АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 108. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 36). 1950

П. Н. КРОПОТКИН

СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Н. С. ЗАЙЦЕВ И Б. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУРГАЙСКОЙ ВПАДИНЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 108. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 36). 1950

Гл. редактор чл.-корр. АН СССР *Н. С. Шатский* Отв. редактор *А. Л. Яншин*

П. Н. КРОПОТКИН

СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Глава I

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Интенсивная работа геологов за последние двадцать лет обогатила советскую геологию большим фактическим материалом по тектонике и стратиграфии Казахстана, позволяющим выделить структурные элементы и восстановить геологическую историю этой части обширной Урало-Алтайской геосинклинальной области. Этот материал в значительной мере сведен в статьях Н. Г. Кассина ($1934_{1,2}$), на геологической карте Восточного Казахстана (масштаб 1 : 1 500 000) и в томе XX «Геологии СССР», составленных под редакцией Н. Г. Кассина (Н. Г. Кассин и др., 1941), главным образом на основе работ Н. Г. Кассина, А. К. Мейстера, И. С. Яговкина, Е. Д. Шлыгина, Г. Е. Быкова, Г. И. Водорезова, Г. Л. Кушева, В. Ф. Беспалова, П. Л. Меркулова, В. М. Сергиевского, В. С. Дмитриевского, М. С. Волковой, П. Г. Корейшо и др. Результаты исследований более позднего времени освещены в обзорных статьях по тектонике (Г. Ц. Медоев, 1945), стратиграфии и вулканизму (Е. Д. Шлыгин, Н. Л. Бубличенко, А. М. Симорин, А. Л. Яншин и др., 1945).

Важнейшие данные по тектонике Центрального Казахстана, по стратиграфии нижнего и среднего палеозоя были получены в 1936 — 1943 гг. в результате исследований Н. С. Шатского, А. А. Богданова, Н. Г. Марковой, Н. А. Штрейса, З. М. Старостиной, В. С. Коптева-Дворникова, Е. А. Кузнецова, В. Н. Крестовникова, Д. Г. Сапожникова, П. Н. Кропоткина и др. Основные результаты этих работ опубликованы под редакцией Н. С. Шатского в различных изданиях (Н. С. Шатский, 1938, 1948 и др.)

Эти данные наблюдения автора в Карагандинской, Семипалатинской, Павлодарской областях и в Северном Казахстане в 1936—1943 гг., а также имеющиеся литературные источники позволили уточнить и пересоставить по методу структурных линий (отражающих простирание пород) геологическую карту Центрального Казахстана в масштабе 1 : 1 500 000 (см. вклейку в конце книги). Кроме того, нами построена схематическая тектоническая карта (фиг. 3), которая в главных чертах повторяет схему тектоники Казахстана, опубликованную Н. С. Шатским в 1938 г., но основана в значительной мере на принципе палеогеографическом. При составлении этой карты мы стремились восстановить границы распространения

тех восьми крупных стратиграфических комплексов в складчатой структуре Казахстана, которые отделены друг от друга важнейшими перерывами и несогласиями и отличаются по интенсивности пликативных дислокаций. Это комплексы: 1) докембрия (главным образом протерозоя, Prz); 2) нижнего кембрия (Cm_1— «кокчетавская свита», известняково-кварцитовая толща хребта Еременьтау); 3) среднего и верхнего кембрия (Cm_2+Cm_3) и нижней половины ордовика ($S_1^1+S_1^2+S_1^3$, т. е. от тремадока до лландейло включительно); 4) верхней части ордовика (S_1^4 — карадок), включая местами и самые нижние горизонты готландия; 5) готландия (S_2, главным образом уинлокский и лудловский ярусы верхнего силура); 6) девона (D); 7) нижнего карбона (C_1) и частью среднего карбона (C_2); 8) верхнего карбона (C_3) и нижней перми (P_1). Хотя местами некоторые из несогласий, разделяющих эти комплексы, отсутствуют (например, между D_3^2 и C_1), или же появляются значительные несогласия внутри выделенных комплексов (в особенности между D_1 и D_3 и между C_1^2 и C_1^3), принять более дробную схему разделения на структурно-стратиграфические комплексы оказалось невозможным ввиду отсутствия детальных съемок по ряду районов.

Чтобы отразить строение складчатого фундамента, на тектонической схеме (фиг. 3) нанесены структурные линии, указывающие простирание дислоцированных отложений, а также показаны разрывные нарушения, оси антиклиналей и границы крупных тектонических зон, описанных в тексте. Отдельные структуры отмечены на карте цифрами.

Таким образом, эта схема строения Центрального Казахстана представляет собой по существу схематизированную геологическую карту палеозойских и докембрийских отложений, освобожденную от всего, что затемняет их складчатую структуру: снят покров более поздних, почти не дислоцированных осадков мезозоя и кайнозоя и исключены пестрые пятна интрузий, пересекающих структурные элементы.

Карта в конце книги и фиг. 3 показывают, что уже в протерозое и нижнем палеозое сформировались сложные антиклинальные структуры (геоантиклинали), образующие тот тектонический остов или каркас Казахстана, который в дальнейшем обрастал складками девона и карбона, местами подвергаясь более значительной переработке. В обширной Урало-Алтайской геосинклинальной области «складчатость в средних частях, повидимому, началась раньше, чем в окраинных; здесь еще в каледонское время возник достаточно устойчивый складчатый массив, который в последующем испытал относительно весьма мало интенсивную пликативную дислокацию. Настоящая интенсивная геосинклинальная складчатость герцинского периода сосредоточивалась в краевых частях области, которая, таким образом, к концу этого периода как бы подразделилась на две вторичные геосинклинальные полосы» (А. Д. Архангельский, 1937, стр. 77).

В связи с этим в Казахстане выделяются следующие складчатые структурные элементы трех возрастов.

I. Древние (докембрийские) складчатые массивы, захваченные интенсивной складчатостью уже в протерозое и, повидимому, не заливавшиеся морем с середины кембрия — Кокчетавский массив, хребет Улутау, Атасуйский и Прибалхашский массивы докембрия.

Эти массивы представляют собой ядра крупных антиклинальных структур и приурочены главным образом к Кокчетав-Улутавской и Западно-Балхашской тектоническим зонам (см. фиг. 3), т. е. к той осевой, срединной части Урало-Алтайской геосинклинальной области, о которой говорит А. Д. Архангельский в приведенной выше цитате. В этих зонах разрез палеозоя характеризуется значительными пробелами, пликативные дислокации герцинского цикла ослаблены и нередко ориентированы дискордантно по отношению к древним складкам. Существенную роль приобре-

тают здесь дизъюнктивные дислокации с перемещением отдельных глыб по крупным разломам, описанные, например, в Прибалхашье Д. И. Яковлевым и А. В. Пейве.

II. Каледонские складчатые зоны, в которых в сложные складки смята многокилометровая толща нижнепалеозойских отложений, представленных типичными геосинклинальными фациями — вулканогенными, кремнисто-яшмовыми, песчано-сланцевыми, терригенными и карбонатными. Кембрий и нижний силур ($S_1^1+S_1^2+S_1^3$) обычно слагают осевую часть антиклинориев. Менее дислоцированные отложения верхнего силура (S_2) и верхов ордовика (S_1^4) имеют широкое развитие на крыльях этих крупных структур.

Обширная система каледонских складок северо-западного простирания, переходящая на территорию Центрального Казахстана из Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Тарбагатая, расщепляется здесь на несколько виргирующих пучков. По краям Казахского палеозойского массива эти складки имеют более выдержанное и параллельное простирание — алтайского северо-западного направления на востоке (в хребтах Чингиз, Акчетау и Акбастау) и уральского меридионального направления на западе (в хребте Улутау). Для внутренней части палеозойского массива чрезвычайно характерна сложная картина виргаций и крутых (до 180°) поворотов каледонских складчатых дуг, подмеченная Э. Арганом и Н. С. Шатским и напоминающая изгибы островных гирлянд в современных геосинклиналях, еще находящихся в ранней стадии развития (фиг. 4).

III. Герцинские складчатые структуры следующих трех типов:

1) Так называемые «наложенные мульды» (по терминологии Н. С. Шатского), в которых девонские, главным образом верхнедевонские, и нижнекаменноугольные отложения небольшой мощности залегают резко несогласно на древнепалеозойском или докембрийском складчатом основании, как бы независимо от его структуры. При внимательном анализе можно заметить, что эти наложенные мульды в одних случаях в совокупности образуют кайму опускания вокруг щитообразного поднятия — Кокчетавская, Кок-Сингирская, Яблоновская, Ишимская мульды вокруг Кокчетавского массива (*11*, *14*, *15*, *5* на фиг. 3), а в других случаях составляют продолжение унаследованных прогибов—например, мульды по краям Тенизской впадины, или приурочены к расщеплению виргирующих складок фундамента — Шансорская мульда, мульды к востоку от пос. Сталинского на левобережье р. Селеты, Кадырская мульда.

2) «Унаследованные» мульды, в которых толща девона и карбона обычно имеет мощность не более 1—5 км и дислоцирована параллельно простиранию каледонских складок соседних антиклинориев. Многие из этих мульд напоминают узкие передовые прогибы на выпуклой или вогнутой стороне изогнутых геоантиклиналей — Успенская, Чубартавская, Майкюбенская, Атасуйская мульды (*67*, *70*, *92*, *110* на фиг. 3). Для наложенных мульд и для многих унаследованных мульд характерно большое развитие континентальных и лагунных отложений (красноцветный девон, угленосные толщи карбона) и известняков (верхний девон, нижний карбон), очень сходных с аналогичными фациями осадочных отложений платформ.

3) Герцинские складчатые зоны с мощным (до 10 км) и наиболее полным разрезом девона и карбона, представленным, в основном, морскими геосинклинальными отложениями. Для этих зон характерен морской средний девон (а местами и морской нижний девон) и вулканогенные фации в нижнем карбоне, широко распространенные в Прибалхашье (*79*, *80*, *81* на фиг. 3), в Иртышско-Зайсанской зоне и в Эдрейской мульде (*98*), отсутствие многих перерывов и несогласий в разрезе среднего палеозоя,

свойственных другим зонам, и, наконец, интенсивное смятие девонских и каменноугольных толщ, в особенности по краям синклиналей. В сущности эти герцинские складчатые зоны — Иртышско-Зайсанская, Северо-Балхашская, Карагандинская, Тенизская, Чу-Сарысуйская, Ишимская — представляют собой унаследованные от предыдущей стадии развития внутренние геосинклинали (интрагеосинклинали), в которых весь ход формирования складчатых структур, как и вулканические циклы, как бы сдвинут во времени на один-два периода вперед, по сравнению с остальной частью Центрального Казахстана.

Постумные мезозойские складчатые и разрывные дислокации имеют унаследованный характер и приурочены к герцинским синклинальным зонам (Нижне-Бурлукская, Майкюбенская мульды).

Таким образом, уже во время каледонской складчатости, интенсивно проявившейся в Центральном Казахстане, произошла резкая дифференциация этой области. В то время как в одних зонах после нижнего силура наступил период размыва, продолжавшийся до середины девона или начала карбона, в других зонах происходило, хотя и с перерывами, интенсивное прогибание и накопление мощных толщ девонских, каменноугольных и, местами, нижнепермских отложений. В некоторых впадинах тенденция к опусканию и к накоплению осадков сохранилась до мезозоя и кайнозоя (Тенизская, Карагандинская впадины). Соответственно и интенсивные тектонические и интрузивные процессы замирают раньше в первых, более древних зонах (Улутау, Кокчетавский район) и продолжаются до конца палеозоя в зонах более длительного прогибания. Эти особенности — полнота разреза, фации палеозоя, относительная интенсивность орогенических движений, принадлежащих к различным фазам, и, наконец, возраст интрузий и эффузий—позволяют выделить в Центральном Казахстане следующие с запада на восток геотектонические области или зоны: 1) Ишимскую, 2) Кокчетав-Улутавскую, 3) Чу-Сарысуйскую, 4) Западно-Балхашскую, 5) Тенизско-Карагандинскую, 6) Сарысу-Каркалинскую, 7) Северо-Балхашскую, 8) Чингизско-Еременьтавскую и 9) Иртышско-Зайсанскую (фиг. 3).

Глава II

СТРОЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Морфология складчатых структур различных тектонических зон Центрального Казахстана, начиная с западных районов и кончая восточными, представляется в следующем виде.

I. Ишимская зона, в большей своей части скрытая под покровом третичных отложений Тургайской впадины, охватывает участки, расположенные в среднем течении р. Ишим, выше р. Аккан-Бурлук и по р. Нижний Бурлук. Для этой зоны характерны следующие особенности: значительная полнота разреза от нижнего силура до среднего карбона включительно, преобладающее значение герцинских фаз складчатости, резкие проявления еще более молодых мезозойских движений (дислокации юры по р. Нижний Бурлук), одинаковое северо-восточное направление древних и молодых складок, развитие гранитных интрузий герцинского цикла.

В доступной изучению краевой части Ишимская зона представляет собой ряд синклинальных прогибов, которые в виде заливов северо-восточного простирания вдаются в разбитую разломами кайму каледонских складок, огибающих с запада Кокчетавский массив. Эти синклинали по р. Уш-

кара-су (*6*) [1] между рр. Кзыл-су и Аккан-Бурлук (*5*) и у пос. Пески на р. Ишим (*3*) осложнены разрывами северо-восточного направления, по которым древнепалеозойские толщи надвинуты на карбон. Синклиналь на р. Уш-кара-су осложнена в средней части пологими антиклинальными поднятиями, сложенными нижним карбоном. По краям синклинали наблюдаются крутые (до 70°) углы падения. Синклинальный прогиб прослеживается на 100 км от пос. Дальнего на р. Ишим до р. Аккан-Бурлук и пос. Рузаевки. В юго-западной части, где появляются мощные толщи верхнего силура и девона, смятые вместе с карбоном в складки, параллельные складкам нижнесилурийских отложений, этот прогиб приобретает черты унаследованных структур. На р. Аккан-Бурлук маломощный нижний карбон с резким несогласием залегает на древнем палеозое, образуя типичную «наложенную» мульду (*4*).

На продолжении этого и соседнего с ним (проходящего через пос. Чернозубовский) прогиба, в 60 км к северо-востоку наблюдается синклинальный прогиб на р. Иман-Бурлук выше пос. Грачевки (*2*). Таким образом, на протяжении 160 км намечается полоса прогиба, то суживающаяся, то расширяющаяся и углубляющаяся, местами осложненная выступами нижнего палеозоя (р. Аккан-Бурлук у пос. Симоновского — р. Ишим у пос. Луганского и пос. Пономаревского; узкий горст на р. Ишим у пос. Ново-Михайловского) и надвигами. Такую же ограниченную разломами полосу опускания можно предполагать между пос. Пески на р. Ишим и Иман-Бурлукским буроугольным месторождением (пос. Соколовка, *1*).

Мощность и полнота разреза среднего палеозоя значительно возрастают по мере удаления на запад от Кокчетавского массива в сторону так называемого Тургайского пролива. С. М. Андронов, Н. Г. Маркова, М. С. Волкова и Н. В. Литвинович указывают верхневизейские и средне- и верхнекаменноугольные отложения в этих более полных разрезах, характеризующихся развитием морских известняковых брахиоподовых фаций визейского яруса — «ишимских» и «ягоркинских» слоев. Аналогичные изменения в разрезе наблюдаются к западу от хр. Улутау, что позволяет предполагать продолжение Ишимской зоны на большое расстояние к югу, в район р. Сары-Тургай (*7*), Байконура (*8*) и р. Белеуты (*9*).

Ишимская зона, возможно, имеет связь с самой восточной зоной восточного склона Урала (район верховьев р. Тобола, р. Камышлы-аят и г. Троицка).

