчет об исследованиях на Аральском море летом 1874 г.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1874, 5, вып. 2.

Аленицын В. Д. Отчет о результатах исследований на Аральском море. Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1875, 6, Проток. общ. собрания 21 февр. 1875 г.

Аленицын В. Д. Сообщения о SO-NW поднятии в Арало-Каспийской стране и о причинах поворота рек Аму и Сыра.— Труды СПб. об-ва Естествоиспыт., 1876, 7, Проток. засед. отд. геол. и минерал. 20 окт. 1875 г.

Аленицын В. Д. Об источниках пресной воды на берегах Аральского моря и очерк истории суши континентальных островов Аральского моря. В кн.: «Труды Арало-Каспийской экспедиции», вып. 5, СПб., 1877.

(Аленицын В. Д.). Разбор новой возможной теории поворота рек Аму и Сыра в сравнении с теорией влияния SO-NW поднятия в Арало-Каспийской стране. — Речи и протоколы VI съезда русских естествоиспытателей и врачей в СПб., происходившим с 20 до 30 декабря 1879 г., Засед. 2-е геол. и минерал. СПб., 1880.

Аленицын В. А. Аральское море. В кн.: «Живописная Россия», т. 10. Русская Средняя Азия, очерк 2, СПб., 1885.

Алешин В. М. Условия залегания палеогеновых отложений Южноэмбенского поднятия; Северо-западного и Северного Устюрта.—Труды Ин-та нефти АН Каз. ССР, 1959, 3.

Андрусов Н. И. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Караган и Горного Мангышлака.— Труды Ком. Моск. сельскохоз. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1, 1911, 3, Отчет по геол. исслед. фосфоритовых залежей.

Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. 2. Мангышлак. В кн.: «Труды Арало-Каспийской экспедиции», вып. 8, СПб., 1915.

Архангельский А. Д. О верхнемеловых отложениях Аральского моря и новой зоне верхнего сенона России.— Bull. Soc. Natur., Moscou, nouv. sér., 1909, 23, прилож. к проток. засед.

Архангельский А. Д. 1. Ископаемая фауна берегов Аральского моря. 1. Верхнемеловые отложения, вып. 1.— Изв. Туркестан. отд. Русск. геогр. об-ва, 1912, 8, вып. 2. Научн. результаты Аральской экспед., вып. 9.

Архангельский А. Д. 2. Успехи изучения палеоценовых отложений в России с 1905 по 1911 г.— Ежег. геол. и минер. России, 1912, 14, вып. 4,—5.

Архангельский А. Д. Заметки о верхнемеловых отложениях Азиатской России. 1. Сеноман и турон Туркестана и прилежащих местностей — Геол. вестник, 1915, 1, № 4.

Архангельский А. Д. 1. Верхнемеловые отложения Туркестана, вып. 1. Верхнемеловые отложения северо-западных Кызыл-Кумов и Ферганы. Труды Геол. ком., новая серия, 1916, вып. 151.

Архангельский А. Д. 2. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана, вып. 1.— Труды Геол. ком., новая серия, 1916, вып. 152.
Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. Тектоника и история развития Русской платформы. М.— Пг., Гос. изд-во, 1923.
Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России, т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии, вып. 2. Л., Изд-во Геол. ком., 1926.
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 3, т. 1. М.—Л., ГОНТИ, 1941.
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 4, т. 2. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.
Архангельский А. Д. и др. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 1.
Афанасьев Б. Л. Бер-Чогурское месторождение каменного угля. В кн.: «Ископаемые угли Казахстана», т. 1, вып. 2, Алма-Ата, 1937; то же: Народное хоз-во Казахстана, 1937, № 11-12.
Афанасьев Б. Л. Речной тип угленакопления.— Проблемы сов. геол., 1938, 8, № 1.
Базинер Ф. И. Naturwissenschaftliche Reise durch die Kirgisen steppe nach Chiva. In: «Beiträge zur Kenntnis des russischen Reichs», Bd. 15, St.-Petersburg, 1848.
Бажанов В. С. Изучение ископаемых зверей на территории Казахстана за тридцать лет.— Изв. АН Каз. ССР, 1948, № 43, серия паразитол., вып. 5.
Балашова Е. А. О фауне карбона Бер-Чогура.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1945, № 65, серия геол.- почв. наук, вып. 13.
Балашова Е. А. Гониатиты карбона Бер-Чогура.— Ежегодн. Всес. палеонтол. об-ва, 1953, 14.
Балашова Е. А. 1. Некоторые турнейские плеченогие Бер-Чогура (Мугоджары).— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1956, № 209, серия геол. наук, вып. 7.
Балашова Е. А. 2. Турнейские трилобиты Бер-Чогура (Мугоджары).— Ежегодн. Всес. палеонтол. о-ва, 1956, 15.
Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде, ч. 1.— Ученые записки Казанск. ун-та, 1948, 108, кн. 3. Ботаника, вып. 7.
Баранов В. И. Новая ископаемая флора из третичных и верхнемеловых отложений западного склона Мугоджар.— Докл. АН СССР, 1953, 92, № 5.
Барбот де Марни Н. П. Отчет о результатах геологических исследований на Усть-Урте и Мангышлаке (Арало-Касп. экспедиция).— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1875, Проток. общ. собр. 21 февраля 1875 г.
Баренбойм М. И., Пузырев Н. Н. Результаты применения в Прикаспийской впадине корреляционного метода преломленных волн (КМПВ).— Прикладная геофизика, 1952, вып. 8.
Баярунас М. В. Обследование 4-го листа одноверстной съемки полуострова Мангышлака. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1914 г.— Изв. Геол. ком., 1915, 26, № 1.
Баярунас М. В. Работы на площади 2-го листа 5-верстной карты Мангышлака. В кн.: «Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1926—1927 гг. Полевые работы». Л., Изд-во Геол. ком., 1929.
Баярунас М. В. Полезные ископаемые Мангышлака. В кн.: «Карабугазская проблема». Изд-во треста «Карабугазсульфат», 1931.
Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в примугоджарских степях. В кн.: «Бокситы», т. 1, ч. 1. М.—Л., ОНТИ, 1937 (Труды Всес. научно-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 110).
Беляева Е. И. Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1948, 15, вып. 3.
Бенько Е. И. Развитие структур III порядка. В кн.: «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности». Л., Гостоптехиздат, 1958 (Труды Всес. нефт. геол.-развед. ин-та, вып. 114).
Бер А. Г. Мезозойская эффузивно-осадочная толща северной части Тургайского прогиба.— Сов. геология, 1958, № 3.
Бер А. Г. и др. Объяснительная записка к листу М-41 (Тургай). Геологическая карта СССР в масштабе 1 : 1 000 000. М., Госгеолиздат, 1948.
Берг Л. С. Заметка о песках Б. Барсуки.— Почвоведение, 1907, 9, № 1.
Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва, 1908, 5. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 9.
Богачев В. В. Очерк третичных отложений Северного Приаралья.— Изв. Геол. ком., 1909, 28, № 3.

Богачев В. В. Примечания и дополнения к статье Н. И. Андрусова «Южнорусский плиоцен по новейшим исследованиям».— Азерб. нефт. хоз-во, 1928, № 6-7.
Богачев В. В. Новое в стратиграфии Закавказского миоцена.— Новости нефтяной геологии, 1935, **2**, № 10 (20). Заметка № 191, 25 окт.
Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья. 2. Проблемы Маныча.— Труды Азерб. нефт. научно-исслед. ин-та, 1936, вып. 31.
Богачев Г. В. Годовой отчет по работам 1928—1929 гг. (К югу от верховьев Эмбы и в районе Чушкакуля).— Нефт. хоз-во, 1930, **18**, № 3. Прилож.
Богачев Г. В. Бурые угли Киргизской степи Приаральского района.— Изв. Всес. геол.-разв. упр., 1932, **51**, вып. 27.
Бойцова Е. П. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1955, 5.
Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 145, геол. серия (№ 61).
Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевой комплекс готерива Примугоджарья.— Научн. докл. высшей школы, геол.-геогр. наук, 1958, № 4.
Бондарева Т. П. Фауна фораминифер чеганской свиты южной части Арало-Тургайской низменности и ее стратиграфическое значение.— Автореф. дисс. на соиск. ученой степени кандидата геол.-минер. наук. М., 1955.
Борисяк А. А. О новом представителе сем. Indricotheriidae. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Боровский В. М. О происхождении Арала.—Казах. правда, 1946, № 55, 10 марта.
Борщов И. Г. Mitteilungen über die Natur des aralo-caspischen Flachlandes.— Würzburg. naturwiss. Zs., 1861, **1**.
Борщов И. Г. Материалы для ботанической географии Арало-Каспийского края.— Записки Академии наук, **7**, 1865, прилож. № 1.
Бубличенко Н. Л. О восточной границе Палеоурала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, **26**, вып. 5.
Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
Бувалкин А. К. Деформация террас р. Темир (Эмбенская обл.).— Изв. Каз. филиала АН СССР, серия геол., 1944, № 2-3.
Бутаков А. И. Краткое описание р. Сыр-Дарьи от форта Перовский до устьев.— Морской сборник, 1857, **28**, № 3.
Бутаков А. И. Берега Аральского моря (Геологические заметки).— Туркест. ведомости, 1872, № 48, **49-50**.
Быков Р. И. Основные черты тектоники Актюбинско-Темирского Приуралья.— Труды Моск. нефт. ин-та, 1955, вып. 14.
Васильев Ю. М. Тектоническое строение полуострова Бузачи.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 6.
Васильев Ю. М. Унаследованная складчатость между Южным Уралом и Мангышлаком.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 4.
Васильев Ю. М. Основные черты геологического развития зоны юго-восточного обрамления Русской платформы.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышленности, 1959, вып. 25.
Вахрамеев В. А. Континентальный и солоноватоводный олигоцен Северного Приаралья. В кн.: «Рефераты научно-исследовательских работ за 1940 г. «Отд. геол.-геогр. наук. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
Вахрамеев В. А. Находка нижнемеловых покрытосемянных растений в Западном Казахстане.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. биол., 1946, **51**, вып. 3.
Вахрамеев В. А. $_1$. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа. —Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
Вахрамеев В. А. $_2$. Цикадофиты из альбских отложений Западного Казахстана. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, **23**, вып. 6.
Вахрамеев В. А. Континентальные и солоноватоводные отложения Северного Приаралья и северных чинков Устюрта.— Изв. АН СССР, серия геол.,1949, № 4.
Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 1. Изд-во АН СССР, 1952.
Вахрамеев В. А., Яншин А. Л. Палеозой в Северном Приаралье.— Докл. АН СССР, 1940, **30**, № 9.
Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала.— Материалы геол. и полезных ископ. Южного Урала, 1956, вып. 1.
Водорезов Г. И., Яншин А. Л. Объяснительная записка к листу М-40 (Чкалов). Геологическая карта СССР в масштабе 1 : 1 000 000. М.— Л., Госгеолиздат, 1947.
Воскобойников М. Е. Меловые отложения Восточного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1953, **90**, № 5.