II. Кокчетав-Улутавская зона отличается широким развитием докембрия, почти полным отсутствием верхнего, а местами и нижнего силура, слабым развитием нижних и самых верхних горизонтов девона и вообще незначительной мощностью средне- и верхнепалеозойских отложений (по данным В. Ф. Беспалова, А. В. Волина, Р. Э. Квятковского, П. Н. Кропоткина, П. Л. Меркулова, А. Е. Репкиной, Е. Д. Шлыгина, И. С. Яговкина и других исследователей). Лишь по окраинам этой зоны, например там, где она погружается под молодые отложения Чу-Сарысуйской депрессии, появляется верхний силур, резко возрастает мощность верхнепалеозойских отложений, получают распространение известняковые фации верхнего девона.

В Кокчетав-Улутавской зоне поверх интенсивно дислоцированных докембрийских и древнепалеозойских отложений, прорванных гранитными интрузиями, главным образом нижнедевонского возраста, залегают гораздо менее нарушенные, частично размытые, средне- и верхнедевонские или нижнекаменноугольные отложения.

---

[1] Цифры в скобках, набранные курсивом, указывают номера отдельных структур на схематической тектонической карте (фиг. 3).

Докембрийский комплекс отличается сильнейшей дислоцированностью, углы падения обычно варьируют в пределах 75—90°, не уменьшаясь ниже 50—60°. Породы докембрия подверглись региональному метаморфизму и динамометаморфизму, сплоены, рассланцованы, местами превращены в милониты. Выделить отдельные тектонические структуры в крутых складках этого комплекса очень трудно. В Кокчетавском массиве (*10*) простирание складок докембрия, в общем, широтное, с крутыми поворотами по краям массива. Мелкие, часто изоклинальные складки на крыльях Боровского антиклинория опрокинуты в обе стороны от его оси. В Улутавском массиве докембрия от Арганатинских гор (*27*) до хребта Улутау (*29*) и Карсакпая (*41*) господствует меридиональное и северо-западное (340°) простирание складок. В хр. Улутау (*29*) И. А. Островскому удалось выделить антиклинальную структуру, по оси которой выходят порфиробластические биотит-альбитовые гнейсы, падающие на восток под углом 70—90°, а по крыльям — слюдяные гнейсы. По западному крылу антиклиналь разорвана и, повидимому, наклонена и надвинута на запад. В районе Карсакпая (*41*) господствующее простирание докембрия — северо-западное (340°). Южнее, в докембрии р. Дюсембай, В. Н. Крестовников наблюдал простирание ССВ 20°, а на р. Белеуты — ССЗ 340° (*42*). Здесь повсюду преобладает падение на запад под углом 60—90°, редко 20—45°; изредка отмечается крутое падение на восток. Повидимому, складки докембрия опрокинуты на восток, в сторону Сарысуйской впадины. В породах докембрийского комплекса здесь, как и в Карсакпайском районе, местами наблюдаются плойчатость и мелкая изоклинальная складчатость.

Складки нижнего палеозоя в Кокчетавско-Ишимском районе как бы обтекают со всех сторон свод Кокчетавского массива, вытянутый в широтном направлении. На западе, по рр. Шарык и Аккан-Бурлук, и на востоке, между Зерендой, Шучинском и ст. Макинкой, господствует меридиональное простирание складок. На коротком расстоянии оно сменяется северо-восточным и северо-западным, по мере того как складки огибают Кокчетавское поднятие на его периклинальных окончаниях. Севернее Кокчетавского поднятия складки нижнего палеозоя образуют выпуклые к северу дуги. О простирании складок в той части палеозойского массива, которая погребена под мезозойскими и кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности, можно судить по геофизическим данным. На гравиметрической карте отчетливо видна полоса положительных аномалий силы тяжести, сопровождаемая магнитными аномалиями такого же простирания и вытянутая от пос. Ново-Рыбинского и ж.-д. станций Юдино и Макушино в северо-восточном направлении до меридиана 68°30′ (в 55 км к северо-западу от Петропавловска), где она круто поворачивает на юго-восток. Далее к юго-востоку эта полоса аномалий прослеживается через район Петропавловска к озерам Калибек и Алабота, где она как бы вливается в зону древнепалеозойских складок такого же простирания. Таким образом, эти выпуклые к северу дугообразные полосы аномалий прослеживаются на 250 км от центра Кокчетавского поднятия до 56-й параллели.

Смятие нижнепалеозойских отложений наиболее интенсивно в складках, огибающих Кокчетавский массив с северо-востока (у пос. Боровое, *18*) и с северо-запада. В центральной части массива пликативные дислокации в складках слабее, и местами кварциты кембрийской «кокчетавской» свиты залегают под углом лишь в 20—30°.

В силурийских отложениях углы падения обычно варьируют в пределах 50—80°. Нередко, особенно в краевых частях антиклинориев, мелкие складки опрокинуты. Узкие, сжатые, линейно вытянутые складки (длина их в 4—10 раз больше ширины) хорошо прослеживаются по прости-

ранию, например к северу от курорта Боровое, в районе пос. Сталинского (*19*) и т. д.

К востоку и юго-востоку от Кокчетавского поднятия складки нижнего палеозоя имеют главным образом меридиональное (с отклонениями до северо-восточного) и северо-западное простирание. На широте оз. Селеты-денгиз видно, как по направлению к востоку широтное и северо-западное простирание складок сменяется меридиональным. Северо-западное, местами меридиональное простирание имеет крупная мегаантиклиналь, протягивающаяся от гор Ичке-ульмес на р. Селеты через горы Ир-адыр (*20*) к пос. Сталинскому, где ее ось погружается по направлению к северу. Между поселками Тау-кен и Сталинским от общего ствола мегаантиклинали отщепляются небольшие антиклинали северо-восточного простирания, которое сохраняется и восточнее, в районе Бестюбе (*21*). Юго-западное продолжение антиклинальной зоны гор Ичке-ульмес мы находим в гряде Джаксы-куянды (*23*), протягивающейся к Акмолинску. Взаимоотношения этих структур со складками кембрия и силура р. Майдан (*22*), имеющими северо-западное простирание, остаются неясными.

К югу от Кокчетавского массива складки виргируют. Одни из них поворачивают на юго-запад к Атбасару (*44*) и к излучине Ишима (урочище Джар-каин-агач, *25*), другие уходят прямо на юг и, дойдя до р. Ишим у поселков Петровского и Новочеркасского (*24*), погружаются под каменноугольные, мезозойские и кайнозойские отложения Тенизской впадины. Складки нижнего палеозоя Ишим-Атбасарской зоны характеризуются углами падения не больше 50 — 70° и правильными формами линейно вытянутых структур.

Те же направления, с которыми виргирующие складки нижнего палеозоя погружаются под покров верхнепалеозойских отложений Тенизской впадины у г. Атбасара и пос. Петровского, можно уловить в ориентировке каледонских складок северной части Улутавского поднятия и на Сарысу-Тенизском водоразделе. На северном окончании Улутавского поднятия М. С. Волкова проследила несколько складок северо-восточного, близкого к меридиональному, простирания, сложенных нижним силуром и протерозоем и погружающихся в северо-восточном направлении (*26*). По наблюдениям Г. Е. Быкова в верховьях р. Терс-аккан «древнепалеозойская свита имеет преимущественно меридиональное или близкое к нему простирание при весьма крутых углах падения. В большинстве случаев слои почти стоят на головах». П. Л. Меркулов и А. Е. Репкина подробно описали каледонскую структуру, выясняющуюся из строения отдельных островков нижнего палеозоя и докембрия, выступающих среди дислоцированных в западно-северо-западном направлении девонских и каменноугольных отложений на Сарысу-Тенизском водоразделе (*31*, *34*). Породы древнего палеозоя характеризуются здесь углами падения 40—80°. «Если мысленно снять среднепалеозойские отложения, — указывают эти авторы, — то мы будем иметь крупную складчатую область северо-северо-восточного направления, захватывающую весь район и уходящую далеко за его пределы как к северу, так и к югу... Система складок, идущих от северной границы района (т. е. от окраины Тенизской впадины. — *П. К.*), в верховьях р. Джаманкон разделяется на два пучка, из которых один направляется к юго-западу, следуя контуру протерозойской глыбы, расположенной в северо-западной части района, а другой — к юго-востоку, в район рек Сары-узень и Сюрту-су». Простирание древних толщ в бассейне рр. Кирея и Кипчака — меридиональное. Таким образом, каледонская складчатость на Сарысу-Тенизском водоразделе имела направление, почти перпендикулярное к ориентировке позднейших герцинских складок, описываемых ниже.

Тенизская впадина располагается между ветвями виргации каледонских складок. Степень сжатия этих складок, повидимому, уменьшается

по мере расхождения ветвей виргации, и, по всей вероятности, в основании средне- и верхнепалеозойских отложений Тенизской впадины залегает слабо дислоцированный нижний палеозой меридионального и северо-восточного простирания.

О структуре Улутавского поднятия к сказанному можно добавить, что выступающие в горах Эскулы (*39*) по краю этого поднятия силурийские породы дислоцированы в том же направлении, что и протерозой. Нижний палеозой, который удается видеть местами по границе Улутавского поднятия и Тургайской впадины, дислоцирован в меридиональном направлении.

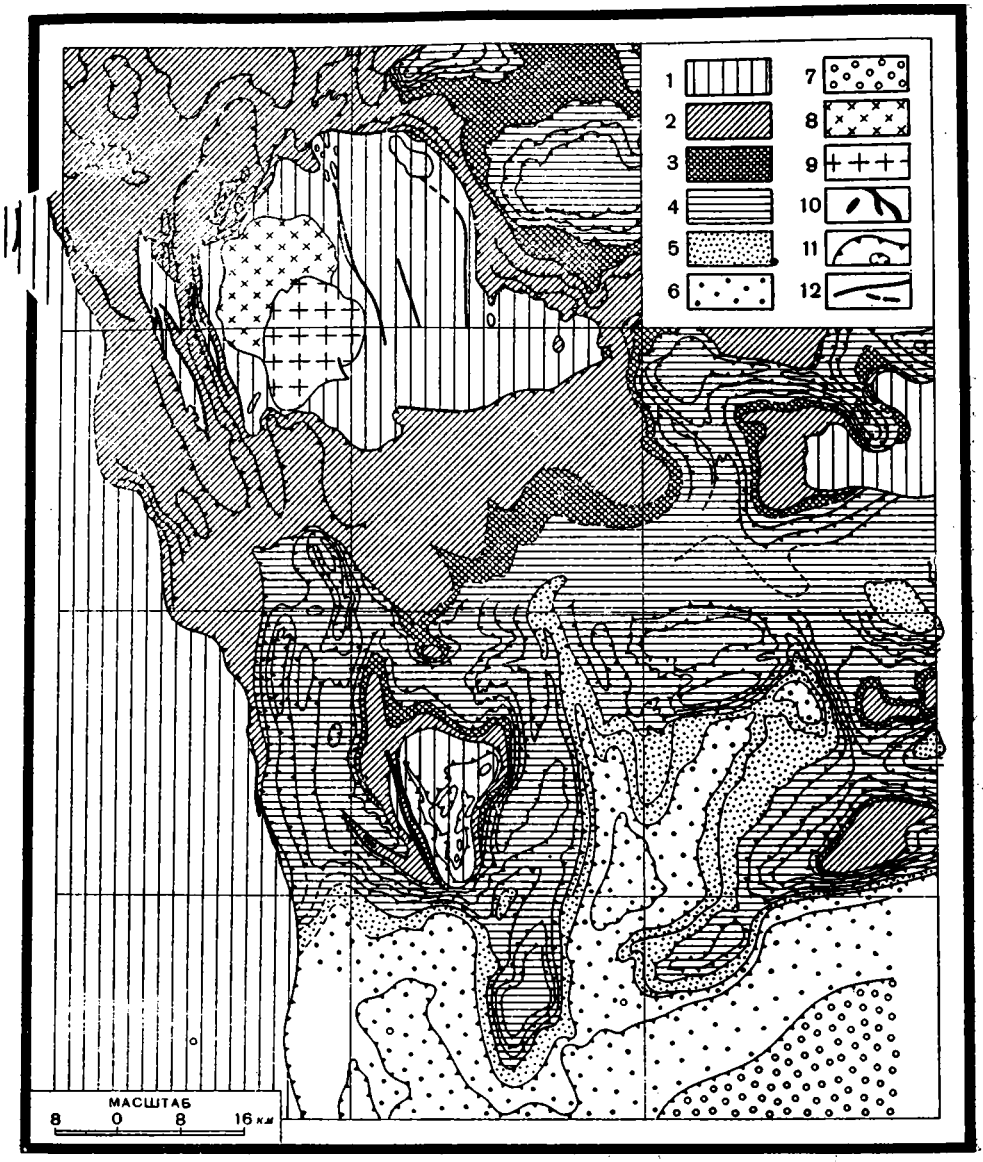
С каледонской складчатостью связаны разломы почти меридионального направления, которые разбивают Улутавское поднятие на горсты и заключенные между ними впадины или грабены (фиг. 1). Возраст этих разрывных нарушений, детально закартированных И. А. Островским и В. Н. Крестовниковым, устанавливается по приуроченности к ним интрузий ультраосновных пород, нигде не переходящих на площадь распространения девона или карбона и, повидимому, принадлежащих к нижнему силуру, как почти повсеместно в Центральном Казахстане. Это справедливо, по всей вероятности, и для Улутау. Разломы, которые существовали, следовательно, уже в нижнем силуре, обычно затухают в толщах девона, но некоторые из них действуют и до конца девонского периода.

Горст, сложенный порфиробластическими и слюдяными гнейсами к востоку от гор Улутау, ограничен разломами с востока и с запада. По восточному краю горста линия разлома отмечена ультраосновной интрузией Ичке-ульмес, а по западному краю горста вдоль разломов известна целая серия небольших змеевиковых тел, вытянутых в северо-северо-западном направлении. Продолжением этого горста к югу является девонская антиклиналь гор Аир-тау и Джаман-котур, а затем Эскулинское поднятие с змеевиками горы Шайтан-тас и выходами докембрия и силура и, наконец, Женайская антиклиналь в девонских и каменноугольных отложениях (*40*). Ось Женайской антиклинали проходит меридионально в 12 км западнее Джезказгана и погружается к югу, по мере приближения к Сарысуйской впадине. Таким образом, это ундулирующее поднятие горстово-антиклинального типа прослеживается в юго-юго-восточном направлении на протяжении 120 км от р. Тамды до р. Улькун-Джезды.

С запада к этому поднятию примыкает синклинальная зона, осложненная узкими горстами и небольшими антиклиналями. Разломы по краям этой грабенообразной синклинали отмечены к западу от Улутау Л. И. Боровиковым и В. Н. Крестовниковым, а далее к северу, у месторождения Алтын-казган (*28*), П. М. Никитиным. Синклинальная зона прослеживается на юг до ж.-д. ст. Кумула, будучи местами (например, в 12 км к востоку от Карсакпая) ограничена разломами.

Герцинская структура Кокчетав-Улутавской зоны характеризуется не очень интенсивной складчатостью, углы падения в девонских и каменноугольных отложениях обычно не превышают 10—30°. Эта складчатость проявилась в образовании дискордантных по отношению к каледонским складкам «наложенных» мульд, нередко осложненных брахиантиклинальными изгибами, а на Сарысу-Тенизском водоразделе — в формировании протяженных складок северо-западного простирания, также ориентированных независимо от направления древней складчатости. Лишь в прогибах, связанных с описанными разломами Улутау-Джезказганского и Ишимского районов, герцинская складчатость привела к образованию нормальных конкордантных пликативных структур.