Воскобойников М. Е. Стратиграфия палеогеновых отложений низовьев р. Сыр-Дарьи.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1956, вып. 25.
Воскобойников М. Е. Положение нуммулитовых известняков в разрезе палеогена Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 6.
Вялов О. С. $_1$. О миоценовых устричниках из северных чинков Устюрта.— Изв. Геол. ком., 1929, **48**, № 10.
Вялов О. С. $_2$. О некоторых третичных устрицах из группы Ostrea plicata Solander.— Изв. Геол. ком., 1929, **48**, № 9.
Вялов О. С. О возрасте чеганских глин на Устюрте.— Изв. Глав. геол.-разв. упр., 1930, **49**, № 4.
Вялов О. С. $_1$. Гидрогеологические исследования степной полосы к югу от р. Эмбы и северной части Устюрта.— Труды Глав. геол.-разв. упр., 1931, вып. 61.
Вялов О. С. $_2$. Материалы к изучению третичной фауны Устюрта. 1. Ostreidea северных чинков Устюрта.— Изв. Глав. геол.-разв. упр., 1931, **50**, вып. 42.
Вялов О. С. О тектонике Устюрта.— Записки Всер. минер. об-ва, 1933, ч. 62, № 1.
Вялов О. С. Материалы к геологии района Больших Барсуков (Казахстан).— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1934, **63**, вып. 2, отд. геол. и минер.
Вялов О. С. Гидрогеологический очерк Устюрта.— Труды Всес. геол.-развед. объед., 1935, вып. 319.
Вялов О. С. Возраст корбулевых слоев Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, **20**, № 3-4.
Вялова Р. И., Вялов О. С. Схема тектоники Урала.— Сов. геология, 1939, 9, № 12.
Гаель А. Г. К вопросу о генезисе и эволюции песков СССР. В кн.: «Труды I Всесоюзного географического съезда 11—18 апреля 1933 г.», вып. 3. М., Изд-во Гос. геогр. об-ва, 1934.
Гаель А. Г. Облесение бугристых песков Приаралья. Изд-во АН СССР, 1951.
Гаель А. Г. и др. Песчаные пустыни Северного Приаралья и пути их освоения.— Труды Ин-та пустынь, Алма-Ата, 1950, **2**.
Гарецкий Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь Западного Примугоджарья (о древнем рельефе палеозойского основания периферии Мугоджар).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, **30**, вып. 2.
Гарецкий Р. Г. Кластические дайки. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
Гарецкий Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, вып. 6.
Гарецкий Р. Г. Геологическое строение и перспективы нефтеносности южного погружения Мугоджар.— Геол. нефти, 1958, № 1.
Гарецкий Р. Г. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чушкакульской антиклинали к югу от Мугоджар.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, **34**, вып. 5.
Гарецкий Р. Г., Егоров И. П., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения района Жанасу (Южноэмбенский гравитационный максимум).— Докл. АН СССР, 1961, **96**, № 3.
Гарецкий Р. Г., Кузьмина О. А. Новый выход континентальных меловых отложений в Северном Приаралье.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, **31**, вып. 5.
Гарецкий Р. Г., Мерклин Р. Л., Яншин А. Л. Морские нижнемиоценовые отложения в Приаралье.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, **33**, вып. 6.
Гарецкий Р. Г., Немков Г. И. Новый выход нуммулитовых слоев в Северном Приаралье.— Докл. АН СССР, 1956, **108**, № 6.
Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. О глубинном строении Северного Устюрта и возможном происхождении его чинков.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 12.
Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы.— Сов. геология, 1958, № 2.
Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 44.
Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Кокпектинский погребенный ультраосновной массив к югу от Мугоджар.— Разведка и охрана недр, 1959, № 7.
Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн.: «Методы изучения тектонических структур». Изд-во АН СССР, 1960.
Гельмерсен Г. П. $_1$. О геогностическом составе Устюрта и особенно восточного склона его к Аральскому морю.— Горный журнал, 1845, ч. 3, кн. 7.
Гельмерсен Г. П. $_2$. Über die geognostische Beschaffenheit des Ustürt und insbesondere dessen östlichen Abfalls zum Aralsee.— Bull. Cl. phys.-mathem. Acad. Sci. St.-Petersburg, 1845, **4**, № 1-2.
Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника, ч. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Герасимов И. П. Очерк почв районов бассейнов верхней Эмбы, Темира и

Чегана. Отчет о работе почв.-ботан. отряда Казахст. экспед. АН СССР, 1928, вып. 2.— Материалы комитета по исследов. союзных и автономных республик, вып. 16, серия Казахстанская.

Герасимов И. П. 1. К истории развития долин речных систем Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работе почв.-ботан. отряда Казахст. экспедиции АН СССР, 1930, вып.4,ч. 2, Исслед. 1926 г.— Материалы Ком. экспед. исследований, вып. 25, серия Казахстанская.

Герасимов И. П. 2. Почвенный очерк восточного Усть-Урта. Отчет о работе почв.-ботан. отряда Казахст. экспедиции АН СССР, вып. 4, ч. 1.— Материалы Комитета экспед. исследований, 1930, вып. 25, серия Казахстанская.

Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1937, вып 25.

Гладковский А. К., Шарова А. К., Вторушин А. В. К вопросу о возрасте изверженных пород в центральной части Тургайского пролива.— Докл. АН СССР, 1952, 83, № 1.

Гладковский А. К., Гуткин Е. С. Изверженные породы центральной части Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.

Горский И. И., Леоненок Н. И. Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского прогиба. Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 8.

Грачев Р. И. Геологическое строение и история развития Южноэмбенского поднятия.— Труды Всес. нефт. геол.-разв. ин-та, 1959, вып. 131, сб. 4.

Гумбольдт А. Ф. Центральная Азия. Исследования о цепях гор и по сравнительной климатологии.— Перевод с франц. П. И. Бороздича. Под ред. Д. Н. Анучина, т. 1. М., 1915.

Гурари Ф. Г. О генезисе мезо-кайнозойских структур южной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1957, 112, № 1.

Дербиков И. В. О связи тектоники фундамента и чехла. В кн.: «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности». Л., Гостоптехиздат, 1958 (Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 114).

Димаков А. И. К вопросу о тектоническом строении полуострова Мангышлак. В кн. «Геология и геохимия», т. 1(7). Л., 1957.

Димаков А. И. Новые данные о тектонике полуострова Бузачи.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сборник, 4.

Дубинский А. Я. Об унаследованных структурах восточного Донбасса.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.

Дубянский В. А. Генезис и эволюция песков Средней Азии.— Лесной журнал, 1909, № 7.

Дубянский В. А. Пески Казахстана.— Нар. хоз-во Казахстана, 1930, № 11-12

Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак.— Геол. нефти, 1957, № 7.

Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. В кн.: «Задачи и перспективы поисковоразведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии». Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1959.

Емельянов Н. Д. Иргизский район. Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1914 г. Пг., 1916.

Жижченко Б. П. Заметки о фауне и стратиграфическом положении чокракского горизонта.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1934,12, вып. 3.

Жижченко Б. П. 1. Нижний миоцен. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 12. Неоген СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.

Жижченко Б. П. 2.Средний миоцен. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 12. Неоген СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.

Жуков М. М., Марочкин Н. И. и Мокринский В. В. Объяснительная записка к листу L-39 (Астрахань). М.— Л., Госгеолиздат, 1940.

Журавлев В. С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 3.

Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 42.

Заклинская Е. Д. 1. Спорово-пыльцевые спектры морских эоценовых отложений Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1953, 92, № 5.

Заклинская Е. Д. 2. Спорово-пыльцевые спектры морского олигоцена Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1953, 92, № 6.

Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры верхнего эоцена Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1955, 99, № 4.

Заклинская Е. Д. Стратиграфическое значение пыльцы голосемянных кайнозойских отложений Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1957, вып. 6.

Замаренов А. К. Основные черты тектоники юго-восточной окраины Прикаспийской впадины.— Ученые записки Саратов. ун-та, 1955, 46, вып. геол.

Замаренов А. К. Эоценовые отложения юго-восточной окраины Прикаспийской впадины.— Труды Ин-та нефти АН Каз. ССР, 1959, 3.

Замаренов А. К. и др. О юго-восточном обрамлении Северного Прикаспия.— Геол. нефти и газа, 1959, № 1.
Замятин А. Н. Геологический очерк северо-восточной части Темирского уезда Уральской обл.— Изв. Геол. ком., 1915, 34, № 5.
Замятин А. Н. Отчет о геологическом обследовании фосфоритов в восточной части Темирского у. Уральской обл. в 1915 г.— Труды Ком. Моск. сель.-хоз. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1. Отч. геол. исслед. фосфоритовых залежей, т. 8, М., 1918.
Зауер В. В., Мчедлишвили Н. Д. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. В кн.: «Материалы по палинологии и стратиграфии». М., 1954.
Ильин М. М., Рожевиц Р. Ю. Очерк растительности рек Верхней Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работе почв.-ботан. отряда Казахстан. экспед. АН СССР, 1928, вып. 3.— Материалы Комитета по исслед. союзных и автономных республик, вып. 5, серия Казахстанская.
Ильина А. П. Моллюски чеганской свиты северных чинков Устюрта.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, новая серия, 1953, вып. 66.
Ильина А. П. Моллюски палеогена Северного Устюрта (чеганская и ащеайрыкская свиты).— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, новая серия, 1955, вып. 89.
Казаков М. П. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины.— Сов. геология, 1957, сб. 61.
Казаков М. П., Знаменский В. В. К вопросу о юго-восточном обрамлении Русской платформы.— Труды Моск. нефт. ин-та, 1957, вып. 19.
Казаков М. П. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1958.
Казаринов В. П. Строение поверхности доюрского фундамента. Структурные элементы юрских, верхнемеловых и третичных отложений.— В кн.: «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности». Л., Гостоптехиздат, 1958 (Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 114).
Казахстан. Общая физико-географическая характеристика. Изд-во АН СССР, 1950.
Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы.— Нефт. хоз-во, 1954, № 10.
Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1934, 2, № 6.
Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1947.
Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104, геол. серия (№ 34).
Киселев Л. И. Следы древней эрозионной сети в Мугоджарах.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 1.
Климов П. И. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1935, 13, вып. 2.
Ковалевский Е. П., Герпгросс А. Р. Описание западной части Киргиз-Казачьей или Киргиз-Кайсацкой степи.— Горный журнал, 1840, ч. 4, кн. 12.
Коган А. Б. О тектоническом строении п-ова Тюб-Караган.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сборник, 4.
Козлов В. П., Гладышева Г. А. Нефтепроявления в угленосной толще Берчогура.—Новости нефтяной техники, нефтепромысловое дело, 1954, вып. 6.
Козырев А. А. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана.— Материалы Особого комитета по исслед. союзных и автономных республик, 1927, вып. 4, серия Казахстанская.
Колесников В. П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, 1935, 10, ч. 2. Прилож. Палеогеография восточной части Сарматского бассейна.
Колесников В. П. Верхний миоцен. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 12, Неоген СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
Колтыпин С. Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, юго-западного Приуралья и Примугоджарья. Л., Гостоптехиздат, 1957 (Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 109).
Корнилова В. С. О полтавской флоре Казахстана.—Докл. АН СССР, 1955, 104, № 1.
Коробков И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожаберные. Л., Гостоптехиздат, 1954.
Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. Под ред. А. А. Бакирова. М.— Л., Гостоптехиздат, 1952.
Крашенинников И. М. Растительный покров Киргизской республики. Труды об-ва изуч. Киргиз. края, 1925, вып. 6 (т. 5, вып. 2).
Криштофович А. Н. Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношении к ископаемой флоре Северной Азии. Отчет о работе почв.-ботан. отряда Казахст. экспед. АН СССР, 1930, вып. 4, ч. 2.— Материалы Комитета экспед. исследований, вып. 26, серия Казахстанская.

Криштофович А. Н., Палибин И. В. Новые материалы к третичной флоре Тургайской обл.— Изв. Академии наук, серия 6, 1915, 9, № 12.
Кудрявцев Н. А. Региональная тектоника территории между Эмбенской нефтеносной областью и Мангышлаком. Автореф. научных трудов Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, 1956, сб. 17.
Кузнецов Б. А. Млекопитающие Казахстана.— Гл. 4. Краткий очерк истории фауны млекопитающих Казахстана.— Материалы позн. фауны и флоры СССР, новая серия, отд. зоол., 1948, вып. 13.
Лавров В. В.$_1$. К происхождению челкарского каустобиолита.— Докл. АН СССР, 1955, 104, № 1.
Лавров В. В.$_2$. О различии стратиграфических схем континентальной третичной серии в Казахстане и Западной Сибири.— Вестник АН Каз. ССР, 1955, № 6.
Лавров В. В. О двух стратиграфических схемах континентальной третичной серии для степей Казахстана и Западной Сибири.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 1.
Лавров В. В. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата. Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
Леоненок Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1955, вып. 3.
Луппов Н. П. Объяснительная записка к листу К-40 (Нукус). Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. М., Госгеолиздат, 1946.
Луппов Н. П. Туаркырский район и Юго-Западный Устюрт. В кн.: «Геология СССР», т. 22. Туркменская ССР, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Лымарев В. И. Новые данные об изменении уровня древнеаральской террасы на северном побережье Аральского моря.— Ученые записки Казахского пед. ин-та, серия естеств.-геогр., 1958, 19.
Любер А. А. Классификация и стратиграфическое значение спор некоторых каменноугольных месторождений СССР. Л.— М., ОНТИ, 1938.
Любер А. А. Атлас спор и пыльцы палеозойских отложений Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1955.
Макшеев А. И. Описание Аральского моря.—Записки Русск. геогр. о-ва, 1851, кн. 5.
Мерклин Р. Л. О новом подвиде онкофор из юго-восточного Устюрта.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, 28, вып. 2.
Мерклин Р. Л. О гидрологии и гидробиологии гельветского моря на юге СССР (по данным экологии моллюсков).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 2.
Мерклин Р. Л. О новом виде кардиид из верхнего олигоцена Приаралья.— Палеонтол. журнал., 1960, № 1.
Мещеряков Ю. А., Синягина М. И. Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного нивелирования.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1951, № 1.
Михайловский Г. П. Лиманы дельты Дуная в Измайловском у. Бессарабской губернии.— Ученые записки Юрьевск. ун-та, 1909, 17, № 8.
Михайловский Г. П. О некоторых новых или редких раковинах из третичных отложений Северного побережья Аральского моря.— Проток. об-ва естествоисп. при Юрьевск. ун-те, 1912, 21, вып. 1-2.
Мокринский В. В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака. В кн.: «Памяти акад. П. И. Степанова». Изд-во АН СССР, 1952.
Мчедлишвили П. А. К вопросу биостратиграфии и палеобиологии тургайских флор Казахстана.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степени кандид. биол. наук. Тбилиси. Изд-во АН Груз. ССР, 1948.
Мчедлишвили П. А.$_1$. К вопросу о параллелизации континентальных третичных отложений среднего течения р. Улькояк со смежными районами Казахстана.— Вестник АН Каз. ССР, 1949, № 7 (52).
Мчедлишвили П. А.$_2$. О тургайской флоре Казахстана.—Докл. АН СССР, 1949, 66, № 3.
Мчедлишвили П. А.$_1$. О возрасте корбулевых слоев Закавказья и Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1950, 70, № 1.
Мчедлишвили П. А.$_2$. Палеоботанические данные в связи со стратиграфией континентальных третичных отложений Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, №, 6.
Назаренко Д. П. К геоморфологии Северного Приаралья.— Ученые записки Харьк. ун-та, 1950, 31, зап. геол. фак., 10.
Назаров Р. И. Корреляция разрезов нижнемеловых отложений Примугоджарья.— Новости нефтяной техники, геол., 1958, № 9.
Найдин Д. П. Об объеме маастрихтского яруса.— Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 1.
Неволин Н. В. Тектоника Устюрта.— Геол. нефти, 1958, № 7.

Неволин Н. В. Геологическое строение Устюрта и план дальнейших геофизических работ. В кн.: «Задачи и перспективы поисковоразведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии». Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1959.
Непомнящих А. А. О форме и размерах Кемпирсайского ультраосновного массива.— Докл. АН СССР, 1950, **73**, № 6.
Непомнящих А. А. Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива.— Сов. геология, 1959, № 9.
Неустроев С. С. К вопросу о происхождении приаральских Кара-кумов и других бугристых песков Туркестана.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1912, **48**, вып. 6.
Неустроев С. С. Краткий очерк физико-географических условий территории кочевых родов Адай и Табын. Отчет о работе почв.-ботан. отряда Казахст. экспед. АН СССР, 1928, вып. 1.— Материалы Особого Комитета по исслед. союзных и автономных республик, вып. 14, серия Казахстанская.
Никитин С. Н. Сведения об открытии Бер-Чогурского каменноугольного месторождения. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1903 и 1904 гг.— Изв. Геол. ком., 1905, **24**, № 1.
Никитин С. Н. О работах экспедиции по исследованию Мугоджарских гор и прилегающих к ним с востока площадей Иргизского уезда Тургайской обл. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1906 г.— Изв. Геол. ком., 1907, **26**, № 1.
Никитин С. Н. Разведки на каменный уголь в окрестностях ст. Бер-Чогур Оренбург-Ташкентской железной дороги.— Изв. Геол. ком., 1909, **28**, № 2.
Никитина Ю. П. $_1$. К изучению фауны нижнего мела Южной Эльбы.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1948, № 9.
Никитина Ю. П. $_2$. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, **23**, вып. 2.
Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Составил Н. С. Шатский и А. А. Богданов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Овечкин Н. К. К вопросу о возрасте чеганской свиты. В кн.: «Палеонтология и стратиграфия», сборник статей. М., Госгеолиздат, 1952.
Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. М., Госгеолтехиздат, 1954.
Орлов Ю. А. Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане.— Природа, 1937, № 9.
Орлов Ю. А. Месторождение млекопитающих у Аральского моря.— Природа, 1939, № 5.
Останин Е. С. Пески Большие Барсуки.— Нар. хоз-во Казахстана, 1932, № 11-12.
Павлова М. В. Apercu sur la nouvelle faune mammifères tertiaires de la Russie méridionale.— Ежегодник по геол. и минер. России, 1914, **16**, вып. 7-8.
Павлова М. В. Mammiferes tertiaires de la Nouvelle Russie. Nouv. mem.— Soc. Natur. Moscou, 1915, **17**, № 4.
Палибин И. В. Заметка о третичных растениях Киргизской степи.— Изв. Геол. ком., 1904, **23**, № 4.
Палибин И. В. Ископаемые растения берегов Аральского моря.— Изв. Туркестан. отд. Русск. геогр. об-ва, 1906, т. 4. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 7.
Пандер Х. И. Description du pays compris entre Orenbourg et Boukhara. Dans: Meyendorf A. K. «Voyage d'Orenbourg a Boukhara, fait en 1820. Paris, 1826.
Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
Петренко А. А. Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 79, угольная серия (№ 1).
Петренко А. А. Восточноуральский пояс нижнекарбонового угленакопления.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1953, вып. 1.
Петров Е. Н. $_1$. О природе структур Южного Зауралья.—Нефт. хоз-во, 1956, № 6.
Петров Е. Н. $_2$. Структура мезо-кайнозоя юго-западной части Западно-Сибирской низменности (Труды Горно-геол. ин-та,вып. 15). В кн.: «Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности». Новосибирск, 1956.
Петрушевский Б. А. Геологическое строение низовьев р. Сыр-Дарьи (Казалинский и Кармакчинский районы Казахской АССР).— Материалы Центр. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, регион. геол. и гидрогеол., 1933, сб. 1.
Петрушевский Б. А. Происхождение эоловых песков и некоторые вопросы геоморфологии Туранской низменности.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1941, **73**, вып. 3.
Петрушевский Б. А. Объяснительная записка к листу L-41 (Кзыл-Орда). Геологическая карта СССР в масштабе 1 : 1 000 000. М., Госгеолиздат, 1946.
Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
Петрушевский Б. А., Яншин А. Л. Артезианские воды Северного Приаралья.— Нар. хоз-во Казахстана, 1937, № 11-12.

Попов Г. И. Онкофоровые отложения в олигоцене Северного Прикаспия и Нижнего Дона.— Научные докл. высшей школы. Геол.-географ. науки, 1959, № 1.
Пояркова А. И. Новые материалы к третичной флоре Северного Приаралья.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1935, вып. 39. Палеоботан. сб., вып. 2.
Пригоровский М. М. О некоторых осадочных толщах к западу и востоку от Мугоджарских гор.— Изв. Геол. ком., 1912, 31, № 8.
Пригоровский М. М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Уральской и Тургайской степи.— Изв. Геол. ком., 1914, 33, № 8.
Пригоровский М. М. Из геологических наблюдений в Киргизской степи к югу от Мугоджарских гор.— Геол. вестник, 1915, 1, № 2.
Пригоровский М. М. Отзыв на просьбу Главного угольного комитета выслать материалы, касающиеся залежей каменного угля в районе Бер-Чогурских копей.— Изв. Геол. ком., 1919, 38, № 2. Журнал присутствия Геол. ком. засед. 21.III 1919 г.
Пригоровский М. М. К геологии западной части Киргизских степей.— Геол. вестник, 1921, 4, № 1-6.
Пригоровский М. М. Ознакомление с результатами произведенных за последние два года разведок в районе Бер-Чогурских копей. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1924 г.— Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 2.
Пригоровский М. М. От Илецкой защиты до ст. Аральское море. В кн.: «Путеводитель экскурсии 3-го Всесоюзного геологического съезда, вып. 1. Ташкент, Изд-во Геол. ком., 1928.
Пригоровский М. М., Васильев П. В. Гидрогеологический очерк степной полосы к западу и югу от Мугоджарских гор.— Изв. Геол. ком., 1928, 47, № 7.
Принц Р. Н. Морфология и генезис песков «Большие Барсуки».— Землеведение, новая серия, 1940, 1(41).
Прохоров М. Г. 1. Аральская палеозоологическая экспедиция. В кн.: «Экспедиция АН СССР в 1933 г.». Л.— М., Изд-во АН СССР, 1934.
Прохоров М. Г. 2. Результаты Аральской палеозоологической экспедиции.— Вестник АН СССР, 1934, № 4, отд. хроники научной жизни.
Рейтлингер Е. А. Что дало изучение разреза Донбасса для стратиграфии намюрских и башкирских отложений Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.
Рожевиц Р. Ю. Очерк растительности восточного Усть-Урта. Отчет о работе почв.-ботан. отряда Казахст. экспед. АН СССР, 1930, вып. 4, ч.2. Исследования 1926 г.— Материалы Ком. экспед. исследований, вып. 26, серия Казахстанская.
Ростовцев Н. Н. Строение поверхности складчатого фундамента и осадочного покрова плиты.— В кн.: «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности». М., Госгеолтехиздат, 1958.
Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало Эмбенского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1930, 8, вып. 1-2.
Руженцев В. Е. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах. Проблемы сов. геол., 1936, 6, № 2.
Рухин Л. Б. Описание некоторых новых или редких видов моллюсков из Приаральского палеогена.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1935, 1, серия геол.-почв.-геогр., вып. 1. Земная кора.
Рухин Л. Б. Материалы к вопросу о геологическом строении северо-восточного Приаралья.— Записки Всер. минер. об-ва, 1937, ч. 66, вып. 1.
Самодуров В. И. Стратиграфия мезозойских отложений района низовьев р. Сыр-Дарьи.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 3.
Самодуров В. И. Тектоника северо-восточного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 4.
Самодуров В. И. Стратиграфия и тектоника северо-восточного Приаралья.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степени кандид. геол.-минер. наук. М., 1958.
Самсонов В. Ф. Нептунические дайки бассейна Манны-сая. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени кандид. геол.-минер. наук. Саратов, 1953.
Северцов Н. А. Геологические наблюдения, сделанные Н. Северцовым и И. Борщовым в западной части Киргизской степи в 1851 г.— Горный журнал, 1860, ч. 2, кн. 5.
Северцов Н. А.$_1$. Составляет ли Устюрт продолжение хребта Уральского? — Горный журнал 1862, ч. 1, кв. 11.
Северцов Н. А.$_2$. Ist der Ust-Urt eine Fortsetzung des Uralgebirges?— Bull. Acad. Sci., St.-Petersburg, 1862, 4.
Северцов Н. А. Путешествия по Туркестанскому краю. Гл. 1. Экспедиция 1857—1858 гг. на низовья Сыр-Дарьи. СПб., 1873. То же, изд. 2. М., Географгиз, 1947.
Северцов Н. А., Борщов И. Г. Geologische Beobachtungen, angestel lt im westlichen Teile der Kirgisensteppe im Jahre 1857. Bull. Acad. Sci., St.-Petersburg, 1860, 2.
Сигов А. П. О возрасте кайнотипных эффузивов Кушмуруна.— Докл. АН СССР, 1954, 95, № 3.