Кокчетавское поднятие окружено с севера, с востока и с юга цепью «наложенных мульд», которые в прошлом, может быть, соединялись



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Джезказган-Улутавского района. Составлена по Д. Г. Сапожникову, В. Ф. Беспалову, Л. И. Боровикову, В. Н. Крестовникову, И. А. Островскому и А. В. Волину

1 — докембрий и нижний палеозой: *2* — девонские отложения — эффузивы (D_1), конгломераты и песчаники ($D_2+D_3^1$); *3* — верхнедевонские отложения — известняки фаменского яруса D_3^2; *4* — нижнекаменноугольные отложения C_1; *5* — среднекаменноугольные отложения C_2; *6* — верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения — $C_3 + P_1$; *7* — мезозойские отложения Mz; *8* — биотитовые гранодиориты Улутау; *9* — аляскитовые граниты Улутау; *10* — варисские интрузии гранитов, порфиритов и других изверженных пород; *11* — границы стратиграфических комплексов и свит и линии простирания отдельных горизонтов; *12* — линии разрывных нарушений (сбросов, взбросов, надвигов).

между собой, образуя кольцеобразную кайму опускания вокруг этого поднятия. В девоне кайма опускания была, повидимому, более узкой, чем в карбоне, когда вместе с Кокчетавским массивом поднималась область каледонид излучины р. Ишим. Кайма опускания намечается по расположению мульд, известных у г. Кокчетава (*11*), ж.-д. ст. Азат (*12*), в районе р. Джаны-су в 30—40 км к северо-востоку от курорта Боровое (*13*), у оз. Кок-сингир (*14*), у пос. Яблоновки (*15*), у поселков Вознесенского, Николаевского, Ключевки, Максимовки (*16*), у оз. Якши-янгиз-тау и к югу от него (девонские эффузивы, *17*), на р. Аккан-Бурлук к западу от оз. Якши-янгиз-тау (девонские песчаники). Яблоновская и Коксингирская мульды представляют собой типичные «наложенные структуры», располагающиеся без всякой видимой связи на различных структурных элементах каледонского фундамента. В них наблюдается резкое возрастание наклона слоев от центра к периферии. В центре мульд каменноугольные отложения залегают почти горизонтально (0—5°), в нескольких километрах от контакта с нижним палеозоем они наклонены под углом 10—15°, а в узкой полосе по периферии мульды — под углом 30—50° и больше. Таким образом, эти мульды напоминают блюдце с крутыми краями. По контакту наложенных мульд с древнепалеозойским фундаментом часто можно видеть разрывы и надвигание древних толщ на карбон (у аула Касень на р. Кок-сингир, на р. Чулак-Сандык на Ишиме, на р. Мухор). Тектоническая брекчия в основании каменноугольных отложений отмечена по окраине Яблоновской мульды. Эти тектонические нарушения, ограничивающие площади, занятые карбоном, первоначально были истолкованы Е. Д. Шлыгиным (1935) как шарриаж.

На Сарысу-Тенизском водоразделе между Тенизской и Сарысуйской впадинами, по данным П. Л. Меркулова, А. Е. Репкиной и Г. Е. Быкова, сложенные девоном и карбоном синклинали имеют выдержанное северо-западное простирание, сильно сжаты, асимметричны, местами разорваны по контакту с круто надвинутыми на них антиклинальными блоками. Часто наблюдается резкое возрастание углов падения у периферии синклиналей (Айдагарлинская, Суукбастауская синклинали, блюдцеобразные мульды пятой синклинальной зоны по схеме П. Л. Меркулова и А. Е. Репкиной). Антиклинальные же зоны либо выводят к поверхности древнепалеозойский фундамент, смятый под прямым углом к простиранию описываемых структур, либо сложены совсем слабо дислоцированными девонскими и каменноугольными отложениями (например, в районе р. Кирей-Талсай и р. Кипчак), образуя пологий свод со сравнительно круто, до 40—60°, поставленными крыльями (зоны четвертая и пятая тех же авторов). Повидимому, эти антиклинали и синклинали возникли из горстовых поднятий и грабенов, которыми в девонском периоде была дискордантно рассечена область каледонской складчатости на Сарысу-Тенизском водоразделе.

П. Л. Меркулов и А. Е. Репкина выделяют в герцинской структуре Сарысу-Тенизского водораздела, с севера на юг, пять тектонических зон. К первой, северной зоне они относят две антиклинали — Кызимчикскую (*32*), с крутым южным и более пологим северным крылом, и Котертасскую (*33*), пережатую посредине и образующую куполообразные вздутия на концах, и две синклинали — Тасмуллинскую и Нижне-Джаксыконскую, сливающиеся вместе в районе р. Кирей, благодаря погружению оси разделяющей их Кызимчикской антиклинали. Обе эти синклинали имеют более крутые южные крылья, чем северные. Местами они становятся более пологими в осевой части, сохраняя крутое падение лишь по краю крыльев, местами же сильно сжаты.

Южное крыло Тасмуллинской синклинали характеризуется опрокинутым залеганием слоев и срезано надвинутым на них массивом Централь-

ной антиклинали. Крупная Центральная антиклиналь (*34*) представляет собой вторую зону в схеме П. Л. Меркулова и А. Е. Репкиной. Третья зона (*35*, *36*) в районе р. Кирей и гор Кок-домбак состоит из двух антиклиналей (моноклиналей), разорванных вдоль оси и надвинутых в северо-восточном направлении таким образом, что они сохраняют только свои юго-западные крылья. Поверхность скольжения этих надвигов наклонена к юго-юго-западу под углом 30—60°. Разрыв по оси и северо-восточному краю антиклинали гор Таскара-Карабужур прослеживается, по данным Г. Е. Быкова, далеко на северо-запад в район озера Кызыл, гор Кызылтау и Кокчетау, почти до р. Терс-аккан. Протяженность этой третьей тектонической зоны — зоны разломов — достигает 250 км.

Четвертая зона представлена двумя параллельными, слегка опрокинутыми к северу антиклинальными складками (Верхне-джаксыконская и Каройская антиклинали — *37*, *38*) и тремя асимметричными синклинальными складками (Айдагарлинская, Суукбастауская и Южная синклинали). Это — ундулирующие, в общем довольно спокойные (углы падения на крыльях 20—70°) мульды, выполаживающиеся на северо-западе по мере приближения к Улутавскому поднятию. В пятой, самой южной зоне выделяются крупная брахиантиклиналь, с нижнепалеозойскими породами в ядре складки (гора Конек), и ряд блюдцеобразных синклиналей с углами падения до 40—60° по периферии.

Еще южнее, в районе от оз. Чубар-куль до р. Сары-су, по имеющимся данным, можно предполагать наличие древнепалеозойских глыб, облекаемых пологими структурами девона.

Герцинская структура Улутау-Джезказганского района отчасти уже охарактеризована на предыдущих страницах. Здесь выделяются три зоны меридионального простирания, отличающиеся по характеру дислокации — западная, центральная и восточная (фиг. 1).

Западная зона дислоцированных каменноугольных отложений по границе с Тургайской впадиной составляет, повидимому, продолжение вышеописанной Ишимской тектонической зоны. Дислоцированный в меридиональном направлении карбон выходит по р. Тасты-тургай (у оврага Ак-ургонак), в нескольких местах по р. Сары-тургай (*7*), в районе месторождения Байконур (*8*) и по р. Белеуты ниже устья р. Карагайлы (*9*).

Центральная зона характеризуется тем, что каледонский фундамент здесь, в общем, высоко приподнят (площади докембрия Арганатинских и Улутавских гор и Карсакпайского района, нижний палеозой гор Эскулы) и рассечен разломами меридионального и северо-западного направления, с которыми тесно связана пликативная тектоника покрова девонских и каменноугольных отложений.

В этой зоне выделяются с запада на восток следующие четыре параллельные структуры северо-северо-западного простирания.

а) Горстово-антиклинальная структура, начинающаяся на р. Кара-Джиланды западнее устья р. Сарлык в виде выступа докембрия среди полосы девонских пород. Ширина этого выступа составляет здесь только 7 км. Южнее он отделен от девона разрывами, по которым местами проникли дайки порфиритов (например, в овраге Косбай-блак). Постепенно расширяясь, выступ доходит до Карсакпая, а затем снова суживается на р. Белеуты.

б) Синклинальная структура от рр. Сарлык и Жангобул до р. Шахобай, р. Улькун-Джезды и ж.-д. ст. Кумула. Ось этой синклинали ундулирует и, в общем, погружается к югу. Синклиналь осложнена узким горстом горы Ак-чеку. Севернее Улутавского поднятия синклинальный прогиб поворачивает к востоку, к горам Бозбатал.

в) Горстово-антиклинальная зона гор Улутау, гор Эскулы и Женайской антиклинали. Ось поднятия сильно ундулирует.

г) Синклинальная зона от верховьев р. Джиланды до Джезказгана К юго-востоку от Улутавского поднятия она изменяет свое меридиональное простирание на широтное и продолжается на восток к р. Кара-Кингир.

Восточнее этой синклинали простирание складчатости в девонских и каменноугольных отложениях резко изменяется на широтное, и лишь в небольшом, осложняющем более крупную структуру синклинальном прогибе на р. Талды-булак к северо-востоку от Джезказгана улавливается то же северо-северо-западное простирание, которое характерно для всей центральной зоны.

Восточная зона Улутау-Джезказганского района характеризуется широтным и северо-восточным простиранием складок в девонских и каменноугольных отложениях (мульда в районе рек Тамды и Сангал — *60*, синклиналь в истоках р. Кара-Кингир, складки среднего течения р. Кара-Кингир, синклинали гор Уч-Кагыл или Урта-Кагыл и Аяк-Кагыл, антиклиналь, протягивающаяся на 50 км от Джезказгана в северо-восточном направлении — *83*).

Некоторые мульды (например, на р. Кингир у горы Джетым-тюбе) и брахиантиклинали имеют в плане почти изометричные, круглые очертания. Восточнее, на Сарысу-Тенизском водоразделе, почти широтное простирание складок изменяется на юго-восточное. Таким образом, «перекрестная» складчатость, хотя и не в столь явной форме, как на Сарысу-Тенизском водоразделе, преобладает и в структуре восточной зоны Улутау-Джезказганского района.

Мы так подробно остановились на каледонских разломах и развившихся по ним герцинских складчатых структурах Кокчетавско-Ишимского и Улутау-Джезказганского районов, равно как и на характеристике дискордантных «наложенных» мульд и «перекрестной» складчатости, особенно характерной для Сарысу-Тенизского водораздела, чтобы полнее оттенить специфические особенности наиболее древней, срединной части Урало-Алтайского орогена. Именно к этой срединной части орогена принадлежат Кокчетав-Улутавская и Западно-Балхашская зоны, вступившие в герцинский цикл уже почти консолидированными массивами. В остальных тектонических зонах Казахстана роль разломов менее заметна, и герцинская пликативная складчатость имеет конкордантный унаследованный характер по отношению к каледонидам.

III. Чу-Сарысуйская зона входит в описываемый нами район лишь своей северной частью. Это крупная синклинальная впадина с мощными толщами почти недислоцированных каменноугольных, пермских и меловых осадков. По окраинам она осложнена небольшими брахиантиклинальными куполообразными вздутиями, которые описаны Б. А. Петрушевским и Н. С. Зайцевым к югу от Карсакпая (*30*) и И. Г. Николаевым в местности Тас-кура, в 140 км к юго-востоку от Джезказгана (*55*). Характерны фациальные изменения в толщах верхнего девона и нижнего карбона, установленные в Джезказганском районе. По направлению к внутренним частям впадины резко возрастает мощность фаменских глинисто-карбонатных отложений и появляются покровы основных эффузивов среди осадочных пород нижнего карбона (по В. Ф. Беспалову).

IV. Западно-Балхашская зона, по данным Д. И. Яковлева, А. А. Богданова, А. В. Пейве, Н. А. Ноздреева и А. Е. Репкиной, характеризуется значительным распространением докембрия (горы Узун-тау и др.) и древнего палеозоя, смятых в складки северо-западного простирания и разбитых многочисленными разломами. В сравнительно узких синклинальных зонах силурийские отложения достигают значительной мощности и смяты в складки с углами падения крыльев от 40 до 70°. Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения небольшой мощности образуют

пологие складки, осложненные разрывами и более интенсивно смятые по краям синклиналей.

Глыбовый характер тектоники этого района, повидимому, имеет много общего с тем, что указано в отношении Кокчетав-Улутавской зоны.

V. Тенизско-Карагандинская зона состоит из двух обширных впадин — Тенизской и Карагандинской, расположенных в расщеплении виргирующих антиклинальных складок нижнего палеозоя.

Тенизская впадина, изученная Г. Е. Быковым, М. С. Волковой, Н. А. Смирновой и др. (*43*), представляет собой огромную мульду (200 × 300 км), слегка вытянутую в широтном направлении и заполненную девонскими, каменноугольными, нижнепермскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Охватывающие ее на севере каледонские складки виргируют и расходятся к западу и к востоку. Атбасарская антиклиналь (*44*) протягивается от устья р. Колутон к г. Атбасару и далее на соединение с меридиональными складками Улутау; Петровская антиклиналь (*24*), начинаясь восточнее р. Боксук, подходит с северо-западным простиранием к р. Ишим у пос. Петровского. Выше пос. Петровского на левом берегу Ишима простирание нижнепалеозойских пород становится почти широтным. В расщепление между Атбасарской и Петровской антиклиналями вдается Колутонский прогиб (*45*), заполненный в северной части каменноугольными, а южнее р. Колутон и девонскими отложениями. В этом прогибе, составляющем часть Тенизской впадины, у пос. Новочеркасского появляются верхнесилурийские отложения.

Между Атбасарской антиклиналью и Кокчетавским поднятием вдается другой «залив» или «язык» Тенизской впадины — Атбасарский прогиб (*46*), также заполненный отложениями среднего и верхнего палеозоя. Верхний силур Атбасарского прогиба дислоцирован в северо-восточном направлении, а девон и карбон образуют несколько куполообразных брахиантиклиналей. Такая брахиантиклиналь изучена В. М. Поповым у пос. Спасского (*47*). В ядре складки выходят девонские песчаники, а на них с резким несогласием залегают нижнекаменноугольные отложения, перекрытые более высокими горизонтами карбона под углом 12—25°. Куполообразное поднятие в толщах карбона заметно в 6 км к югу от Атбасара.

Северный край тенизской впадины местами осложнен разрывами. Г. Е. Быков предполагает надвиг древнепалеозойских пород на турнейскую толщу в урочище Тентек-каин. По логу Талдысай девонские породы отделены сбросом от пород нижнесилурийских. В районе пос. Ишимского М. С. Волкова также предполагает надвигание древнепалеозойских толщ на девонские.

Кроме Колутонского и Атбасарского прогибов в пределах Тенизской впадины, по данным Г. Е. Быкова, М. С. Волковой, Н. А. Смирновой и Д. Г. Сапожникова, выделяется несколько мульд — Кийминская (*48*), Чункуркульская (*50*), Джаркульская (*51*) и Майликульская (*52*) мульды. Кийминская мульда вытянута в северо-восточном направлении. На ее периклинальном окончании у месторождения Алтын-казган слои падают к центру мульды под углом 30—40°, а западнее у пос. Кийма на р. Тастыталды под углом от 15 до 25°. Во внутренней части мульды слои лежат почти горизонтально. Чункуркульская мульда характеризуется углами падения 9—20° и осложнена маленькой брахиантиклиналью, ограниченной сбросами (р. Чортанбай). Джаркульская мульда, подобно Атбасарскому прогибу, представляет собой наполовину изолированный залив Тенизской впадины среди выступов каледонского основания и выходов девона. На краю этой мульды южнее горы Джелдытау имеется небольшая брахиантиклиналь в толще нижнего карбона; по юго-восточной окраине мульды слои карбона характеризуются опрокинутым залеганием, пови-

димому в связи с дизъюнктивными нарушениями. Майликульская (по В. М. Попову—Ащилы-Терсакканская) мульда отделена от Джаркульской мульды пологим поднятием, на краю которого располагаются купола — антиклинали с. Шарыкты и урочища Чийлы. Юго-восточнее в урочище Миялы это поднятие образует крутую разорванную брахиантиклиналь и сопровождается разрывными нарушениями на р. Терс-аккан. Майликульская мульда открыта на северо-восток в районе р. Ащилы и характеризуется углами падения от 5 до 20°. Замыкание этой структуры можно предполагать в районе озер Тениз и Кургальджин. Около месторождения Коп-Казган намечается несколько небольших разрывных нарушений, приуроченных к флексурообразным изгибам имеющегося здесь пологого вздутия.