Смирнов Л. П. Соляные купола в Южном Урале и Урало-Эмбенском районе. В кн.: «Нефтяные месторождения Урало-Эмбенского района». Л.— М., ОНТИ, 1933.
Соколов М. И. О границе между кампанским и маастрихтским ярусами.— Сов. геология, 1958, № 9.
Сыдыков Ж., Сотников А. В. Гидрогеологический очерк Актюбинской области. В кн.: «Гидрогеологические очерки целинных земель». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во Главного управления геодезии и картографии, 1952.
Терлецкий Б. К. Подземные воды Казакской АССР.— Советская Азия, 1932, № 7-8.
Тихонович Н. Н. Expose de la tectonique de sud-est de la Russie d'Europe.— Ann. Soc. Geol. Belgique, 1924, **47**, liv. 1.
Траутшольд Г. Е. Über Petrefacten vom Aralsee.— Bull. Soc. Natur. Moskau, 1859, **37**, № 2.
Трифонов Н. К. Стратиграфия верхнемеловых отложений р. Эмбы и Чушкакульского кряжа.— Труды Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, 1937, вып. 106.
Файтельсон А. Ш. Пример сопоставления результатов геофизических исследований в Северном Приаралье.— Развед. и промысл. геофизика, 1958, вып. 21.
Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.— Проблемы палеогеогр. четвертичн. периода.
Федорович Б. А. $_1$. Об основных процессах рельефообразования Турана.— Проблемы физ. геогр., 1950, вып. 15.
Федорович Б. А. $_2$. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии.— Материалы четвертичного периода, 1950, вып. 2.
Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, **24**, вып. 4.
Формозова Л. Н. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, **26**, вып. 3.
Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 20.
Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958, Атлас.
Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Чухин Б. А. Новое о геологии Берчогурского каменноугольного месторождения.— Разведка недр, 1939, № 10-11.
Шаткинская Е. Ф. К вопросу расчленения палеозойских отложений Западного Примугоджарья по спорово-пыльцевым комплексам.— Ученые записки Саратовского ун-та, 1959, **65**, вып. геол.
Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5-6.
Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1945. (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 2/6).
Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского Изд-во АН СССР, 1951.
Шлезингер А. Е. К вопросу о расчленении пермо-триасового (каратауского) комплекса п-ова Мангышлак.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, **34**, вып. 6.
Шрайбман В. И. $_1$. Геофизические исследования глубинной структуры района южного погружения Урала. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени кандид. геол.-минер. наук. М., 1957.
Шрайбман В. И. $_2$. Глубинное строение Северного Устюрта в связи с возможной его нефтеносностью.— Геол. нефти, 1957, № 3.
Шульц К. К. Некоторые результаты нивелировочных исследований, проведенных между Оренбургом, Аральским морем и Кара-Тугаем.— Записки Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 1882, **12**, вып. 3.
Эверсман Э. А. Reise von Orenburg nacht Buchara. Begleitet von einem naturhistorischen Anhange und einer Vorrede von H. Lichtenstein. Berlin, Verl. v. E.Christiani, 1823.
Эверсман Э. А. Естественная история Оренбургского края, ч. 1. Оренбург, 1840.

Яншевский М. Э. Отчет (предварительный) о командировке в Мугоджарские и Губерлинские горы.— Изв. Томск. технол. ин-та, 1905, кн. 3.
Яншин А. Л. Артезианские воды Ново-Украинского фосфоритового месторождения в Казахстане.— Труды Научн. ин-та по удобр. и инсектофунг., вып. 138.— Агроном. руды СССР, 1937, 4.
Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья.—Докл. АН СССР, 1939, **23**, № 8.
Яншин А. Л. $_1$. Геологическое строение северо-западного Приаралья. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана (Итоги работ Центр.-Каз. комплексной экспед. 1936—1937 гг.). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940_1.
Яншин А. Л. $_2$. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 32, геол. серия (№ 9).
Яншин А. Л. Верхняя юра, мел и палеоген. В кн.: «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области», ч. 1—2. Изд-во АН СССР, 1943_2.
Яншин А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, **20**, вып. 5-6.
Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол, 1948, № 5.
Яншин А. Л. Объяснительная записка к листу L-40 (Эмба). Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. М., Госгеолиздат, 1949.
Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.
Яншин А. Л. Тектоника и использование артезианских вод в пустынной зоне Южного Казахстана.— Вестник АН СССР, 1952, № 4.
Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953 (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 15/19).
Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, **30**, вып. 5.
Яркин В. И. Стратиграфия и фауна моллюсков нижнего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степени кандид. геол.-минер. наук. Л., 1954.
Ярмоленко А. В. Верхнемеловая флора северо-западного Каратау.— Труды Среднеазиатского ун-та, серия 8, 1935, вып. 28.
Яхимович В. Л., Кузнецова А. М. и Самсонов В. Ф. О границе меловой и третичной систем в восточной части Прикаспийской впадины. В кн.: «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 1. Уфа, 1958.
Abrard R. Geologie de la France. Paris, 1948.
Abrard R. Histoire geologique du Bassin de Paris.— Mem. Museum Nat. d'histoire naturelle, 1950, 1, fsc. 1.
Bertrand L. Sur la structure geologique des Pyrenees occidentalaux et leurs relations avec les Pyrenees orintalaux et centralaux.— Bull. Soc. geol. France, ser. 4, 1911, **11**.
Bertrand M. Sur la continuite du phenomene de plissement dans le Bassin de Paris.— Bull. Soc. geol. France, ser. 3, 1892, **20**.
Bubnoff S. Fenosarmatia geologische Analyse des europäischen Kerngebietes. Berlin, Akademie verlag, 1952.
Cechovic V. Podmienky vzniku a stratigrafcke postavienie onkoforovych vrsctiev.— Geol. sbor. Slov. Acad. Vied., 1954, **5**, c. 1-4.
Csepreghy-Meznerics I. Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. Acta Geol., 1956, 4, fsc. 2.
Daguin F. Itineraires geologiques dans l'Aquitaine occidentale. Bordeaux, Delmas imp., 1937.
Daguin F. $_1$. Les rides et les accidents anticlinaux du Centre de l'Aquitaine occidentale.— Bull. Soc. geol. France, 1941, **43**.
Daguin F. $_2$. Sur la disposition des rides aquitaines dans le Bassin de l'Abour.— C. R. Acad. Sci., 1941, **213**, 28 Juillet.
Daguin F. L'Aquitaine occidentale. Dans: «Geologie regionale France», t. 5. Paris, 1948.
Dollfus G. F. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le Bassin de Paris.— Bull. Serv. Carte Geol. France, 1890, **2**, N 14.
Dollfus G. F. Relations entre la structure geologique du Bassin de Paris et son hydrographie.— Ann. Geogr., 1900, 9.
Dollfus G. F. $_1$. Le pays de Dax et le Bassin de l'Adour.— Bull. Ass. geogr. franc., 1927, **16**, 5 Mai.
Dollfus G. F. $_2$. La tectonique de Dax.— Bull. Ass. geogr. franc. 1927, **16**, 14 Avril.
Godwin-Austen R. A. On the coal beds of Lower Normandy.— Quart. Journ. Geol. Sco. London, 1846, **2**.

Gümbel C. W. Miocäne Ablagerungen im oberen Donaugebiete und Stellung Schliers von Ottnang. Sitz. math.-naturwiss.— Kl. Bayer. Akad. Wiss. München, 1887, 17.
Gumboldt A. F. Asie centrale. Recherches sur les chaine de montagnes et la climatologie comparee, vol. 1—3. Paris, 1843.
Hebert E. Ondulations de la craie dans le Bassin de Paris.— Bull. Soc. geol. France, 3 ser., 1875, 3.
Lapparent A. F. Le pays de Bray.— Mem. Serv. Carte Geol. France, 1879.
Lecornu L. L'axe du Merlerault.— Bull. Soc. Linn. Normandie, 4 ser., 1887—1888 (1888), 2.
Lemoine P. Geologie du Bassin de Paris. Paris. 1911.
Lemoine P. Considerations sur la structure d'ensemble du Bassin de Paris. Paris, 1930.
Munier-Chalmas E. Sur les plissements du pays de Bray.— C. R. Acad. Sci., 1900, 130.
Rzehak A. Die Faunar der Oncophora-Schichten Mährens.— Verhandl. naturhist. Vereins in Brünn, 1892, 31.
Soyer R. Sur l'existence de l'Anticlinal de Meudon pendant le Tertiaire.— C. R. Acad Sci., 1946, 222.
Suess E. Das Antlitz der Erde. Bb 2. Wien, Buchhandl. Akad. Wiss., 1888.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I. История геологического изучения периферии Мугоджар 8

Глава II. Краткий обзор основных тектонических зон южного окончания Уральской складчатой системы 25

Глава III. Общий план расположения унаследованных дислокаций периферии Мугоджар 31

Глава IV. Новые данные о палеозойских отложениях, вскрытых бурением на периферии Мугоджар 36
Север Шиилийской синклинали 36
Профиль скважин от соляного купола Джилансаид до подножья Мугоджар 37
Профиль I—I 40
Теректысайская антиклиналь 42
Профиль II—II 43
Каиршактыкульская группа структур 48
Кокпектинская антиклиналь 48
Чушкакульская антиклиналь 67
Верховья Шет-Иргиза 70
Куландинская антиклиналь 70
Некоторые выводы 71

Глава V. Общий обзор стратиграфии платформенного чехла периферии Мугоджар 74
Чушкакульская серия (верхний триас — нижняя юра) 74
Узунтальская свита (средняя и верхняя юра) 79
Верхнеюрские отложения 84
Нижнемеловые отложения 84
Неокомский надъярус 84
Аптский и альбский ярусы 87
Верхнемеловые отложения 97
Сеноманский ярус 97
Туронский ярус 98
Сантонский ярус 104
Кампанский ярус 106
Маастрихтский ярус 107

Палеогеновые отложения 108
Палеоценовые и нижнеэоценовые отложения 108
Тасаранская свита (средний и низы верхнего эоцена) 111
Саксаульская свита (верхний эоцен) 112
Чеганская свита (нижний олигоцен) 113
Средне-верхнеолигоценовые отложения 115
Нижнемиоценовые отложения 118
Аральская свита 114
Кинтыкчинская свита 119
Среднемиоценовые отложения 120
Верхнемиоценовые отложения 123
Нижнеплиоценовые отложения 124
Средне-верхнеплиоценовые отложения 124
Четвертичные (антропогеновые) отложения 126

Глава VI. Морфология и история развития отдельных унаследованных дислокаций периферии Мугоджар 128
Характер дислоцированности платформенного чехла на южном продолжении зоны Актюбинского Приуралья 128
Унаследованные дислокации на южном продолжении осевой зоны Урала (Сакмарско-Уралтауской) 133
Изембетская антиклиналь 133
Ильинская антиклиналь 142
Терактысайская антиклиналь 143
Кандыкульская группа структур 151
Каиршактыкульская группа структур 154
Кокпектинская антиклиналь 160
Намазтауская антиклиналь 170
Актумсукская группа структур 172
Унаследованные дислокации на южном продолжении зеленокаменной зоны Урала 178
Примугоджарская синклинальная зона 178
Чушкакульская антиклинальная зона (Чушкакульская антиклиналь) 182
Берчогурская синклиналь 209
Бахатайская антиклиналь 215
Челкарский наложенный прогиб — южное продолжение Урало-Тобольской зоны Урала 216
Унаследованные дислокации южного продолжения Прииргизской зоны . . 220
Карачулакская антиклиналь 220
Кособинская антиклиналь 221
Жаксыбуташская антиклиналь 222
Куландинская антиклиналь 227
Джиланская синклинальная зона 234
Тасаранская антиклинальная зона 235
Унаследованные дислокации южного продолжения Аятской зоны . . 241
Краткие выводы 243

Глава VII. Унаследованные дислокации платформенного чехла других районов Туранской плиты 246
Распространение унаследованных дислокаций в пределах Туранской плиты 246
Мангышлакская система дислокаций 246
Туаркырская система дислокаций 252
Мынсуалмасская система дислокаций (Северо-Западной Устюрт) 253
Северобузачинское поднятие 255
Кассарминское поднятие 256

Глава VIII. Унаследованные дислокации платформенного чехла и некоторые вопросы глубинного геологического строения Туранской плиты 257
О методе расшифровки глубинного строения на основе изучения унаследованных дислокаций платформенного чехла. 257
О тектонической природе Южноэмбенского поднятия и его отношении к унаследованным структурам периферии Мугоджар 258
О восточной границе уралид 263
О соотношении складчатых сооружений Урала и Тянь-Шаня 266
О тектонической природе Мангышлакской зоны 268

Глава IX. Унаследованные дислокации периферии Мугоджар и закономерности размещения некоторых полезных ископаемых 271

Глава X. Распространение унаследованных дислокаций на эпигерцинских платформах. 276

Заключение. Некоторые общие особенности морфологии и развития унаследованных дислокаций эпигерцинских платформ 281

Литература 286

Гарецкий Радим Гаврилович

Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар

Труды Геологического института, выпуск 60

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *В. С. Журавлев.* Технический редактор *А. П. Гуева*