К юго-западу от Атбасара силурийские и девонские породы выходят на сопках Конур-тюбе, Сарджал, Кызыл-тюбе в брахиантиклиналях, характеризующихся падением верхнекаменноугольных пород под углом 50° на крыльях структур (*49*). Эти брахиантиклинали располагаются на продолжении Атбасарской антиклинали, погружающейся под верхнепалеозойские отложения.

Южная окраина Тенизской впадины отличается от остальных ее частей развитием линейно-вытянутых складок, в которых участвуют не только девонские и каменноугольные, но и мезозойские отложения. Простирание этих складок северо-западное, близкое к широтному. По данным Н. А. Смирновой и Н. Т. Московченко, намечается синклиналь, ось которой проходит через оз. Кирей, севернее озер Кипчак и Киякты (*53*). К юго-западу от озер Кирей и Кипчак отмечены разрывы, в результате которых, повидимому, флексурообразные изгибы переходят в крутые надвиги, с перемещением надвинутых масс в сторону Тенизской впадины.

Восточная часть Тенизской впадины лежит в области широкой виргации каледонских складок. Складки Чингизско-Еременьтавской зоны, примыкающие к Карагандинской впадине, здесь круто поворачивают к северу (в горы Нияз и хребет Еременьтау), а складки Сарысу-Каркаралинской зоны (горы Тектурмас — гора Ай-мысык) резко отклоняются на юг. Лишь небольшой пологий вал в среднем течении р. Нуры отделяет Тенизскую впадину от Карагандинской впадины, расположенной в области виргации каледонских складок Сарысу-Каркаралинской и Чингизско-Еременьтавской тектонических зон. Выходы эффузивов девона в восточной части Тенизской впадины среди слабо нарушенных каменноугольных толщ на берегах р. Кулан-утмес, к югу от озера Кыгыз и около озера Быртабан, указывают, возможно, на существование брахиантиклинальных складок, аналогичных вышеописанным.

Карагандинская впадина, изученная Г. Л. Кушевым, Г. Ц. Медоевым, А. А. Богдановым и другими исследователями, протягивается на 175 км в широтном направлении, постепенно суживаясь к востоку. Она заполнена многокилометровой толщей девонских, каменноугольных и мезозойских отложений. В структуре ее внутренней части выделяются три мульды: а) Карагандинская мульда (*56*), осложненная небольшими широтными сбросами и ограниченная с востока крупным Майкудукским взбросом, приводящим толщу эффузивов нижнего девона в соприкосновение с угленосной свитой визейского яруса; б) Чурубай-Нуринская асимметричная мульда (*57*) с пологим (10—35°) северным крылом и крутым, запрокинутым на север южным крылом; с запада мульда оборвана серией крупных меридиональных сбросов, за которыми у края Карагандинской впадины лежит область развития пологих брахиантиклинальных складок; в) Верхнесокурская мульда (*58*), также асимметричной формы, с юга ограниченная небольшими фестончатыми антиклиналями, сложенными девоном, опрокинутыми к северу и надвинутыми в сторону впадины.

На востоке, у оз. Кара-сор (*59*), прогиб Карагандинской впадины подходит близко к северному концу Северо-Балхашской зоны.

Тенизская, Карагандинская и Северо-Балхашская зоны в совокупности образуют огромный внутренний геосинклинальный прогиб северо-западного простирания, разделяющий Сарысу-Каркаралинскую и Чингизско-Еременьтавскую геоантиклинальные тектонические зоны.

VI. Сарысу-Каркаралинская зона хорошо выделяется по простиранию пучка палеозойских складок, протягивающихся в широтном направлении от верховьев р. Сары-су до Каркаралинска. Строение этой зоны изучалось В. Ф. Беспаловым, А. А. Богдановым, С. Е. Колотухиной, П. Н. Кропоткиным, Г. Ц. Медоевым, Г. Л. Падалкой, Е. Д. Шлыгиным, И. С. Яговкиным и другими геологами. Как на западе, так и на востоке этот пучок складок круто поворачивает на юг и юго-восток к оз. Балхаш, описывая дугу в 180°. Сарысу-Каркаралинская зона характеризуется полнотой разреза палеозойских отложений и, в особенности, мощным развитием верхнесилурийских толщ и девонских эффузивов. Для юго-восточной части зоны характерно обилие эффузивов в нижнем карбоне, что сближает ее с соседней Северо-Балхашской зоной.

Тектонические движения проявились здесь во множестве фаз, которые, в целом, дают картину непрерывного развития складчатых структур этой зоны в нижнем, среднем и верхнем палеозое. Каледонскую и герцинскую складчатость здесь можно разграничивать лишь условно, для удобства описания, а, по существу, следует рассматривать как единый цикл. Более поздние складки обычно являются типичными унаследованными структурами и формируются с тем же простиранием, что и складки в древних толщах. Крутизна складок уменьшается, и характер складчатости упрощается, наблюдается меньше мелких складок второго порядка по мере перехода от протерозойских и нижнесилурских отложений (в которых замеры углов падения обычно показывают 60—90°) к отложениям верхнесилурийским (40—50°), девонским и каменноугольным (10—45°), за исключением узких зон, примыкающих к надвигам.

В Сарысу-Каркаралинской зоне характерно резкое преобладание герцинских гранитных интрузий над более древними.

Каледонская структура Сарысу-Каркаралинской зоны в ее юго-восточной части характеризуется широтным и северо-западным простиранием складок. От Бурлю-тюбе до полуострова Байгобыл по северному побережью оз. Балхаш протягиваются широтные складки верхнесилурийских отложений, у гор Тогур-тас ограниченные разрывами такого же направления (*61*). Далее к западу они испытывают поднятие осей, с которым связано появление нижнего силура или кембрия в ядрах антиклиналей, и продолжаются к северо-западу (антиклинорий гор Кара-Мурун и Мата-Кызыл, *62*) и к северу (антиклинорий гор Акчеку — Копа-Казык ур. Джаман-шурук, *63*). В обеих ветвях нижний палеозой вскоре скрывается под девонскими отложениями на периклинальных окончаниях этих складок. Далее к северу простирание древних структур можно угадать по контурам унаследованных складок девона и по отдельным выступам нижнего палеозоя, установленным В. Б. Кочуровым и Г. Л. Падалкой в Каркаралинском районе. Простирание складок здесь изменяется на широтное и юго-западное, характерное для полосы каледонского антиклинория, протягивающегося на 250 км от Каркаралинска через горы Тектурмас до верховьев р. Сары-су и наиболее полно изученного А. А. Богдановым (*64*). По оси Тектурмасского антиклинория выходят сильно дислоцированные яшмокварциты кембрия или ордовика, а по крыльям — верхний ордовик и верхнесилурийские отложения. В бассейне р. Ата-су эта антиклинальная структура расщепляется и круто поворачивает к юго-западу, югу и юго-востоку. Параллельно Тектурмасскому антиклинорию,

в 20—30 км южнее, протягивается еще одна антиклинальная зона, сложенная главным образом верхнесилурийскими отложениями и прорванная большими массивами гранита (*66*). Юго-западные ветви этой зоны и Тектурмасского антиклинория подходят вплотную и сливаются с Атасуйским антиклинорием (массивом), имеющим в плане форму полумесяца, обращенного выпуклой стороной на юго-запад. Протерозойские породы Атасуйского антиклинория (*69*) смяты в систему асимметричных складок, часто опрокинутых, а в горах Актау переходящих в надвиги. Складки, ограничивающие свод антиклинория с запада, сложены нижним палеозоем и точно повторяют его очертания, как бы прижимаясь к его краям, и являются строго параллельными мелким складкам в докембрийском комплексе сводовой части антиклинория.

Южнее складки Атасуйского антиклинория погружаются под девон и находят себе продолжение на юге в каледонидах северной части Западно-Балхашской зоны (горы Бетпак-тау, Джиль-тау), а на востоке в коленообразно изогнутом Кызылэспинском антиклинории (*72*). Кызылэспинский антиклинорий протягивается в широтном направлении через ж.-д. ст. Киик к руднику Кызыл-эспе и затем круто поворачивает на юг к берегу оз. Балхаш. В сводовой части он сложен докембрием, а на крыльях — силуром и девоном. По западному краю антиклинория складки опрокинуты от его оси в сторону Бедпакдала-Балхашского синклинория, отделяющего Кызылэспинский антиклинорий от антиклинальной Западно-Балхашской зоны. С востока Кызылэспинский антиклинорий обрамляется параллельной ему складкой силурийских отложений Гульшад-Сарыкумы.

Таким образом, Тектурмасский, Атасуйский и Кызылэспинский антиклинории образуют наиболее приподнятую часть дугообразно изогнутой геоантиклинали Сарысу-Каркаралинской зоны. На внутренней стороне этой дуги каледонские складки слагают антиклинорий Кызылтау — Ортау, Акадыр-Караганский антиклинорий и складки верхнего силура в 20—50 км к северо-востоку от г. Балхаш. Небольшой антиклинорий меридионального и северо-восточного простирания в горах Кызылтау и Ортау связан с Атасуйским массивом и сложен сильно смятыми породами протерозоя и нижнего палеозоя (*71*).

Акадыр-Караганский антиклинорий (*73*), сложенный кембрием (?) и силурийскими отложениями, дугообразно изогнут и обращен выпуклостью к юго-западу. У ж.-д. ст. Акадыр и в горах Караган складки опрокинуты на юго-запад и на юг и сопровождаются крупным надвигом нижнесилурийских толщ на отложения девона и карбона.

Герцинская структура Сарысу-Каркаралинской зоны подчинена каледонской структуре и характеризуется большим разнообразием складчатых форм. Узкие и сжатые складки свойственны синклинальной зоне, которая протягивается на 220 км от восточного склона гор Ортау через Успенский поселок (ст. Нельды) до р. Нуры (*67*) между каледонидами Тектурмасского антиклинория и Акадыр-Караганского антиклинория. Более широкие и плоские мульды, сложенные девонскими и каменноугольными отложениями и по краям нередко осложненные разрывными нарушениями, описаны Б. И. Борсуком в северо-западном Прибалхашье между Кызылэспинским и Западно-Балхашским антиклинориями (*74*), Н. М. Саловым в бассейне Ата-су (*70*) у границы Сарысу-Каркаралинской зоны и обширной Сарысуйской впадины, Н. А. Штрейсом и С. Е. Колотухиной — в бассейне р. Кайракты (*68*) восточнее Акадыр-Караганского антиклинория и т. д.

Небольшая наложенная мульда, сложенная карбоном и вытянутая согласно простиранию более древних складок, известна в бассейне р. Сулу-Медине (*65*). На обширном пространстве, которое с трех сторон охва-

тывается дугою каледонских складок Сарысу-Каркаралинской зоны, между оз. Балхаш и верховьями р. Нуры распространены девонские и нижнекаменноугольные отложения, образующие как пологие сводообразные антиклинальные поднятия (например, в районе Бектауата — *76*, в сопках Аус-Баке, вблизи Коунрада и к северу от г. Балхаш), причем в ядрах поднятий местами выступают нижнепалеозойские породы (*76*), так и широкие мульды (Саргольская мульда в урочищах Сарголь и Барлы, *75*; Токраунская мульда). Имеются некоторые указания на развитие мелких брахиантиклинальных структур в этой внутренней части Сарысу-Каркаралинской зоны.

VII. Северо-Балхашская зона (северо-восточное Прибалхашье) располагается между Сарысу-Каркаралинской и Чингизско-Еременьтавской зонами в виде широкого, сложного по своему строению прогиба, осложненного антиклинальными поднятиями северо-западного простирания. [1]

По данным В. М. Сергиевского, В. А. Вахрамеева (1945), В. С. Дмитриевского, Н. Л. Бубличенко (1945) и других исследователей, начиная с верхнего силура в течение всего девонского периода, и особенно в карбоне, здесь происходило накопление чрезвычайно мощных (до 10—20 км) осадочных и эффузивных толщ. Характерно развитие морских терригенных и известняковых фаций нижнего и среднего девона и мощных вулканогенных формаций нижнего и среднего карбона, прорванных верхнепалеозойскими кислыми интрузиями.

Эти отложения собраны в пологие складки северо-западного простирания, ориентированные параллельно древним складчатым структурам, окаймляющим Северо-Балхашскую зону. В Северо-Балхашской зоне выделяются три антиклинали — Центральная или Котан-имельская в средней части зоны, Баканасская на северо-востоке и Беркаринская на юге, и три синклинали — Маданьятская (от г. Джурги до пос. Маданьят, *81*), Калмак-имельская и Саякская, изогнутые параллельно общему направлению прогиба и обращенные выпуклостью к юго-западу. Котан-имельская антиклиналь (*80*) характеризуется пологим падением нижнекаменноугольных эффузивных толщ на юго-запад и на северо-восток на ее крыльях.

По оси Баканасской антиклинали на большой площади выходят породы девона. Беркаринская антиклиналь (*78*) широтного простирания отделяет Саякскую мульду от Калмак-имельской и сливается с каледонскими антиклиналями гор Казык на западе и северо-восточного побережья озера Балхаш на востоке. В районе гор Бер-кара и Бес-оба эта антиклиналь осложнена небольшими синклинальными прогибами.

Калмак-имельская синклиналь (*79*) достигает наибольшей ширины и глубины немного западнее гор Калмак-имель и в виде узкого прогиба прослеживается далеко на восток к горам Кара-Джал и Аяк-караул. В осевой части синклиналь сложена вулканогенными породами визейского яруса и среднего карбона.

Короткая, но глубокая Саякская мульда (*77*) сложена по периферии девонскими, а в центре — нижне- и среднекаменноугольными отложениями, падающими к центру мульды под углом 10—40°. В северной части мульда осложнена широтными и меридиональными расколами и дополнительными мелкими антиклинальными и синклинальными изгибами у месторождения Саяк.

VIII. Чингизско-Еременьтавская зона, в общем, следует простиранию хребта Чингиз, гор Уш-Катын и Нияз и хр. Еременьтау. По своему

---

[1] Структуры Северо-Балхашской зоны хорошо видны на обзорной геологической карте северо-восточного Прибалхашья (масштаб 1 : 1 000 000), опубликованной в статье В. А. Вахрамеева (1945).

строению эта зона очень близка к вышеописанной Сарысу-Каркаралинской зоне. А. Н. Балушеву, Р. А. Борукаеву, Г. И. Водорезову, Н. Г. Кассину, Д. С. Коржинскому, П. Н. Кропоткину, Н. Г. Марковой, А. К. Мейстеру и З. М. Старостиной принадлежат основные работы по геологии этой зоны, опубликованные в 1931—1948 гг.

Здесь широко развиты нижнепалеозойские отложения (в том числе кембрий и верхи ордовика, слабо представленные в Сарысу-Каркаралинской зоне), собранные в крутые, сжатые, часто опрокинутые складки, а также девонские и нижнекаменноугольные отложения, слагающие более пологие, главным образом синклинальные, «унаследованные» или «наложенные» структуры. В протерозойских, кембрийских и нижнесилурийских отложениях углы падения на крыльях складок обычно составляют 60—90°, верхнесилурийских 50—60°, в девонских и каменноугольных отложениях не более 20—40°.

Среди интрузий в Чингиз-Еременьтавской зоне преобладают герцинские граниты, хотя более древние интрузии здесь встречаются, повидимому, чаще, чем в Сарысу-Каркаралинской зоне.

Каледонская складчатость определяет основные черты строения Чингизско-Еременьтавской зоны. Выходя из района Тарбагатая (*84*) и гор Окпекты (*85*) с северо-западным простиранием, пучок каледонских складок протягивается в виде двух ветвей — Акчетау-Акбаставской (*88*, *89*) и собственно Чингизской (хребет Чингиз, *90*, горы Мурджик, *96*, и Аркалык, *54*), сопровождаемой параллельными ей складками гор Инрекей (*91*) и Кадыр (*95*). Далее к северо-западу в горах Уш-Катын (*106*) и в бассейне р. Тундюк складки виргируют, разбегаются вширь и на линии Караганда — Павлодар образуют резкий дугообразный изгиб к юго-западу, будучи как бы вдавленными между Кокчетав-Улутавским и Сарысу-Каркаралинским пучками складок. По западному краю этой дуги в горах Нияз (*111*) складки нижнепалеозойских отложений приобретают северо-восточное (местами меридиональное) простирание, с которым и продолжаются в хр. Еременьтау и в бассейн р. Уленты. В районе Павлодара на северо-востоке складки погружаются под мезозой и кайнозой Прииртышской равнины. Гравитационные аномалии северо-восточного простирания указывают, возможно, на соединение этих складок с палеозойскими структурами г. Камень на Оби.

Вернемся к юго-восточной части Чингизско-Еременьтавской зоны, чтобы подробнее охарактеризовать строение отдельных структурных единиц.

Антиклинорий хр. Акчетау и гор Акбастау является продолжением нижнепалеозойских складок р. Аягуз и характеризуется крупными выходами докембрия в сводовой части структуры (*88*). Складки Акбастау сложные, зачастую изоклинальные. Вдоль южной границы антиклинория складки опрокинуты к юго-юго-западу, а в осевой части, по данным В. В. Копериной, выявляется значительное разрывное нарушение, типа крутого надвига протерозойских зеленых сланцев на нижне- и верхнесилурийские породы, развитые к юго-западу от надвига. По северо-восточному краю, а местами и в осевой части Акчетау-Акбаставского антиклинория наблюдается опрокидывание складок к северо-востоку. Продолжение этого антиклинория к северо-западу составляют складки метаморфизованных пород гор Культукен, Сулу-чеку и Кувских, предположительно относимых В. Б. Кочуровым и нами к нижнему палеозою. Между хр. Акбастау и верховьями Чагана Акчетау-Акбаставский и Чингизский антиклинории расходятся на 50—80 км, и между ними располагается крупный Абралинский синклинорий, заполненный гораздо менее дислоцированными верхнесилурийскими и девонскими отложениями. Далее к северо-западу оба антиклинория понемногу снова сближаются, и между

ними появляются дополнительные антиклинальные складки нижнего палеозоя (горы Алтувайт на р. Бала-Тундюк, *103*).

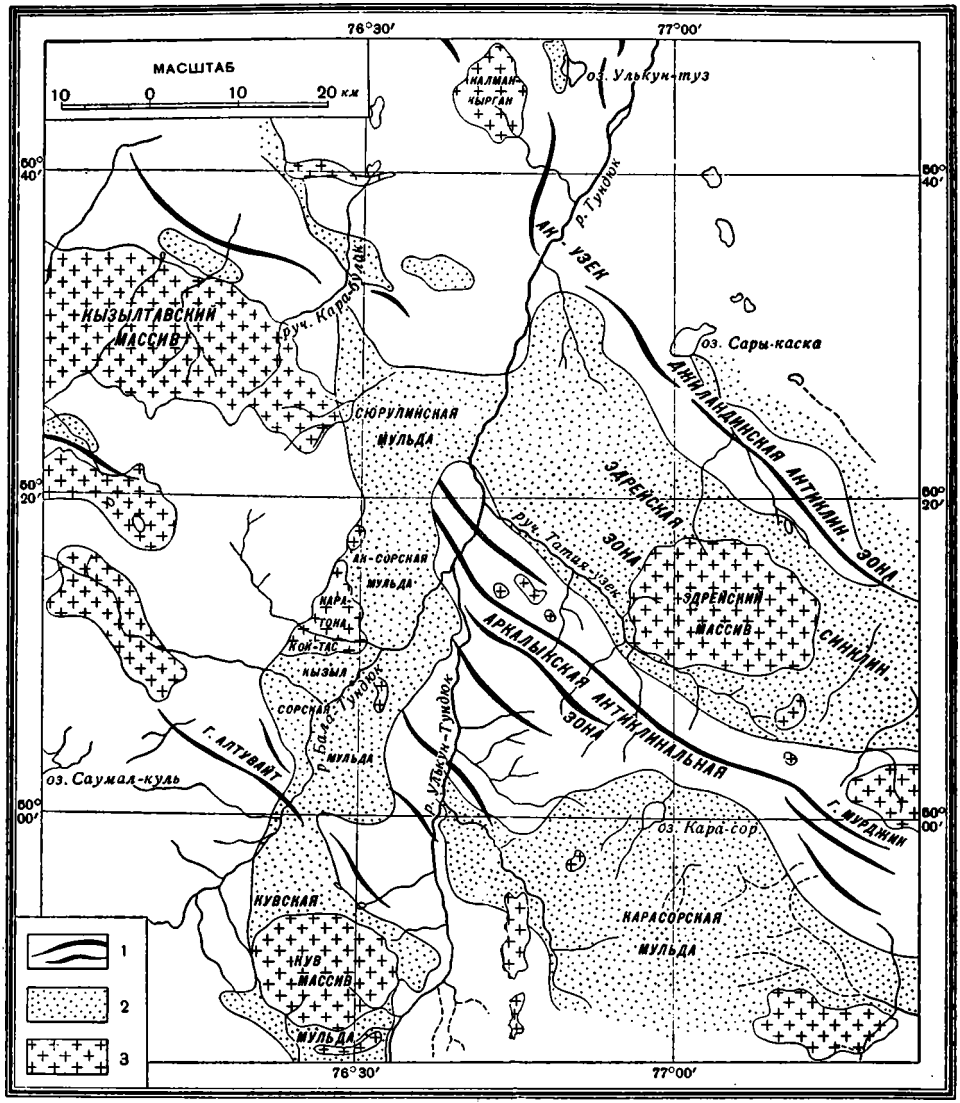
Чингизский антиклинорий, протягивающийся на 350 км, по данным Н. Г. Марковой, в хр. Чингиз (*90*) расщепляется на три разорванные сложные складки, опрокинутые к северо-востоку и сложенные протерозоем, кембрием и нижним силуром. Далее к северо-западу эти складки опять сливаются воедино. В древних толщах р. Чаган В. Б. Кочуровым отмечены надвиги с перемещением масс с юго-запада на северо-восток, к периферии Чингизского антиклинория. Структура юго-западной и центральной частей гор Мурджик, повидимому, состоит из ряда чешуй, надвинутых друг на друга. По юго-западному краю Мурджика проходит разрыв, по которому нижнепалеозойские толщи надвинуты на девон и карбон. Повидимому, преобладающее в хр. Чингиз опрокидывание каледонских складок к северо-востоку сменяется на р. Чаган и в горах Аркалык веерообразным симметричным опрокидыванием на оба «склона» антиклинория, а в горах Мурджик (*96*) и далее к северо-западу превалируют наклон и надвигание складок к юго-западу. Северо-западное окончание Чингизского антиклинория состоит, по нашим данным, из трех сближенных сложных антиклинальных складок — главной, протягивающейся к северо-западу от гор Мурджик через горы Аркалык-Тундюкский до гор Таймас и Асан на правом берегу р. Тундюк (*54*), и двух параллельных антиклиналей по обеим сторонам главной антиклинали. Это — антиклиналь гор Попалак и Бабалы и антиклиналь гор Темир-адыр и Мая-джон. Обе антиклинали переходят на левый берег р. Тундюк и, подобно главной антиклинали, вскоре погружаются под девон Сюрулинской (*104*) и Аксорской мульд по рр. Бала-Тундюк и Тундюк (фиг. 2).

Почти параллельно Чингизу, в 40 км к северо-востоку от его оси, от одной из антиклиналей северо-западного Тарбагатая через горы Айгырджал, Инрекей (*91*), Дюнен-джал и Бокай до гор Кадыр (*95*) протягивается изученный нами Кадырский антиклинорий. В районе гор Айгырджал антиклинорий состоит из двух сближенных между собой параллельных антиклиналей, сложенных древнепалеозойскими отложениями. В горах Инрекей складки опрокинуты и надвинуты к юго-западу, в сторону Ащисуйской мульды. Кадырские горы имеют чешуйчатое строение. Чешуи надвинуты к северо-востоку друг на друга и на карбон соседней мульды. Поверхности скольжения наклонены к юго-западу под углом 50—60°. Далее к северо-западу в горах Боссога, при выходе р. Чаган из хребта Чингиз, складки Кадыра примыкают к Чингизскому антиклинорию и сливаются с ним.

Параллельно северо-западному концу Чингизского антиклинория протягиваются Чокпакский антиклинорий и составляющая его продолжение Ак-узек-Джиландинская антиклиналь (*100*) с выходами докембрия у северо-восточного края гор Эдрей. Эта антиклиналь продолжается на левый берег р. Тундюк в горы Джиланды и, принимая меридиональное направление, доходит до озера Алка-мергень. Чокпакский антиклинорий и Ак-узек-Джиландинская антиклиналь отделены от Чингизского антиклинория глубокими мульдами — Дегеленской (*97*) и Эдрейской (*98*).

Еще дальше к северо-востоку от Чингиза выделяется несколько менее крупных антиклинальных поднятий нижнего палеозоя, также характеризуемых сложной складчатостью северо-западного простирания (полосы хлоритовых и серицитовых сланцев и кварцитов на р. Чаган в 25 км выше устья Ащи-су — Средне-Чаганский антиклинорий, *99*). Наконец, каледонские складки такого же простирания отмечены по оси Чарского антиклинория в Иртышско-Зайсанской зоне герцинской складчатости (*123*). Таким образом, двигаясь к северо-востоку от Акчетау и Чингиза, мы находим ряд параллельных каледонских антиклиналей, все менее и менее

поднятых и все более коротких, нередко осложненных разрывами по границе с разделяющими их глубокими синклиналями. Эти разрывы, как и смятие заполняющих синклинали девонских и каменноугольных отложений, в основном относятся уже к герцинскому тектоническому циклу.



Фиг. 2. Тектоническая схема бассейна р. Тундюк. Составлена по материалам П. Н. Кропоткина, М. В. Тащининой, В. Ф. Беспалова, А. С. Потебня, Н. А. Худякова и Н. И. Тихомирова.

1 — антиклинальные зоны, сложенные главным образом нижнепалеозойскими отложениями; *2* — синклинали, заполненные девонскими и каменноугольными отложениями; *3* — герцинские гранитные интрузии.

Как уже указывалось, на северо-западе древние складки Чингизского и Акчетау-Акбаставского антиклинория погружаются под девонские отложения в районе р. Тундюк. Вся система складок, за исключением крайних восточных ветвей, здесь резко поворачивает на запад и юго-запад. Складки северо-западного окончания Чингизского антиклинория (*90*) погружа-

ются под девонские отложения в бассейне р. Тундюк (*104*), но далее на продолжении этих складок вновь появляются сильно дислоцированные нижнесилурийские и верхнесилурийские отложения в Баянаульском районе. Они имеют северо-западное простирание около горы Джусалы и юго-западное или меридиональное простирание к западу от Баянаула у дер. Алексеевки и в сопках Караул-чеку (Баянаульский антиклинорий, *105*). Продолжение Баянаульского антиклинория составляет крупный Майкаинский антиклинорий (*127*), который протягивается на северо-восток до оз. Худай-куль. Здесь смятые в складки северо-восточного простирания кембрийские и нижнесилурийские яшмы, порфириты и песчаники погружаются под третичные отложения Прииртышской низменности. Таким образом, в Баянаульском районе каледонские складчатые структуры образуют очень крутой дугообразный изгиб, причем северо-западное простирание складок, характерное для Чингиза, изменяется на господствующее в районе Павлодара и Майкаина северо-восточное простирание.

Продолжение Акбаставского антиклинория, несколько смещенное, впрочем, к северу, можно видеть в складках гор Уш-Катын (*106*) и окрестностей рудника Шепты-куль, где В. Б. Кочуров с достаточным вероятием устанавливает древнепалеозойский возраст рассланцованных зеленокаменных пород и яшмокварцитов, ранее отнесенных к девону. Антиклинальное поднятие Уш-Катына прослеживается в девонских отложениях далеко на юго-запад до сложенных силуром гор Байдаулет и Комадыр, охватывая с юга Карагандинскую впадину. Северная окраина Карагандинской впадины отмечена выходами кембрийских или нижнесилурийских яшмокварцитов (гора Челак-тюльку на р. Нуре и др.) и известняков (сопки Искембай на р. Нуре), повидимому, по оси дугообразной каледонской антиклинали, почти целиком погребенной под девонскими эффузивами (*107*). Западнее складки нижнего палеозоя испытывают очень крутой поворот и приобретают северо-восточное простирание, которое сохраняется и в хр. Еременьтау. В сопках Ак-тюбе и Сарыбулак по западной окраине Карагандинской впадины нижнесилурийские порфириты смяты в узкие складки меридионального направления, местами надвинутые на восток, на каменноугольные отложения. Далее к северу, в районе ж.-д. ст. Шокай, гор Нияз (*111*) и хр. Еременьтау (*118*), на протяжении 280 км прослеживается крупнейшее антиклинальное поднятие, сложенное в сводовой части главным образом нижнесилурийскими и кембрийскими отложениями. Хр. Еременьтау, как указывает З. М. Старостина, представляет собой крупный антиклинорий, состоящий из системы сжатых, опрокинутых в восточной части хребта преимущественно на восток, часто изоклинальных складок, в северной части приобретающих чешуйчатую структуру. По западному и восточному краям хребет обрезан разрывами, по которым породы нижнего палеозоя надвинуты на девон. Кроме скалывания с образованием надвинутых к востоку чешуй, в северной части Еременьтау наблюдаются поперечные сбросы. Такими поперечными сбросами, повидимому, ограничена выполненная девонскими и каменноугольными отложениями Тениз-Коржункульская мульда (Сарыадырский угольный бассейн), отделяющая Еременьтау от антиклинория гор Куутайдын-Куттуг (*120*). От этого антиклинория складки поворачивают на восток и погружаются далее под покров молодых, недислоцированных отложений Прииртышья. Восточнее хр. Еременьтау в горах Топракмол и Семизбугу на р. Уленты, в горах Кульбай, в районе месторождения Боще-куль и в бассейне Чидерты имеется несколько сложных антиклиналей северо-восточного и почти широтного простирания, сложенных силурийскими, кембрийскими, а местами и докембрийскими отложениями.

Синклинальная зона, протягивающаяся на 350 км от среднего течения р. Нуры через бассейн р. Селеты до оз. Селеты-Денгиз (*114*), отделяет

каледонские складки Еременьтавской зоны от очень близких к ним по своему строению каледонид северо-восточной части Кокчетавской тектонической зоны.

Герцинская структура Чингиз-Еременьтавской зоны характеризуется главным образом унаследованной, конкордантной складчатостью девонских и каменноугольных отложений в больших синклинальных прогибах, разделяющих каледонские антиклинории, т. е. в Чубартау-Аягузской (*92*), Кувско-Абралинской (*94*, *101*), Чунайской (*87*, *93*), Дегеленско-Эдрейской (*97*, *98*), Майкюбенской (*110*), Верхнеулентинской (*112*) и Селетинской (*114*) синклинальных зонах.

Кроме того, имеются небольшие, сложенные главным образом верхнекаменноугольными и нижнепермскими отложениями небольшой мощности, блюдцеобразные или неправильные по форме «наложенные» мульды— на северном склоне хр. Акбастау, в бассейне р. Чидерты (Экибастузская мульда — *113* и др.), к северу от Карагандинской впадины (у месторождения Тузды, *108*) и т. д.