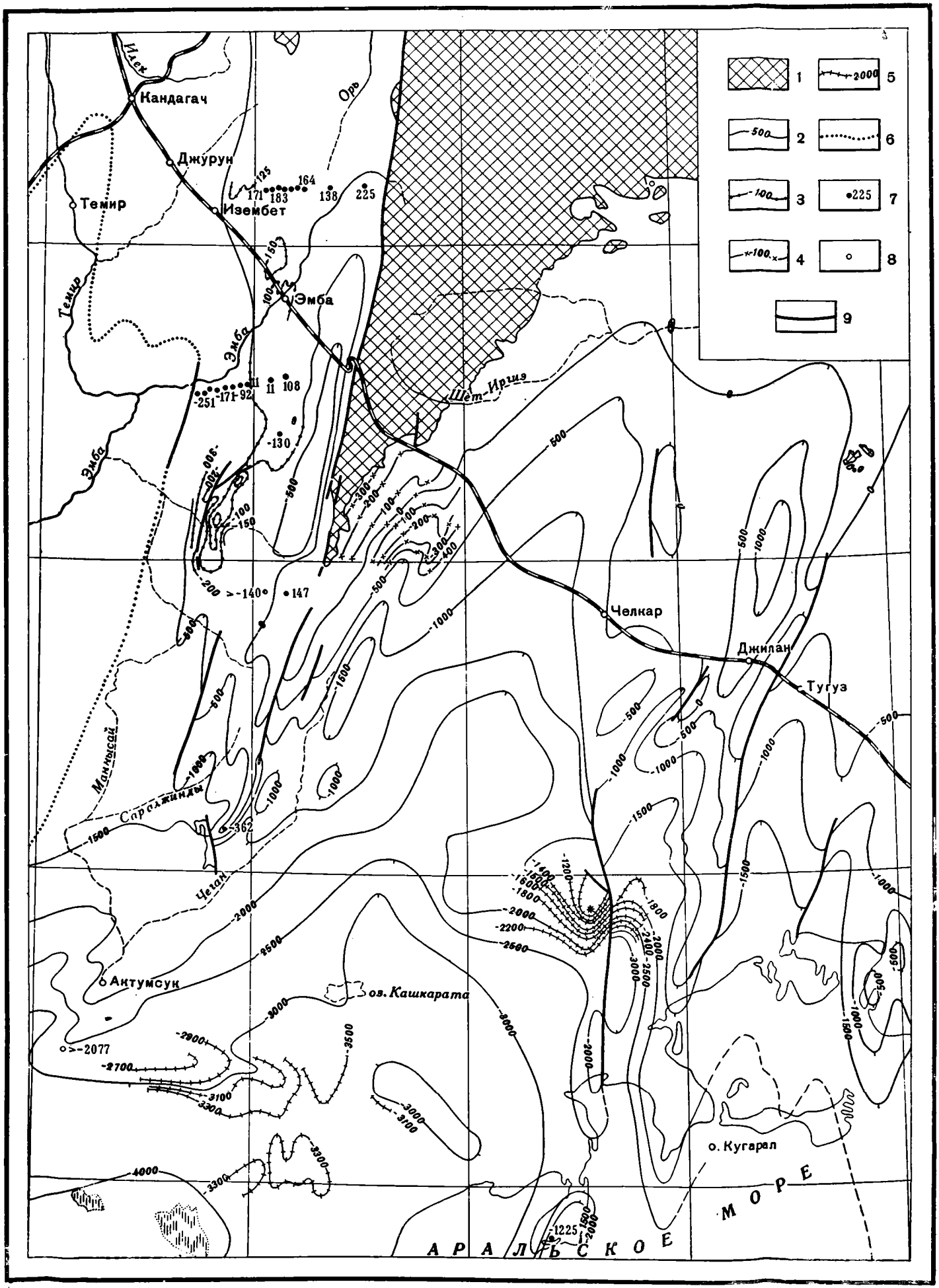
РИСО АН СССР № 25—30В. Сдано в набор 5/VII 1961 г. Подписано к печати 4/X 1961 г. Формат 10×108¹/₁₆. Печ. л. 18,75+17 вкл.-40,69 усл. печ. л. Уч.-издат. л. 30,9 (26,1+4,8 вклеен). Тираж 1200 экз. Т—11806. Изд. № 5384. Тип. зак. № 2081
Цена 2 руб. 08 коп.

Издательство Академии наук СССР Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

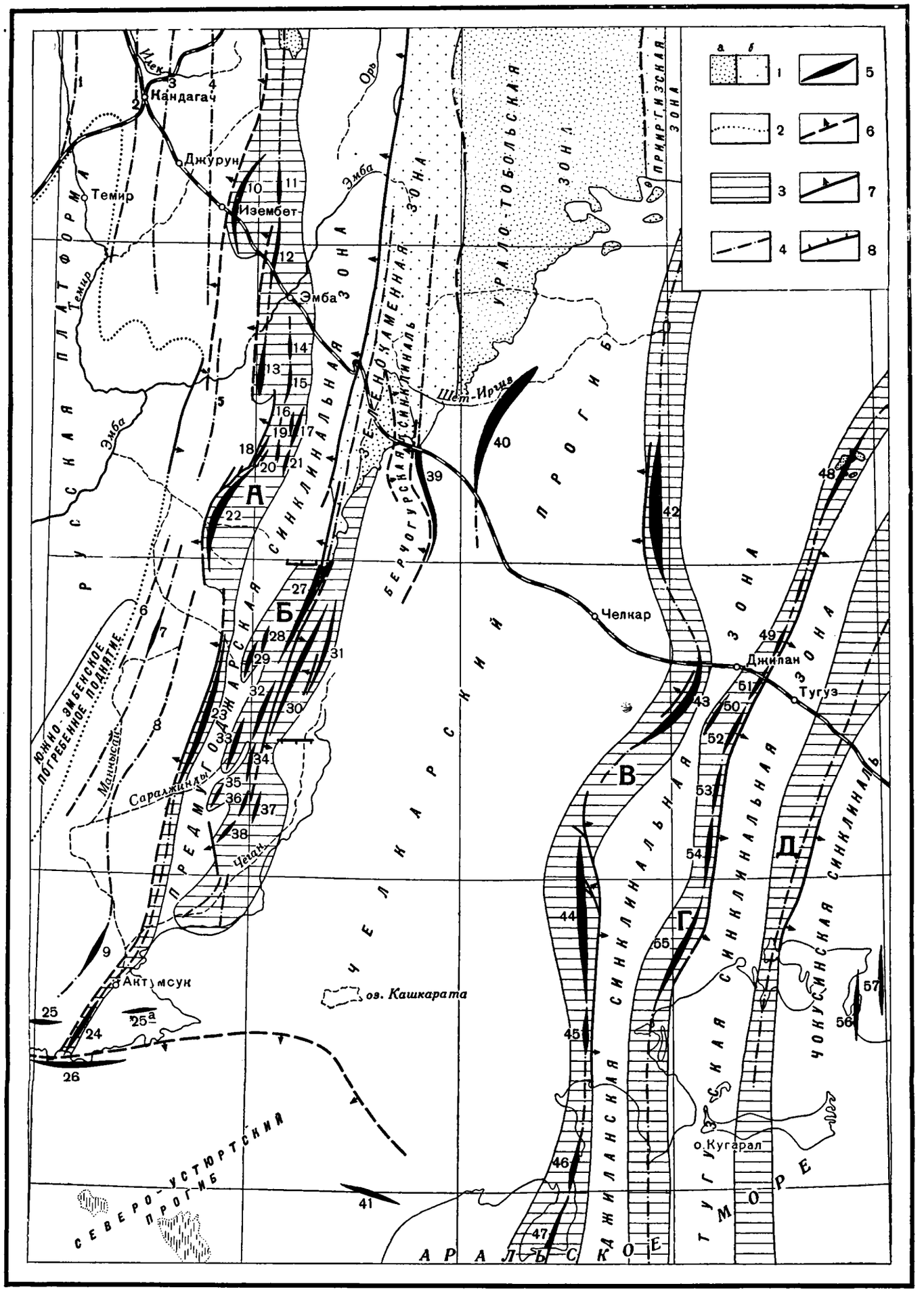
Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
57	24 сн.	1114—119	1114—1119
58	3 сн. и 8 сн.	1606	1616
64	16 св.	конгломератов извест-няковой	конгломератовоизвестня-ковой
217	27 сн.	Сарнынсайского	Тастысайского
223	12 сн.	представляющих	подставляющих
279	подп. фиг. 97 2 сн.	I — чэтри	I — шатьен

Р. Г. Гарецкий



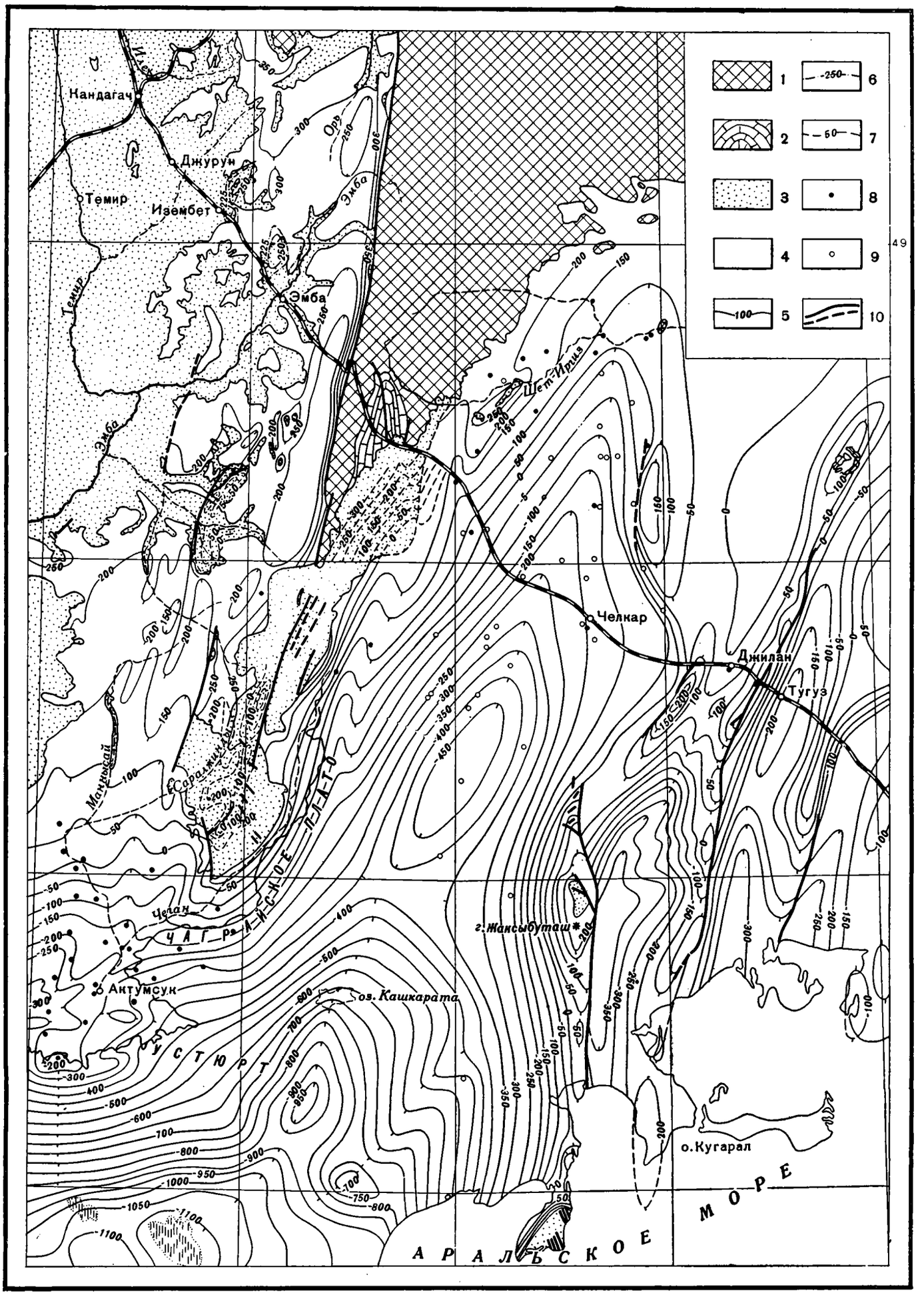
Фиг. 3. Схема рельефа поверхности складчатого фундамента периферии Мугоджар