Чубартау-Аягузская синклинальная зона располагается непосредственно к юго-западу от Акчетау-Акбаставского антиклинория между ним и Баканасским антиклинальным поднятием (*82*) Северо-Балхашской тектонической зоны. В Чубартау-Аягузской синклинальной зоне среди поля девонских пород выделяются два более глубоких прогиба, отмеченных выходами карбона,— один на правобережье Аягуза к западу от Сергиополя и другой у пос. Чубартау (*92*) и подножия гор Акбастау. Углы падения в этих породах обычно не превышают 20—35°.

Кувско-Абралинская синклинальная зона протягивается между Чингизским и Акчетау-Акбаставским антиклинориями и сложена главным образом верхнесилурийскими и девонскими отложениями. В этой синклинальной зоне мы видим широкие, нормально построенные антиклинальные и синклинальные складки с углами падения крыльев 20—45° (лишь по краям у контакта с древнепалеозойскими толщами углы достигают 60°), с изменчивым простиранием благодаря развитию брахискладчатости. Лишь в Кувском районе (*97*) девонские отложения смяты сильнее и образуют более узкие, линейно вытянутые складки.

В Чунайской синклинальной зоне между главным антиклинорием Чингиза и Кадырским антиклинорием выделяется цепочка каменноугольных мульд, изученных А. И. Егоровым, С. Е. Колотухиной и нами в связи с проблемой их угленосности.

По северо-восточному краю мульд Ащисуйской (*87*) и Байбулак-Чекартинской (*86*) на протяжении многих десятков километров прослеживается разрыв, имеющий наклон поверхности к северо-востоку под углом 20° (Чекарты) — 50° (район ж.-д. ст. Айгырджал). По данным А. И. Егорова, нижнепалеозойские толщи надвинуты на карбон этих мульд и слои в каменноугольных отложениях по краю мульд запрокинуты. Небольшие разрывные нарушения отмечены и в Кадырской мульде. За исключением периферических частей мульд, сложенные девонскими и каменноугольными отложениями синклинали Чунайской зоны имеют правильное строение, с падением слоев под углом 15—35° к осям мульд, вытянутым в северо-западном направлении.

Майкюбенская (*110*) и Тасадырская (*109*) мульды также имеют довольно простое строение, местами осложненное брахискладчатостью. Девонские и каменноугольные отложения падают к центру мульд под углами не более 25—40°. В строении Тениз-Коржункульской мульды (*119*), кроме девонских и каменноугольных отложений, принимают участие также нижнепермские отложения, имеющие наклон слоев 5—15°. По краям мульды девон и карбон залегают с углами наклона 50—60°. Общее строение Тенизско-Коржункульской мульды значительно услож-

няется выступом массива нижнепалеозойских пород, ограниченного сбросами в центральной части мульды, а также надвиганием древних толщ Еременьтау на породы девона и нижнего карбона по южной окраине мульды. Тениз-Коржункульская и Экибастузская мульды принадлежат к типичным «наложенным» синклинальным структурам.

В Селетинской синклинальной зоне (*114*) выделяются более прогнутые области, параллельные контурам ближайших выступов нижнего палеозоя, — Верхнеишимская мульда (*116*), мульда на р. Акмурза (*115*) и на правобережье р. Кедей (*117*), в которых разрез палеозоя (девон, нижний карбон) очень сходен с таковым Тенизско-Коржункульской мульды. Имеются также антиклинальные структуры, сложенные верхнесилурийскими отложениями северо-восточного простирания. Такова, например, антиклиналь на правом берегу р. Селеты в нижнем течении р. Кедей.

IX. Иртышско-Зайсанская зона охватывает район гор Семейтау (*122*), Калбинского хребта (*124*), Зайсанской впадины (*126*) и северный склон Тарбагатая; эта зона, по данным А. Г. Гокоева, А. К. Мейстера, М. В. Муратова, В. П. Нехорошева (1934) и Г. И. Сократова отличается мощным развитием средне- и верхнедевонских, нижнекаменноугольных и пермских отложений.

Отложения всех этих эпох в значительной мере представлены в вулканогенных фациях. Не только середина, но и конец палеозоя здесь были отмечены прогибанием и аккумуляцией осадков, причем в восточной части этой зоны морские условия существовали даже в пермском периоде. Характерно широкое распространение герцинских гранитов, принадлежащих, повидимому, к перми.

В Иртышско-Зайсанской зоне господствует северо-западное простирание складок, совпадающее с направлением более древних структур. Оно характерно как для верхнесилурийских отложений, выступающих в ядре Чарского антиклинория (*123*), так и для герцинской структуры Калбинского синклинория (*124*) и Кокпектинского синклинория (*125*), продолжающегося на юго-восток в Зайсанскую впадину. В Чарском антиклинории выделяется ряд крупных, отчетливо выраженных складок с крутыми крыльями (60—75°). На продолжении этого антиклинория дальше к северу имеется несколько небольших поднятий, в которых вскрыты девон и ультраосновные интрузии (у пос. Грачевки на Иртыше, *121*). Цепочка таких же интрузий протягивается по оси антиклинория на правом берегу р. Чар.

Большой интерес представляет вопрос о продолжении Иртышско-Зайсанской зоны в северном направлении и о соединении ее с выходами пермских и каменноугольных отложений у г. Камень на р. Оби и ж.-д. ст. Черепаново (*130*). Складки палеозоя в районе Павлодара имеют северо-восточное простирание. Такое же направление имеют полосы гравитационных и магнитных аномалий в Кулундинской степи и своеобразные пологие валы и ложбины, составляющие характерную особенность рельефа правобережья Иртыша. Не исключено, что эти формы рельефа могут быть результатом слабых постумных дислокаций, связанных, с одной стороны, с крупными альпийскими глыбовыми движениями соседнего Алтая, и, с другой стороны — со структурой складчатого основания Прииртышской низменности. Небольшие мульды Прииртышья (Елизаветинская и др., *129*; Кайнама, *128*) принадлежат, судя по данным К. И. Дворцовой и Б. Л. Афанасьева, к окраине крупного прогиба, расположенного в районе Кулундинской степи и заполненного верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Таким образом, в Центральном Казахстане выделяется наиболее древняя зона в западной части (Кокчетав-Улутавская), в которой горообра-

зование и интрузивные процессы, в основном, были завершены в середине девона, затем две обширные з'ны (Сарысу-Каркаралинская и Чингизско-Еременьтавская), в которых интенсивное горообразование и складчатость продолжались до середины карбона, и, наконец, глубокие прогибы земной коры, резко обособившиеся в девоне — карбоне,— это Тенизско-Карагандинская и Чу-Сарысуйская впадины на западе, Северо-Балхашская и Иртышско-Зайсанская на востоке. В первых двух впадинах складки ориентированы почти независимо от более древних структур, вторые же развивались в тесной связи с соседними геоантиклинальными зонами по тем направлениям складчатости, которые были заложены движениями каледонского цикла. Эти герцинские депрессии, кроме Иртышско-Зайсанской, характеризуются более спокойной складчатостью и слабым развитием интрузий, принадлежащих обычно к поздним фазам. Кроме того, на западе намечается Ишимская зона, генетически близкая ко второй группе герцинских депрессий, но связанная, вероятно, уже с соответствующими зонами восточного склона Урала.

По направлению на юго-восток тектонические зоны Центрального Казахстана находят продолжение в хр. Каратау и в западном Прибалхашье (продолжение Кокчетав-Улутавской зоны) и в Тарбагатае (продолжение Чингизской зоны), а к северу и северо-востоку они погружаются под кайнозойские осадки Западно-Сибирской низменности.

Глава III

ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Разнообразные интрузии изверженных пород занимают в Центральном Казахстане очень большую площадь. Они изучались рядом исследователей, в особенности за последние 10—15 лет. Обобщающие работы по вулканизму Казахстана принадлежат Н. Г. Кассину (1934 и др.), В. С. Коптеву-Дворникову (1940), Н. Г. Сергиеву (1939). Подробные сводки по гранитам недавно даны В. К. Моничем и А. И. Семеновым, а по основным и ультраосновным интрузиям — И. Ф. Трусовой и И. И. Боком. О щелочных породах Центрального Казахстана писали А. Н. Заварицкий (1938), Н. Н. Горностаев и В. Ф. Беспалов. Ценные петрографические работы, освещающие некоторые проблемы механизма внедрения интрузий, дифференциации и ассимиляции на примере отдельных массивов изверженных пород, представляют собой опубликованные в 1941—1946 гг. исследования Л. М. Афанасьева и О. П. Оглоблиной, В. И. Гоньшаковой, Т. В. Плотниковой и О. С. Полквой.

Оставляя в стороне малые интрузии и некоторые интрузивные серии, представленные небольшим количеством тел, возраст которых не вполне выяснен, мы можем отметить следующие важнейшие группы интрузий Центрального Казахстана.

Археозой	Граниты, гранодиориты и гранитогнейсы в архейских отложениях Западного Прибалхашья и Кокчетавского района.
Протерозой	1. Габбро-амфиболиты Боровского района, хребта Улутау и др. 2. Граниты и гранитогнейсы Кокчетавского и Боровского районов, хребта Улутау, западного Прибалхашья (уроч. Кара-камыс) и р. Моинты (γ_1).
Кембрий (Cm_2?)	Гранит-порфиры и диорит-порфириты Боше-куля, лейкократовые граниты сложного массива в северной части хр. Еременьтау.

Нижний силур	1. Плагиограниты сложного массива в сев. части хр. Еременьтау. 2. Ультраосновные и основные интрузии Кокчетав-Улутавской, Сарысу-Каркаралинской и Чингизско-Еременьтавской тектонических зон. Повидимому, внедрение главной массы этих интрузий падает на предкарадокское время (прибл. S_1^3— S_1^4).
Конец нижнего силура и начало верхнего силура	Гранодиориты и кварцевые диориты Крыккудукского массива (Северный Казахстан) и в хр. Чингиз (γ_2).
Конец верхнего силура и начало девона	Многочисленные крупные интрузии гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов Кокчетав-Улутавской, Западно-Балхашской и, отчасти, Чингизско-Еременьтавской зоны (γ_3).
Девон	Небольшие гипабиссальные интрузии в хр. Акчетау и др.
Нижний карбон	1. Ультраосновные и основные интрузии Чарского антиклинала в Иртышско-Зайсанской зоне. 2. Многочисленные крупные интрузии гранитов и гранодиоритов в Сарысу-Каркаралинской, Чингизско-Еременьтавской, Северо-Балхашской, Иртышско-Зайсанской зонах и на р. Ишим (γ_4). 3. Щелочные интрузивные породы на р. Ишим (?).
Верхний карбон — пермь	Интрузии лейкократовых гранитов, малые интрузии диорит-порфиритов, гранит-порфиров и др. в Калбинском хребте и в горах Семейтау (Иртышско-Зайсанская зона) и в Северо-Балхашской зоне (γ_5).

Цепи ультраосновных и основных интрузий протягиваются вдоль нескольких поясов, совпадающих с антиклинальными зонами каледонской структуры Казахстана. Определенную связь с крупными структурными элементами можно подметить также и в расположении кислых интрузий одинакового возраста там, где последние достигают наибольших размеров и протягиваются почти непрерывной цепью вдоль по простиранию тектонических зон, нередко захватывая не только антиклинальные, но и синклинальные структуры (например, Дегеленский, Эдрейский массивы в Чингизско-Еременьтавской зоне). Площадь, занятая гранитами в осевой части таких поясов, достигает 50—70% всей площади соответствующего пояса. Таков дугообразно изогнутый пояс гранитных интрузий к западу от Каркаралинска, почти совпадающий с осью Сарысу-Каркаралинской тектонической зоны, пояс гранитов в Чингизско-Еременьтавской зоне, протягивающийся севернее Карагандинской впадины, Калбинский пояс крупных гранитных батолитов вдоль левобережья Иртыша и т. д. Ввиду того, что тектоническая позиция основных и кислых интрузий в структуре Центрального Казахстана во многом весьма различна, мы дадим краткую характеристику каждой из этих групп в отдельности.

Ультраосновные и основные интрузии

Основные интрузии, которые предположительно могут быть отнесены к докембрию, известны в Боровском районе и в хр. Улутау. Так, небольшие тела габбро-амфиболитов отмечены А. В. Глазковской и мной к северу от оз. Б. Чебачьего среди кристаллических сланцев докембрия. Верхний предел возраста этих интрузий не ясен. Главная масса ультраосновных и основных интрузий Центрального Казахстана принадлежит к нижнему палеозою. Они прорывают нижнекембрийскую толщу кварцитов или яшмокварциты и вулканогенные породы нижнесилурийского уртынджальского комплекса. Гальки ультраосновных и основных пород встречены в карадокских (S_1^4) отложениях Экибастуз-Чидертинского и Чуилийского районов, галька габбро Тектурмасского пояса (Сарысу-Каркаралинской тектонической зоны) — в верхнесилурийских конгломератах к западу от гор Сарытау, галька габбро северной окраины хр. Еременьтау — в верхнесилурийских отложениях района оз. Коржун-

куль. В северо-восточном Прибалхашье основные и ультраосновные породы слагают горы Итмурун — Мата-кызыл и др. «Возраст этого комплекса интрузивных пород определяется как доверхнесилурийский, так как они интрудируют яшмопорфиритовую свиту нижнего силура и на них с угловым несогласием залегают верхнесилурийские отложения. Кроме того, В. А. Вахрамеев указывает на наличие гальки габбро в конгломерате верхнего силура к северу от сопки Матакызыл» (Трусова). Все это дает основание, по И. Ф. Трусовой, считать возраст главной массы ультраосновных и связанных с ними основных интрузий нижнесилурийским, по всей вероятности, предкарадокским. Н. Г. Кассин отмечает, что перидотиты, пироксениты и габбро Центрального Казахстана «имеют активные контакты с породами не моложе верхов верхнего силура... Отсутствие указанного типа интрузивов среди осадков девона и карбона, сильный метаморфизм описанных пород, частый катаклаз, участие их в варисских орогенических движениях заставляют большую часть этих интрузий отнести к каледонскому времени. Доказательства этому имеются для ряда районов; найдены гальки этих пород в отложениях девона и карбона в Прибалхашье, Мугоджарах, по р. Чидерты; наблюдались случаи налегания верхнего девона на размытые интрузивы перидотитов (Тиес, р. Чидерта и др.)». И. И. Бок указывает, что «гальки всех габброидов, петрографически совершенно сходных с теми, которые слагают каледонские интрузии, встречаются в конгломератах девона». Внедрение интрузий основной и ультраосновной магмы, вероятно, было тесно связано с излиянием основных лав (порфиритов с 48—49% SiO_2, диабазовых порфиритов и др.), изобилующих в разрезе нижнего кембрия и нижнего силура Центрального Казахстана. В целом ультраосновные и основные породы кембросилура образуют офиолитовую формацию, характерную для первой стадии развития палеозойской геосинклинали Центрального Казахстана.

Как уже было указано, ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана группируются вдоль нескольких поясов, связанных с крупными структурными элементами каледонского цикла. В Кокчетав-Улутавской зоне располагаются небольшие интрузивные тела габбро, габбро-амфиболитов, озмеевикованных перидотитов и пироксенитов в Боровском районе (около с. Сарыадыр, около пос. Боровое, на северо-восточном берегу оз. Джукей, между Щучинском и ст. Котуркульской), массивы габбро и габбро-амфиболитов к юго-западу от Щучинска (в районе оз. Куянды-куль) и на берегу оз. Челкар к западу от Кокчетава, а также крупный сложный Имантавский (Златогорский) массив габбро-норитов на берегу оз. Имантау, изученный И. И. Боком. В этом массиве, по Ф. И. Вольфсону, намечается дифференциация, причем вверху залегают габбро и габбро-нориты, ниже — оливиновые нориты, троктолиты и перидотиты. Небольшие тела габбро, габбро-амфиболитов, змеевиков и пироксенитов имеются в горах Арганаты и в горах Улутау. К сев.-вост. от Улутавских гор расположен довольно крупный массив змеевиков и пироксенитов в горах Ешке-ульмес, а небольшие интрузии змеевиков, пироксенитов, габбро и габбро-амфиболитов имеются в поднятии гор Эскулы. Массивы Кокчетавского района (Куяндыкульский, Челкарский, Имантавский) залегают в пределах «кокчетавской» свиты кварцитов (Cm_1?) или между ней и кристаллическими сланцами протерозоя. Не исключено, что они могут иметь более древний возраст, чем большинство ультраосновных и основных интрузий Центрального Казахстана.

В Чингизско-Еременьтавской зоне основные и ультраосновные интрузии нижнепалеозойского возраста известны в хр. Чингиз, в горах Еременьтау, в районе Экибастуза и р. Чидерты.

В антиклинальной зоне хр. Чингиз имеется много вытянутых по простиранию древних толщ небольших интрузий габбро и габбро-амфибо-

литов. В горах Мурджик описан крупный массив габбро и змеевиков. В Баян-аульском районе интрузии ультраосновных и основных пород слагают горы Топрак и Караул-чеку, будучи приурочены к древнепалеозойскому комплексу яшмокварцитов. В хр. Еременьтау известен крупный массив габбро к юго-западу от оз. Коржункуль, а мелкие выходы — в районе с. Топрак-мол на берегу р. Уленты и в других местах. В районе Майкаина, Экибастуза и р. Чидерты описана цепь массивов змеевиков (горы Джаман-букомбай, Джаксы-букомбай, гора Кутине-бакпас и район оз. Ангрен-сор), достигающих в длину 30 км при ширине 3—4 км (массив силифицированных змеевиков, гора Кутине-бакпас), сопровождаемых габбро-амфиболитами и габбро. Последние получают большое развитие в Кайдаульском массиве. На правом берегу р. Уленты в горах Аджи известен довольно большой массив змеевиков и пироксенитов, в горах Кульбай около Бощекуля — массив габбро.

В Сарысу-Каркаралинской зоне имеется несколько рядов змеевиковых массивов, также приуроченных к выходам нижнепалеозойских отложений. Это расположенные на побережье Балхаша массивы гор Итмурун — Матакызыл (озмеевикованные перидотиты и пироксениты, силифицированные змеевики) и массив ур. Сесюмбай (габбро, змеевики, силифицированные змеевики), затем протягивающаяся к западу от Каркаралинска до левобережья р. Чурубай-Нуры вдоль Тектурмасского антиклинория цепь больших интрузий габбро, габбро-амфиболитов и змеевиков (горы Уртынджал, Норчекен) и отдельные небольшие массивы в районе гор Ортау, ж.-д. ст. Агадырь и в других местах.

Наконец, к Западно-Балхашской зоне приурочен Чуилийский пояс интрузий габбрового состава (г. Майджарлыган, ур. Джамбыл и др.) и крупный Андасайский перидотито-пироксенитовый массив.

В общем, относительно нижнепалеозойских основных и ультраосновных интрузий Казахстана можно отметить следующее: 1) обычно они приурочены к антиклинальным зонам в тектонической структуре Казахстана, испытавшим интенсивное смятие в каледонском цикле; 2) процесс формирования этих интрузий начался внедрением перидотитовой (и пироксенитовой) магм, за которым последовало внедрение магмы базальтового состава, образовавшей интрузии габбро и габбро-амфиболитов; 3) постмагматические процессы выражены в широком развитии серпентинизации; 4) форма интрузий во многих случаях указывает на принадлежность их к согласным интрузивным залежам (плаколитам, лакколитам, лополитам), с чем кое-где связано и наблюдающееся в них расслоение по составу.

Во многих местах интрузии основных пород сопровождаются штоками и дайками несколько более молодых плагиогранитов, сиенитов и кварцевых диоритов. Эти интрузии кислого и среднего состава внедрились, повидимому, по тем же тектоническим швам в конце каледонского орогенического цикла.

Пояс основных и ультраосновных интрузий, прорывающих девонские отложения и имеющих, повидимому, нижнекаменноугольный возраст, протягивается вдоль Чарского антиклинала Иртышско-Зайсанской тектонической зоны на правобережье р. Чар. Это змеевики, в которых местами сохранились участки гарцбургитов, верлитов, лерцолитов и пироксенитов; с ними связаны немногочисленные интрузии амфиболитизированных габбро. На продолжении Чарского пояса расположен перидотито-змеевиковый массив, на левобережье Иртыша, у пос. Известкового, в 100 км ниже Семипалатинска. На этом же тектоническом шве располагается более молодой сложный интрузивный комплекс г. Семейтау, в котором наряду с анортоклазовыми гранитами и диоритами имеются монцониты, габбро-сиениты, габбро и габбро-нориты.

Небольшие участки габбро и габбро-диоритов местами встречаются вместе с кварцевыми диоритами и гранитами каледонского и герцинского возраста в Северном Казахстане (у оз. Чулышман, в Степняковском р-не), в хребтах Чингиз и Акчетау и в других местах.

Кислые интрузии (граниты, гранодиориты и связанные с ними кварцевые диориты)

А. Возраст кислых интрузий

Определение возраста гранитных интрузий во многих районах Казахстана наталкивается на большие трудности. Если нижний предел возраста гранитов обычно может быть установлен по признакам петрографическим (ороговикование пород известного возраста) или морфологическим (секущий контакт с отложениями известного возраста), то верхний предел часто оказывается неопределенным. Трансгрессивное перекрытие гранитов более молодыми отложениями наблюдается редко, так как граниты чаще встречаются в области древних длительно поднимавшихся антиклинориев. Присутствие гальки гранитов и сопровождающих их жильных пород в более молодых отложениях соседних мульд не всегда является достаточно убедительным критерием, поскольку представляет большие трудности точное петрографическое отождествление гальки с соответствующими коренными породами. К тому же никогда нельзя ручаться, что где-либо поблизости не было более древних гранитов такого же состава, как и исследуемые. Все же, принимая во внимание данные о возрасте отдельных массивов, петрографические признаки и расположение интрузий в единой тектонической зоне, мы можем для целых групп гранитных и гранодиоритовых массивов установить их возраст и связь с той или иной фазой тектогенеза. На прилагаемой структурной геологической карте (см. вклейку в конце книги) отмечен, с той или иной степенью вероятности, возраст всех крупных интрузий Центрального Казахстана.

Наиболее древними фазами гранитных интрузий (γ_1) являются те, с которыми связаны микроклиновые гранитогнейсы, мигматиты и инъекционные гнейсы в областях распространения кристаллических сланцев докембрия. К археозою могут быть отнесены ортогнейсы и мигматиты гранитного и гранодиоритового состава в Кокчетавском районе и хр. Улутау. Предположительно протерозойские граниты и гранитогнейсы известны в Боровском и Кокчетавском районах, на горе Семиз-бугу (на правобережье р. Уленты), в Улутавском выступе докембрия, в западном Прибалхашье, на р. Моинты и в других местах. В Боровском районе они несогласно перекрыты «кокчетавской» толщей кварцитов, повидимому, принадлежащей к нижнему кембрию. В конгломератах среднего и верхнего кембрия по р. Майдан и в хр. Чингиз встречена галька гранитов, метаморфических сланцев и жильного кварца. Этим определяется верхний предел возраста древних гранитов. По Р. А. Борукаеву, малые интрузии Бощекуля (гранит-порфиры и диорит-порфириты) прорывают нижнекембрийский комплекс отложений и трансгрессивно, с галькой этих интрузивных пород, перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего кембрия.

Такого же возраста могут быть лейкократовые граниты и гранит-порфиры первой фазы в сложном гранитном массиве северной части Еременьтау, изученном И. Ф. Трусовой. В них, в свою очередь, внедрились роговообманковые плагиограниты и плагиогранит-порфиры второй фазы, занимающие северную и западную части массива. Плагиограниты в дайках секут гранит-порфиры, значительно менее катаклазированы

и, таким образом, являются, несомненно, более поздними. Верхний предел возраста плагиогранитов устанавливается тем, что у западного края массива в них интрудируют габбро, в свою очередь, встречающиеся в гальке верхнесилурийских конгломерат-песчаников в северной части Еременьтау. Считая, как указано на предыдущих страницах, что наиболее вероятный возраст габбровых интрузий Еременьтавской зоны — предкарадокский (S_1^3), мы должны отнести граниты второй фазы к нижнему силуру или (что менее вероятно) — к кембрию.

Следующая фаза кислых интрузий намечается в нижнем силуре или в начале верхнего силура (γ_2). Так, в Чингизской зоне известны интрузии диорито-гранодиоритового состава в горах Кан-чингиз и Джалпак-асу, прорывающие эффузивный комплекс нижнего силура. Галька таких же пород, по нашим наблюдениям, содержится в конгломератах предположительно верхнесилурийского возраста, распространенных неподалеку от указанных интрузивных тел западнее г. Кадыр. В северном Казахстане Ю. А. Билибин относит к этому времени внедрение Крук-кудукского массива и других крупных батолитов гранодиоритового (тоналитового и адамеллитового) состава. Галька этих пород, прорывающих нижнесилурийские отложения до карадокского яруса (S_1^4) включительно, по Ю. А. Билибину и Р. Э. Квятковскому, встречается в конгломератах песчаниковой свиты, охватывающей средние ярусы верхнего силура.

Условно к доверхнесилурийской фазе относятся диориты г. Сары-тау в Сарысу-Каркаралинской складчатой зоне и некоторые другие интрузии.

В общем, можно сказать, что во многих пунктах намечается фаза интрузий преимущественно гранодиоритового и диоритового составов, приуроченная к таконской фазе горообразования, т. е. к началу верхнего силура. Нередко это небольшие, в общем конкордантные тела, вытянутые по простиранию. В некоторых случаях (горы Сары-тау) в их составе и структуре ясно выявляется роль ассимиляции основных интрузивных пород нижнего силура.

Следующая по времени фаза гранитных интрузий (γ_3) устанавливается гораздо более определенно. Это позднекаледонские гранито-гранодиоритовые интрузии, которым кое-где предшествовали интрузии габбро и диоритов. Возраст гранитов и гранодиоритов определяется как послелудловский — по прорыванию ими верхнесилурийских отложений, относимых в главной своей массе к средним ярусам S_2— уинлоку и лудлоу и досреднедевонский, по присутствию гальки гранитов и аркозового материала, образовавшегося за счет их разрушения, в толще красноцветных конгломератов, песчаников и туфов $D_2+D_3^1$. Альбитофиры, связанные с нижними горизонтами этой красноцветной толщей, обычно также оказываются моложе гранитов. Но в некоторых районах (хр. Улутау, р. Уленты, район Майкаина) намечается подфаза этих интрузий, последовавшая за излиянием альбитофировых лав.

Интрузии конца верхнесилурийской эпохи или начала девона наиболее многочисленны в западной части Центрального Казахстана, в пределах Кокчетав-Улутавской зоны, но встречаются и в зонах Сарысу-Каркаралинской и Чингизско-Еременьтавской. Мы остановимся подробнее на обосновании возраста этих интрузий в различных районах.

В среднем течении р. Селеты массив гранитов и гранодиоритов, описанный мною и А. В. Глазковской, прорывает нижний силур и верхний силур, фаунистически охарактеризованный несколько ниже по р. Селеты. При впадении р. Кедей в р. Селеты граниты, как это было замечено нами, а ранее А. К. Богдановым и Г. И. Водорезовым, покрываются красноцветными аркозовыми конгломератами и песчаниками $D_2+D_3^1$. Эти породы совершенно не метаморфизованы и содержат гальку жильных

диорит-порфиритов, аналогичных таковым из жильной серии Селетинского массива.

В верховьях р. Аши П. С. Беловым установлено трансгрессивное налегание фаунистически охарактеризованных нижнекаменноугольных отложений на граниты в окрестностях Джеламбета. У месторождения Аша крупные гальки этих гранитов, гранодиоритов и секущих их жильных гранитов содержатся в красноцветных конгломератах девона ($D_2 + D_3^1$). Нижний предел возраста устанавливается тем, что интрузия прорывает нижнесилурийские отложения ($S_1^4 + S_2^1$).

Севернее в Яблоновской мульде выяснено (Г. Л. Кушев), что нижнекаменноугольные отложения залегают непосредственно на гранодиоритах и гранитах, имея в основании базальный конгломерат. Таким образом, для большого батолита, протягивающегося от оз. Иттемень к Джеламбету, устанавливается донижнекаменноугольный возраст.

Крупный гранитный батолит г. Архалык к юго-западу от оз. Селеты-Денгиз, по данным Т. Н. Шадлун, прорывает нижнесилурийскую толщу и более молодую толщу андезинофировых лав (D_1?). С другой стороны, Мелехин и Квятковский устанавливают трансгрессивное налегание нижнекаменноугольных отложений на граниты и гранодиориты в южной части массива пос. Сталинский.

Переходя на запад, мы видим широкое развитие гранитов в ядре Кокчетавского поднятия. Огромный Зерендинско-Сандыктавский массив, ранее отнесенный Е. Д. Шлыгиным к варисским интрузиям, был в 1937 г. исследован А. С. Красильниковым со специальной целью установления возраста. Этот массив прорывает протерозойские и силурийские отложения и сложен однообразными биотито-роговообманковыми гранитами. На р. Чушканды у дер. Николаевки выходят почти горизонтальные верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения, которые залегают здесь резко несогласно на силурийских отложениях и «представлены базальными конгломератами, в нижних своих частях очень грубообломочными, с валунами размером до 1 м. Выходы конгломератов находятся в нескольких десятках метров от гранитов и представлены темнокоричневой кирпично-красной породой, содержащей крупные валуны гранитов, песчаников, сланцев и известняков». «В 6—8 км к юго-востоку от д. Серафимовки, по бортам сухого оврага встречены мелкообломочные конгломераты, залегающие горизонтально на сильно выветрелых каолинизированных крупнозернистых гранитах; недалеко появляются монцониты. Конгломерат содержит гальку гранита, монцонита, обломки калишпата, кварца, плагиоклаза, биотита и роговой обманки... К югу и юго-востоку от нашего района,— указывает Красильников,— эти песчаники охарактеризованы фауной нижнего карбона».

Уже И. С. Яговкин отмечал, что «в Кокчетавском районе имеются как древние, так и более молодые граниты. Главная масса гранитов, а особенно в центральной части Кокчетавского района, принадлежит, вероятно, древнему граниту», т. е. к интрузиям, как видно из текста, прорывающим метаморфическую толщу докембрия и нижнего палеозоя и покрываемым неметаморфизованными верхнедевонскими и каменноугольными отложениями.

Переходя на юго-запад, в район излучины р. Ишим (Джар-каин-агач), мы находим у работавшего здесь Е. А. Кузнецова следующие указания относительно возраста гранитного массива гор Джар-каин-агач, прорывающего нижнепалеозойские породы: «на гранитах встречены аркозы с дресвою гранита и с фауной спириферид, залегающие в основании турнейских отложений... Карбон лежит в положении ингрессии на размытой поверхности древних пород, куда относятся и интрузивные породы Джар-

каин-агача». Этот массив сложен гранитами и диоритами. Другой массив, представленный главным образом кварцевыми диоритами, расположен близ дер. Савинковки. Здесь «контактовое действие интрузии кварц-диоритов на вмещающие породы проявилось в образовании широкой зоны роговиков из песчаников нижнего палеозоя, в то время как песчаники и известняки карбона (C_1^1), выступающие к северо-западу от дер. Савинковки, налегают на кварц-диориты без признаков воздействия со стороны последних». С другой стороны, в этом районе установлен герцинский (после C_1^1) возраст небольшого массива красных аляскитовых гранитов и гранит-порфиров к северу от дер. Савинковки.

Таким образом, более детальные наблюдения Е. А. Кузнецова заставляют пересмотреть мнение М. С. Волковой, проводившей здесь десятиверстную съемку, о варисцийском возрасте интрузии г. Джар-каин-агач.

Разбирая вопрос о возрасте гранитов по р. Тастытургаю, южнее Джар-каин-агача, М. С. Волкова указывает, что «хотя приведенные (в тексте.— *П. К.*) факты не могут исчерпывающе установить возраст тасты-тургайских гранитов, вся совокупность говорит скорее за каледонский возраст их».