1 — палеозойский складчатый фундамент на поверхности; *2* — стратоизогипсы поверхности фундамента, вычисленные по данным аэромагнитных и гравиметрических съемок; *3* — то же, по данным бурения; *4* — то же, по данным сейсморазведки; *5* — то же, по данным электроразведки; *6* — восточная граница участка Русской платформы, не вовлеченного в опускание краевого прогиба Урала; *7* — скважина и абсолютная отметка поверхности фундамента; *8* — скважина, не дошедшая до фундамента и абсолютная отметка ее забоя; *9* — разломы



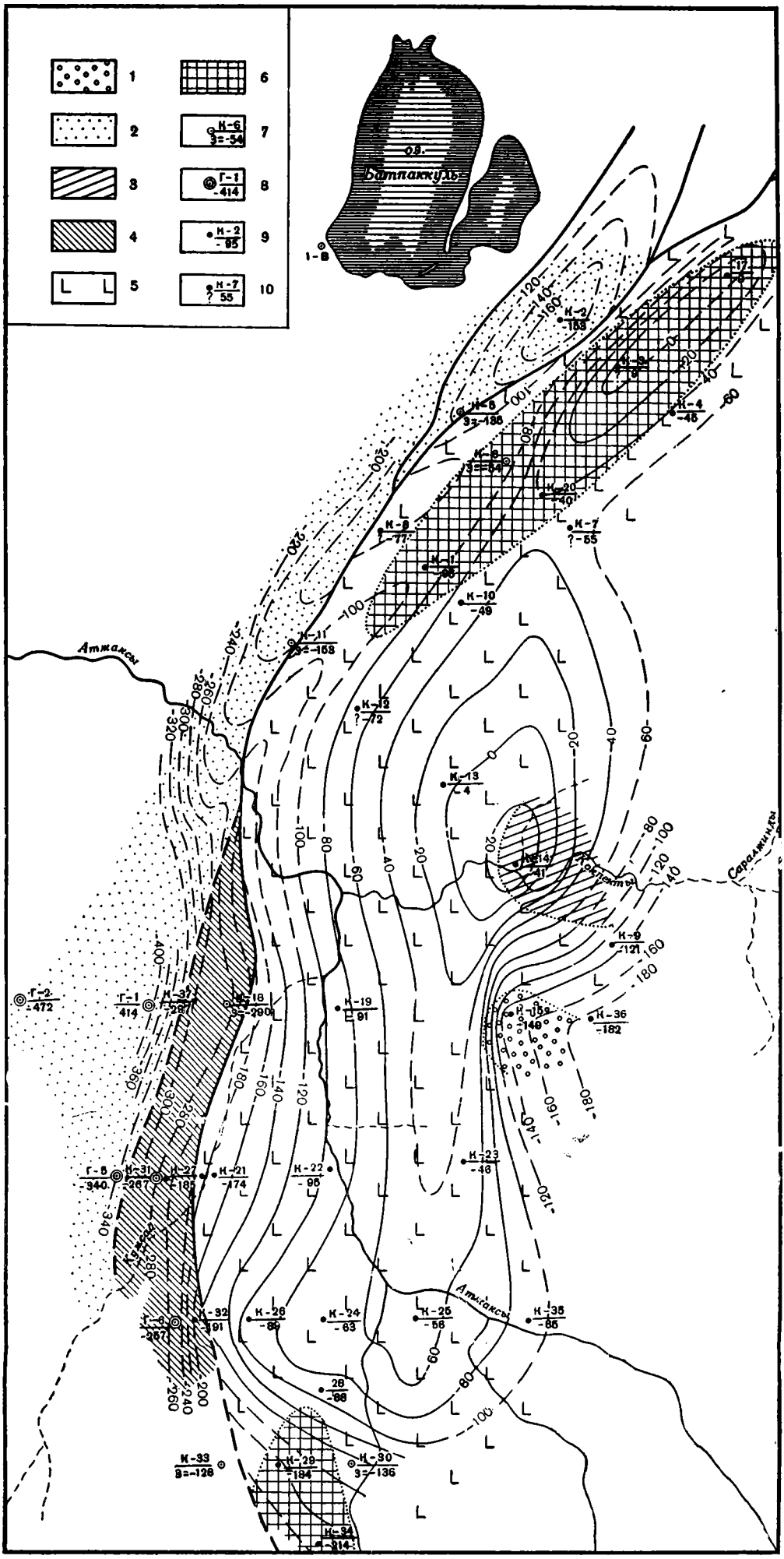
Фиг. 1. Схема основных структур мезо-кайнозойского платформенного чехла периферии Мугоджар

1 — палеозойский складчатый фундамент на поверхности: *а*) геоантиклинальные зоны, *б*) геосинклинальные зоны; *2* — граница участка Русской платформы, не вовлеченного в опускание краевого прогиба Урала; *3* — антиклинальные зоны: *А* — Кокпектинская, *Б* — Чушкакульская, *В* — Куландинская, *Г* — Тасаранская, *Д* — Малых Барсуков; *4* — оси антиклинальных структур; *5* — отдельные антиклинали; *6* — основные разломы складчатого фундамента; *7* — те же разломы, обновленные движениями в течение мезозоя и части кайнозоя; *8* — флексуры. Антиклинальные структуры: 1 — продолжения Западно-Актюбинской, 2 — продолжения Актюбинско-Алгинской, 3 — продолжения Жилянско-Табантальской, 4 — продолжения Петропавловско-Борлинской, 5 — Кумжарганская, 6 — Токсанбайская, 7 — Жиделинская, 8 — Сараджиндинская, 9 — Жапракская, 10 — Изембетская, 11 — Ильинская, 12 — Теректысайская, 13 — Коскульская, 14 — Карагандирская, 15 — Кандыкульская, 16 — Жартыкульская, 17 — Шийбулакская, 18 — Каиршактыкульская, 19 — Прикаиршактыкульская, 20 — Шукыркульская, 21 — Караганкульская, 22 — Кокпектинская, 23 — Намаштауская, 24 — Актумсукская, 25 — Какбаншинская, 25а — Катарбайская, 26 — Аксайская, 27 — Даульская, 28 — Кумкудукская, 29 — Жаиндинская, 30 — Сарнынсайская, 31 — Тастысайская, 32 — Муздбельская, 33 — Каракульская, 34 — Карачетауская, 35 — Узунтальская, 36 — Кызылшенская, 37 — Байдаулетская, 38 — Южночушкакульская, 39 — Бахатайская, 40 — Каульджурская, 41 — Аккулковская, 42 — Карачулакская, 43 — Кособинская, 44 — Алагузская, 45 — Тугурюксорская, 46 — Тебебулакская, 47 — Куландинская, 48 — Жибынынтауская, 49 — Аккуурданская, 50 — Акчокинская, 51 — Тусплокская, 52 — Тасаранская горст-брахиантиклиналь, 53 — Коптынсайская, 54 — Конульгенская, 55 — Жартауская, 56 — Тастюбекская, 57 — Кучокинская



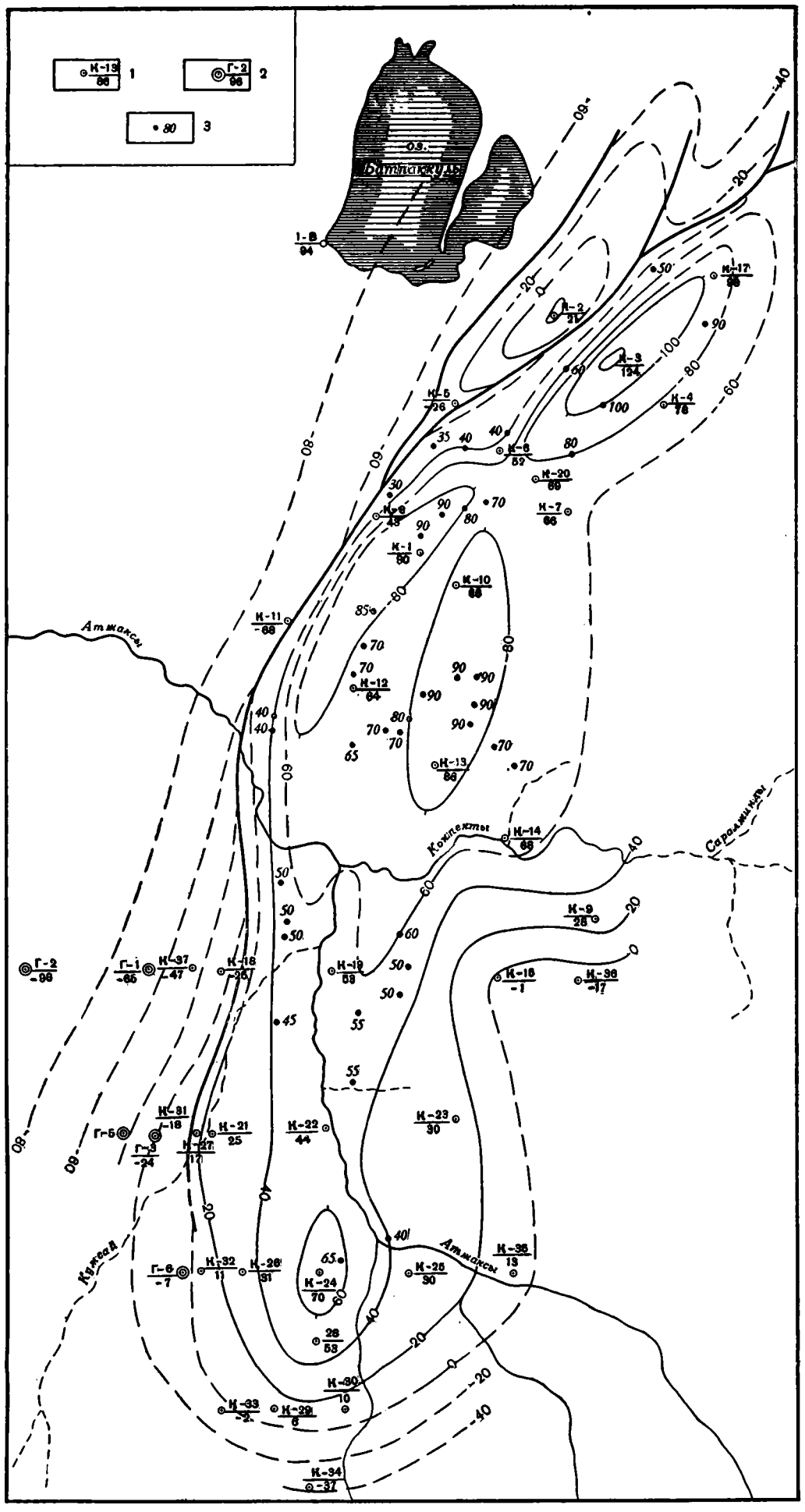
Фиг. 2. Схема строения платформенного чехла периферии Мугоджар

1 — палеозойский складчатый фундамент на поверхности; *2* — нижнекаменноугольные породы Берчогурской синклинали на поверхности; *3* — площадь распространения меловых отложений на поверхности (в пределах южной части Берчогурской синклинали под осадками плиоцена) *4* — площадь распространения палеогеновых отложений; *5* — стратоизогипсы кровли мела (подошвы палеогена); *6* — стратоизогипсы кровли альба (подошвы сантона); *7* — стратоизогипсы кровли неокома; *8* — основные скважины, вскрывшие кровлю мела; *9* — скважины, не вошедшие в меловые отложения; *10* — разломы достоверные и предполагаемые.



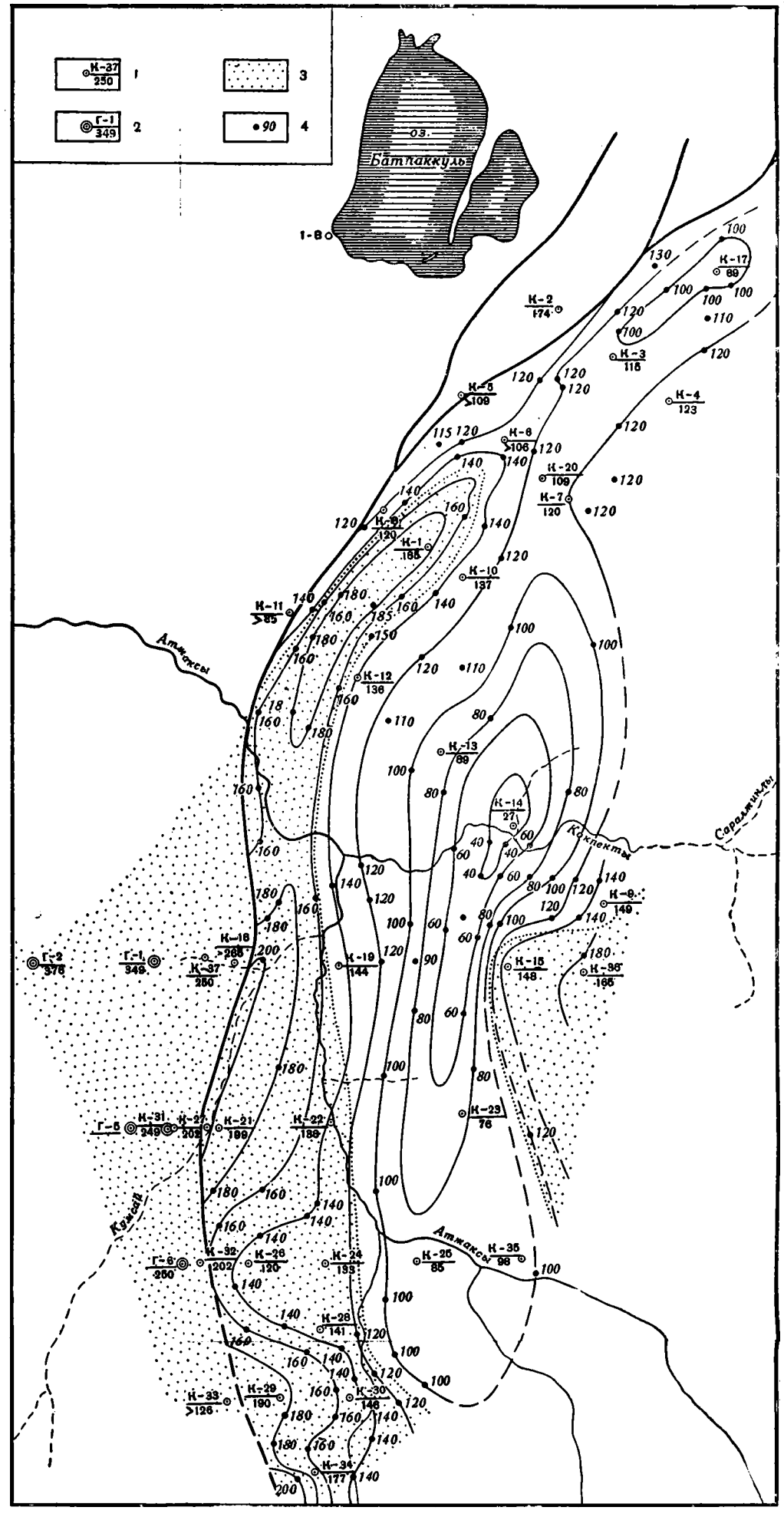
Фиг. 36. Схематическая геологическая карта палеозоя Кокпектинской антиклинали и рельеф его современной поверхности

1 — верхняя пермь; *2* — нижняя пермь; *3* — нижний карбон; *4* — нижний карбон — верхний девон; *5* — ультраосновные породы; *6* — эффузивно-осадочные породы предположительно ордовикского возраста; *7* — крелиусная скважина, не вскрывшая породы палеозоя, ее номер и абсолютная отметка забоя; *8* — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя; *9* — крелиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя; *10* — крелиусная скважина, в которой не был поднят керн палеозойских пород, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя



Фиг. 37. Структурная схема Кокпектинской антиклинали по кровле неокома

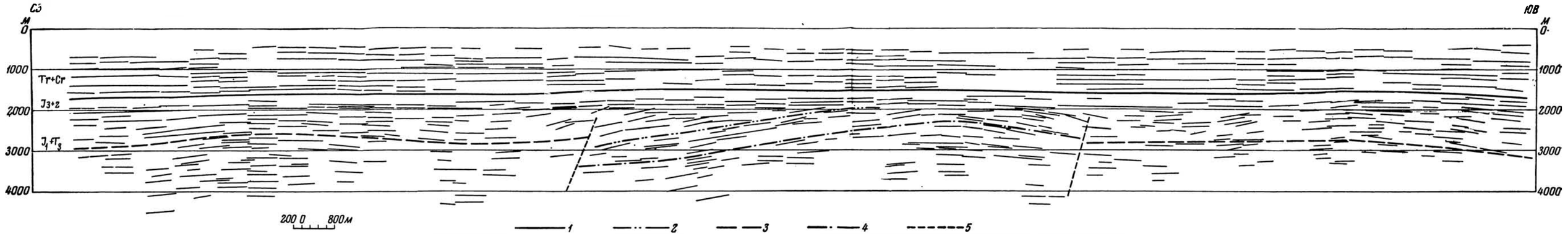
1 — крелиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; *2* — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; *3* — абсолютная отметка кровли неокома, вычисленная по отметке подошвы сантона с учетом мощностей альба



Фиг. 38. Схематическая карта изопах юрских и неокомских отложений Кокпектинской антиклинали

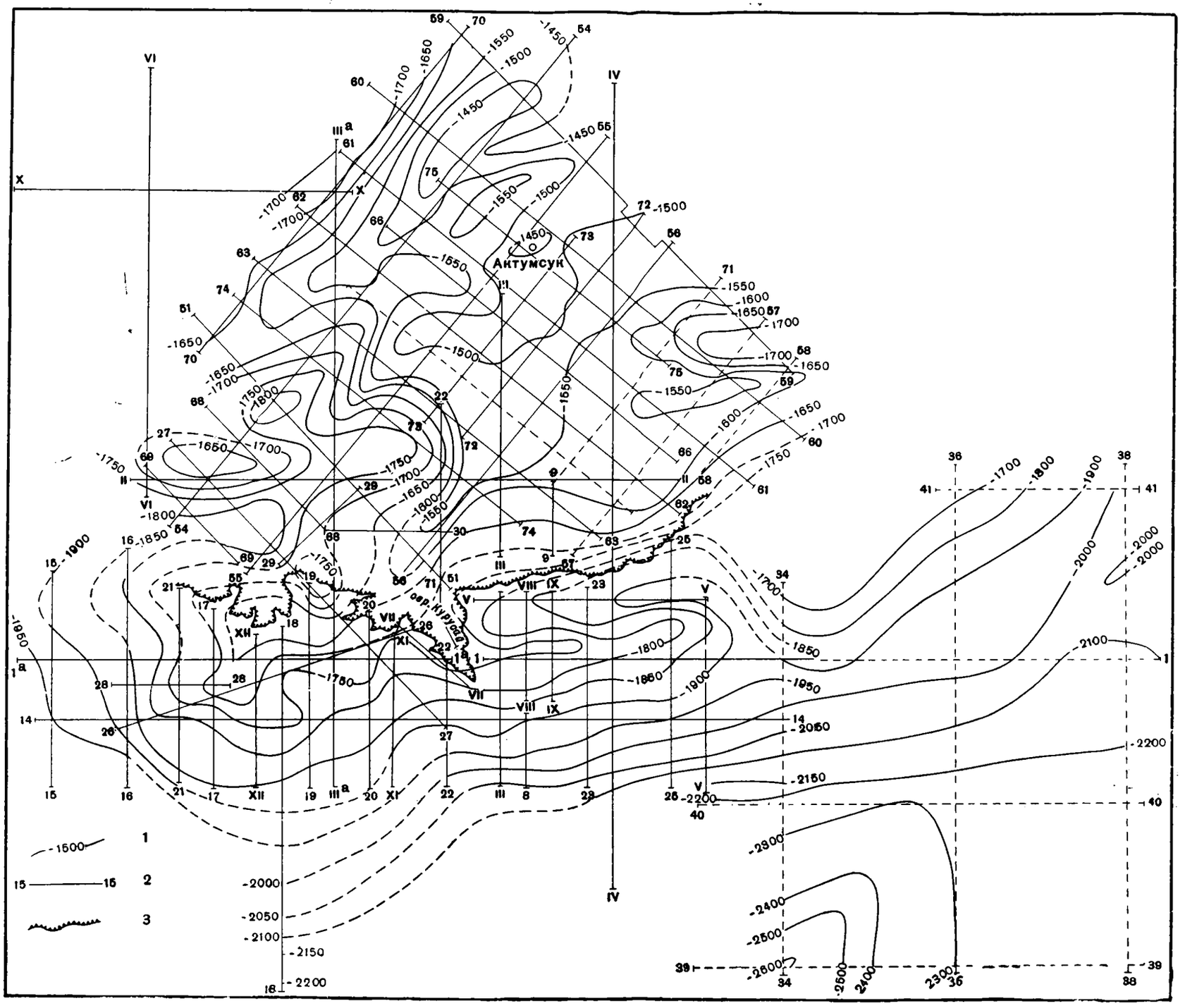
1 — крелиусная скважина, ее номер и мощность юрских и неокомских отложений; *2* — глубокая скважина, ее номер и мощность юрских и неокомских отложений; *3* — площадь распространения отложений узунтальской свиты средней-верхней юры; *4* — мощность юрских и неокомских отложений в точках пересечения изолиний, получившихся при наложении структурной карты по кровле неокома на карту современной поверхности палеозоя

Фиг. 45. Сейсмический профиль IV—IV, пересекающий в меридиональном направлении Актумсукскую группу структур



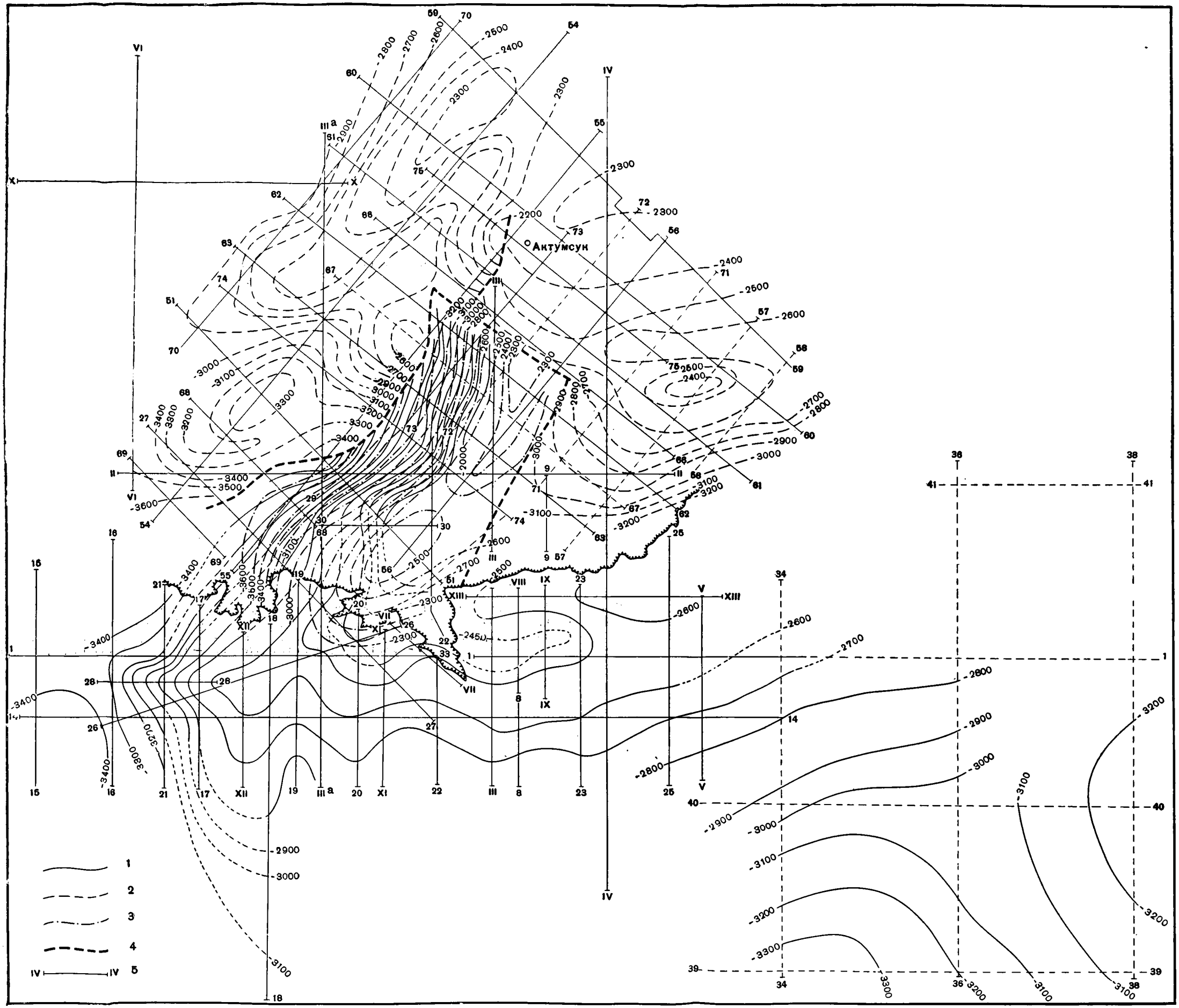
Фиг. 46. Сейсмический профиль 62—62 через Актумсукскую группу структур (по А. Р. Бройтман, В. Ф. Дунаеву и В. Л. Скибельскому).
На профиле видно угловое несогласие слоев верхней и средней юры с подстилающими породами нижней юры — верхнего триаса

1 — III опорный отражающий горизонт (подошва неокома); *2* — условный отражающий горизонт А; *3* — условный отражающий горизонт Б; *4* — условный отражающий горизонт В; *5* — предполагаемая линия разрывного нарушения



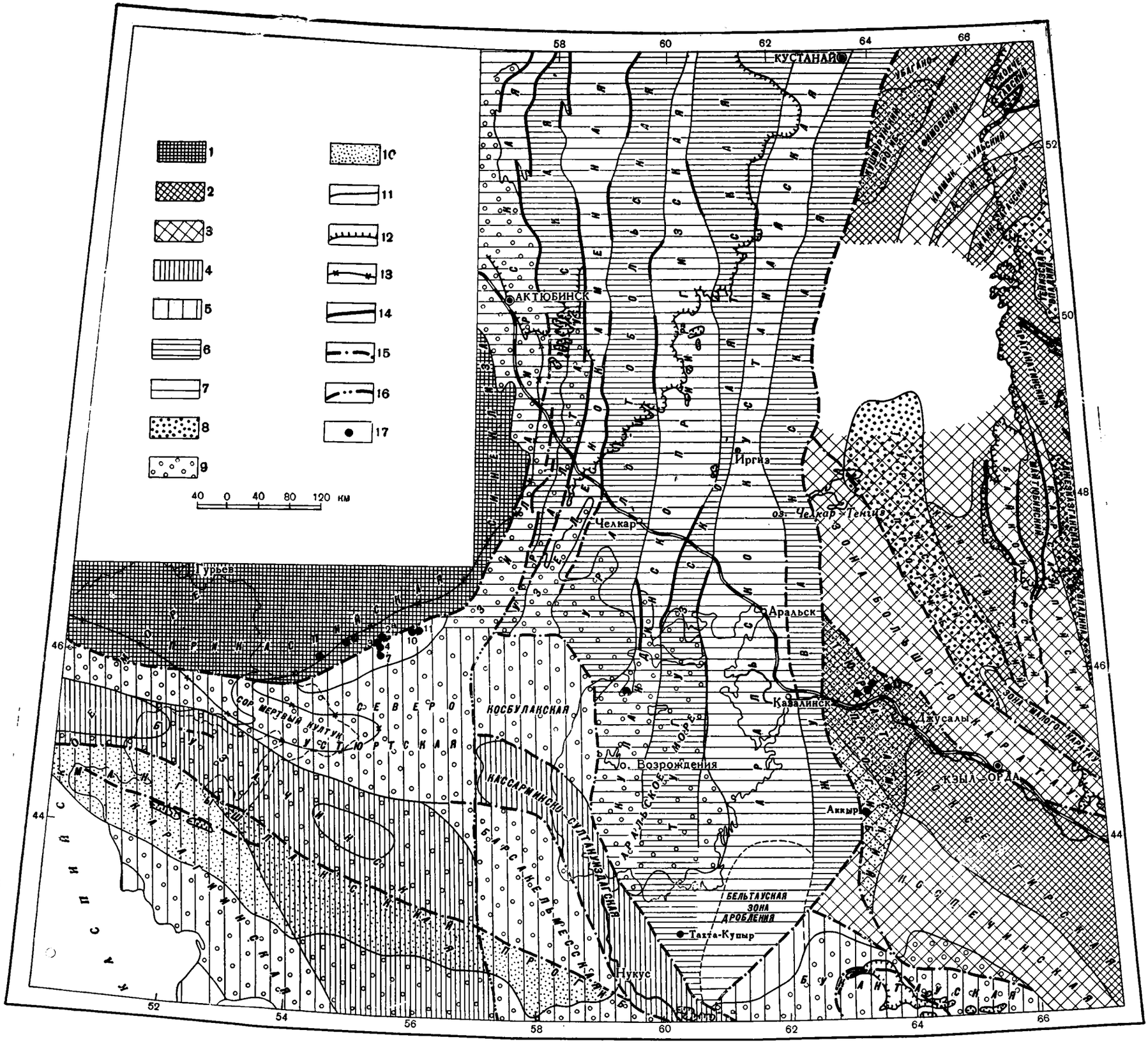
Фиг. 43. Структурная схема по III опорному отражающему горизонту (подошве неокома) Актумсукской группы дислокаций (по А. Р. Бройтаму, В. Ф. Дунаеву и В. Л. Скибельскому)

1 — стратоизогипсы по III опорному отражающему горизонту (подошве неокома); *2* — сейсморазведочные профили; *3* — чинк Устюрта



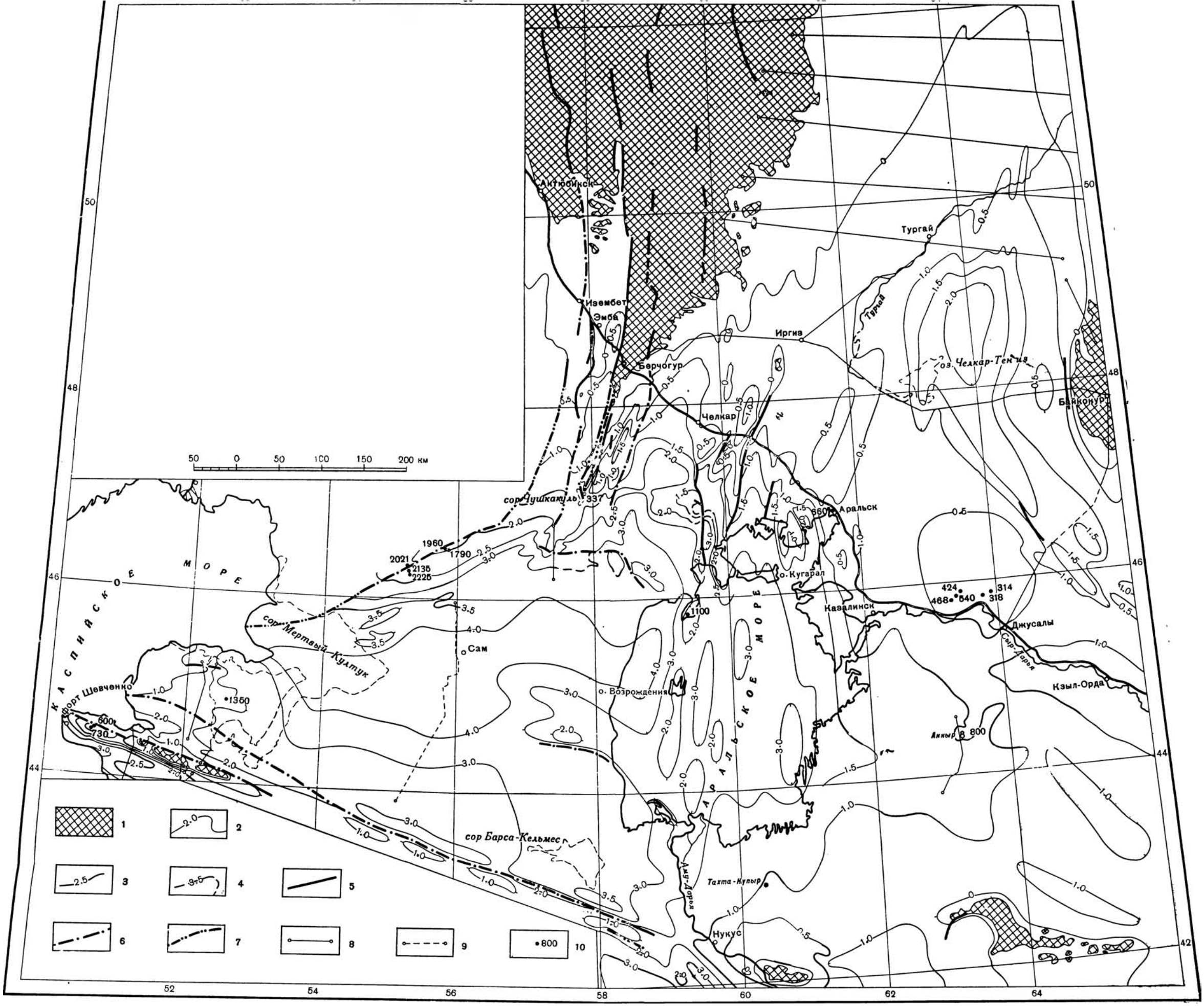
Фив. 44. Схематическая структурная карта Актумсукской группы дислокаций по условным сейсмическим горизонтам А, Б, В
(по А. Р. Бройтман, В. Ф. Дунаеву, В. Л. Скибельскому)

1 — стратоизогипсы по условному отражающему горизонту А; *2* — стратоизогипсы по условному отражающему горизонту Б; *3* — стратоизогипсы по условному отражающему горизонту В; *4* — зоны возможных разломов; *5* — сейсморазведочные профили; *6* — чинк Устюрта



Фиг. 94. Схема строения складчатого фундамента северной части Туранской плиты (по Р. Г. Гарецкому и В. И. Шрайбману, 1960, с небольшими изменениями)

1 — Русская платформа. Область интенсивного проявления нижнепалеозойской складчатости: *2* — зоны относительных поднятий; *3* — зоны интенсивных прогибаний. Области интенсивного проявления верхнепалеозойской складчатости — Тяньшаниды: *4* — зоны относительных поднятий; *5* — зоны интенсивных прогибаний; Уралиды: *6* — зоны относительных поднятий; *7* — зоны интенсивных прогибаний; *8* — верхнепалеозойские прогибы в области интенсивного проявления нижнепалеозойской складчатости (молассовый комплекс C_2— P_1); *9* — верхнепалеозойские прогибы области интенсивной верхнепалеозойской складчатости (молассовый комплекс: для тяньшанид C_2—T_1; для уралид C_3— T_1); *10* — прогибы с мощным осадконакоплением в верхнем палеозое и триасе и интенсивной триасовой складчатостью; *11* — границы зон; *12* — контуры выходов складчатого фундамента на поверхность; *13* — граница распространения отложений кунгура; *14* — основные региональные разломы на поверхности; *15* — то же, погребенные; *16* — то же, предполагаемые; *17* — скважины, вскрывшие фундамент



Фиг. 93. Схематическая структурная карта поверхности палеозойского складчатого фундамента северной части Туранской плиты (по Р. Г. Гарецкому и В. И. Шрайбману, 1960)

1 — породы складчатого фундамента на поверхности; *2* — стратоизогипсы поверхности складчатого фундамента; *3* — то же, по данным площадной сейсморазведки; *4* — то же, по данным электроразведки (ВЭЗ); *5* — основные разломы на поверхности; *6* — региональные погребенные разломы по геолого-геофизическим данным; *7* — то же предполагаемые; *8* — сейсморазведочные профили, по которым прослежена поверхность фундамента; *9* — сейсморазведочные профили, по которым прослежены горизонты внутри осадочного чехла; *10* — скважина, вскрывшая фундамент, и абсолютная отметка его поверхности в метрах

2 р. 08 к.