Переходя далее на юг, в верховья р. Терс-аккан, мы находим у Г. Е. Быкова следующие указания. «Сопоставление всех наблюдений заставляет притти к заключению, что все гранитные массивы исследованного района (кроме выходов у оз. Чуюнды-куль) составляют один большой батолит, нарушенный сбросами и местами перекрытый более молодыми породами, еще не размытыми... По возрасту граниты района принадлежат к числу каледонских интрузий. Об этом свидетельствуют следующие наблюдаемые в районе факты. С древнепалеозойскими породами описанные интрузии дают обширную контактовую зону, состоящую из ороговикованных пород, обильно пересекаемых жилами кварца, связанными с этими гранитами. Ни в одном случае не наблюдалось таких контактов среди девонских и каменноугольных известняков и других пород, несмотря на близкое их положение к магматическим телам. Наоборот, в одном случае, в горах Сумбе, наблюдалось налегание мергелистых конгломератов, кверху переходящих в известняки с *Productus deruptus*, *Brachythiris suborbicularis* и пр. на грубообломочную аркозовую породу, ниже сменяющуюся гранитами. Кроме того, в осадочных отложениях красной эффузивной толщи, время образования которой отнесено нами к среднему девону, найдены гальки гранитов и микропегматитов, не отличимых от описанных выше. Вышележащая толща девонских конгломератов почти нацело состоит из галек и аркозового материала, в значительной степени полученных из описанного интрузивного массива. Галька пегматитов обнаружена также в визейских конгломератах. Таким образом, решается вопрос о возрасте интрузии: она произошла между нижним силуром и средним девоном». Но в некоторых пунктах района Г. Е. Быков указывает слабые проявления более поздних, варисцийских гранитных интрузий.

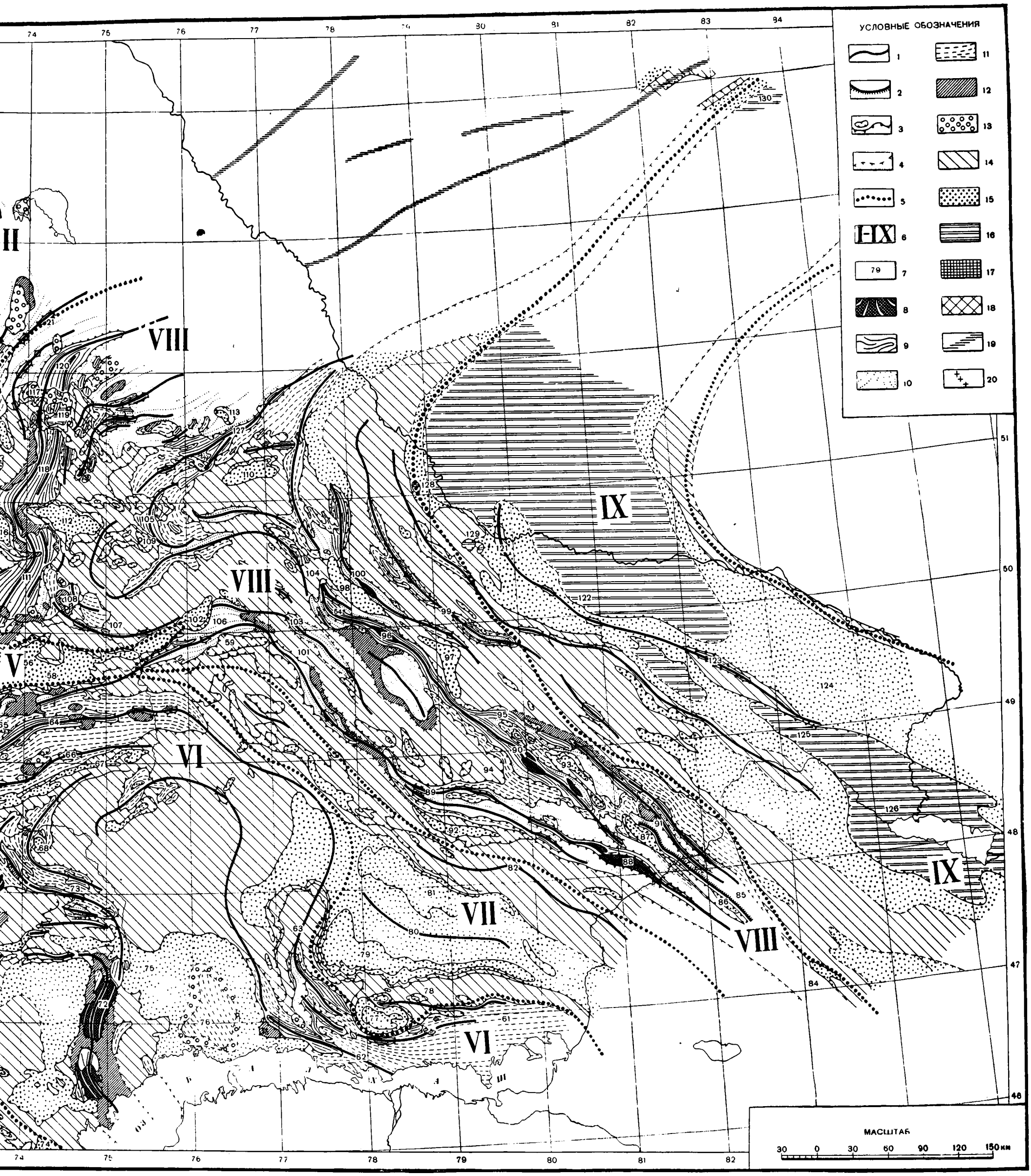
Цепь крупных гранитных интрузий верховьев р. Терс-аккан продолжается далеко на юго-восток, где они изучались П. Л. Меркуловым и А. Е. Репкиной. Эти авторы указывают, что «интрузивные породы каледонского вулканического цикла в пределах района (т. е. Сарысу-Тенизского водораздела.— *П. К.*) развиты в его северо-западной части (урочище Каширлы, горы Кой-тас, верховья р. Терс-аккана, окрестности горы Кок-домбак), слагая ряд мощных массивов, а также в восточной части района (верховья р. Джаксы-чад). Связь этих интрузий с каледонскими горообразовательными движениями очевидна. Они прорывают древнепалеозойские отложения (S_1, S_2 и S_2+D_1.— *П. К.*), имея с ними активный контакт, и перекрываются средним палеозоем, начиная с верхов нижнедевонских отложений, т. е. с аркозовых песчаников и альбитофировых

лав, имеющих в основании базальный конгломерат, в состав которого входят и породы данных интрузий».

«В строении вышеуказанных массивов принимают участие граниты, гранодиориты, граносиениты, сиениты, диориты и др. Имеются данные, что эти породы образовались не одновременно и что фаза интрузий распадается на две подфазы, с наиболее ранней из которых связаны гранодиориты, кварцевые диориты и диориты; со второй связаны граниты, гранофиры, гранит-порфиры и, видимо, сиениты» (Меркулов и Репкина). В восточной и южной части района появляются крупные варисцийские интрузии (после C_1), намечающие переход к Сарысу-Каркаралинскому поясу гранитных массивов этого возраста.

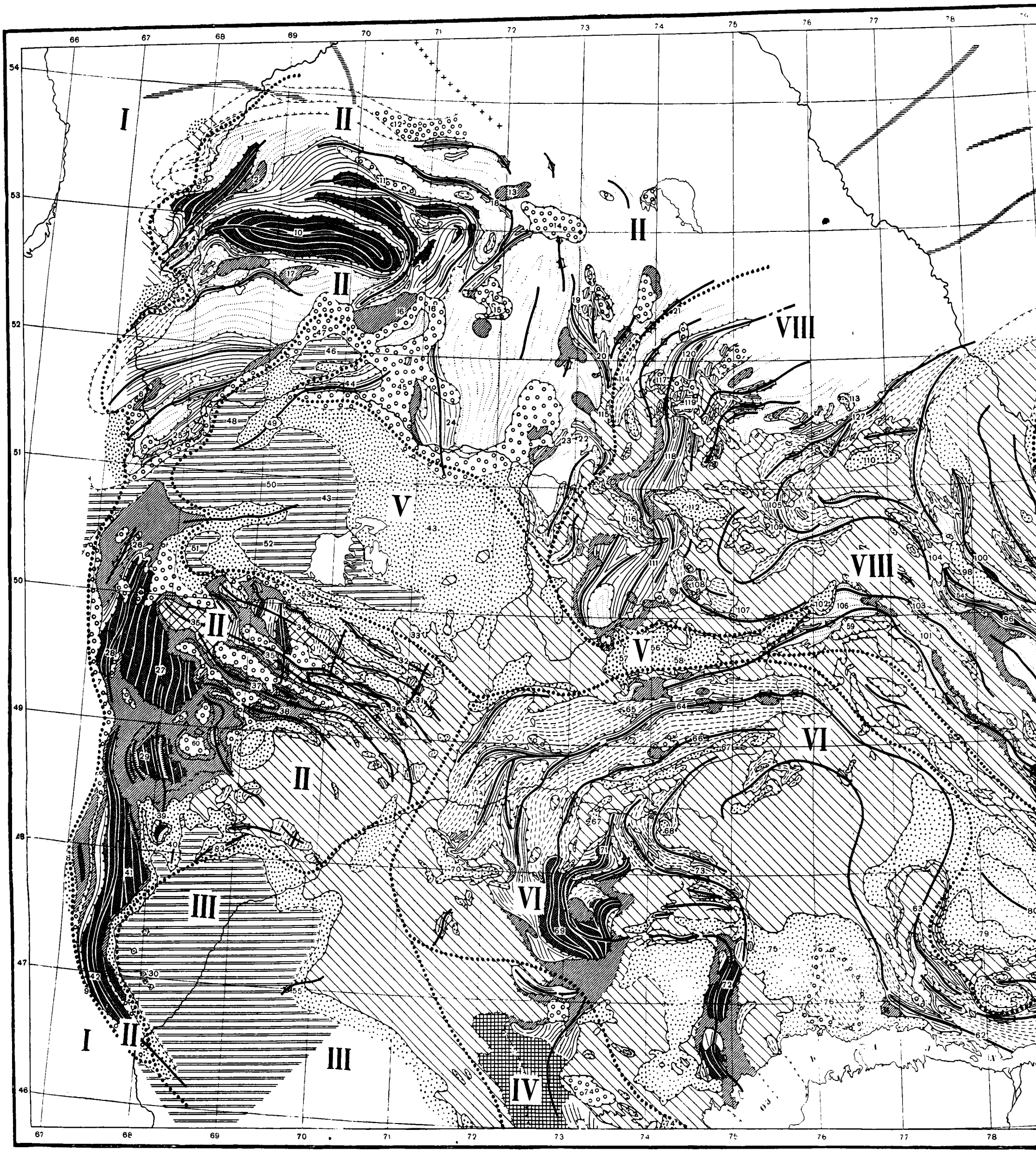
Переходя на запад, в район Арганатинских гор, мы опять находим очень интересные указания на возраст развитых здесь гранитных интрузий у Е. А. Кузнецова и Л. М. Афанасьева. Относительно сиенито-гранитовых массивов оз. Коскуль у гор Арганаты они указывают: «Время внедрения интрузивных пород в толщу гнейсов определяется тем, что все описанные породы к периоду отложения верхнедевонских конгломератов р. Тамды и р. Теректы уже существовали, усиленно размывались, и их крупные гальки встречаются в конгломератах. В состав последних входят окатанные гальки серых плагиогранитов, с хорошо сохранившейся структурой и составом, гальки розово-красных гранитов, гранит-порфиров, размером до 10 см. В базальных конгломератах верхнего девона встречаются также аляскитовые граниты Улутау. В верховьях речки Балатерс-аккан девонские конгломераты почти целиком состоят из крупных плохо окатанных галек и обломков подстилающих гранитов». То же указывается относительно диоритов, гранодиоритов и розовых аляскитовых гранитов района г. Каптадыр. Граниты гор Улутау уже И. С. Яговкиным относились к числу каледонских интрузий. Детальное исследование этого района, проведенное В. Н. Крестовниковым, И. А. Островским и Д. Г. Сапожниковым, показало, что Улутавский массив представляет собой сложную интрузию. К первой подфазе относятся гранодиориты северо-западной части массива, прорывающие древнюю метаморфическую толщу и покрытые по размытой поверхности туфами и альбитофирами г. Идыге (D_1 или S_2+D_1). Ко второй подфазе относится аляскитовый гранит юго-восточной части массива, прорывающий как гранодиориты первой подфазы, так и эффузивные порфиры г. Идыге. «Верхний предел его возраста определяется налеганием конгломератов среднего и верхнего девона на южную гранит-порфировую часть Улутавского массива. Гранит-порфиры из гальки конгломерата идентичны таковым из коренных обнажений». Таким образом, возраст второй подфазы определяется как нижнедевонский и первой — как несколько более ранний (на границе S_2 и D_1 или раньше). В районе г. Эскулы, в нижнем течении Нарсая, биотитово-микроклиновые гранодиориты прорывают слюдяные сланцы докембрия (Prz). По данным В. Н. Крестовникова и И. А. Островского, «в отдельных точках можно наблюдать перекрывание биотитовых гранодиоритов базальными конгломератами девона, содержащими гальку этих пород». И. С. Яговкин также считал многие граниты района гор Эскулы каледонскими.

Таким образом, во всех перечисленных выше районах, охватывающих почти целиком Кокчетав-Улутавскую тектоническую зону, различными авторами установлено широкое распространение каледонских интрузий, имеющих досреднедевонский возраст. Не всегда ясно, нужно ли образование их относить к нижнему девону или к более раннему времени, например к началу верхнесилурийской эпохи. Но в тех случаях, когда это удается выяснить, возраст гранитов чаще оказывается нижнедевонским. По сходству состава, по морфологическим особенностям и расположению в единой тектонической зоне возможно распространить этот вывод на боль-



ойских и девонских отложений; *16* — пермские (и, частью, верхнекаменноугольные) от-
ая, смятые в пологие складки. Пермские отложения подстилаются серией отложений от ниж-
озойских до девонских и каменноугольных включительно; *17* — площади распространения
озойских (Prz) и нижнепалеозойских (Pz_1) отложений, на которых не проведено дробное стра-
ическое и структурное расчленение; *18* — площади распространения каледонских грани-
которых за недостатком данных невозможна интерполяция простирания нижнепалеозой-
протерозойских отложений; *19* — оси полос отрицательных аномалий силы тяжести (от
гл до — 50 мгл в редукции Буге); *20* — оси полос слабых положительных аномалий силы
и (в редукции Буге).

тонические структуры, отмеченные на схеме цифрами (по порядку номеров): 1 — синклиналь
не р. Иман-Бурлук; 2 — синклинальный прогиб на Иман-Бурлуке выше пос. Грачевки;
нклиналь у пос. Пески на Ишиме; 4 — наложенная мульда на Аккан-Бурлуке; 5 — син-
ь между р. Кзыл-су и р. Аккан-Бурлук; 6 — синклиналь р. Уш-кара-су; 7 — синклинали
тургая; 8 — окраина мегасинклинали у Байконура; 9 — синклиналь на р. Белеуты;
Кокчетавский массив (антиклинальное поднятие); 11 — Кокчетавская мульда;
ульда у ж.-д. ст. Азат; 13 — мульда на р. Джаны-су; 14 — Коксингирская мульда;
блоновская мульда; 16 — синклинальный прогиб района Вознесенки, Николаевки, Клю-
и Максимовки; 17 — мульда Якши-янгиз-тау; 18 — антиклинали к северо-востоку от ку-
Боровое; 19 — антиклинали района поселка Сталинского; 20 — антиклинорий гор Ир-
21 — складки района Бес-тюбе; 22 — антиклинорий р. Майдан; 23 — антиклиналь гор
ы-кулинды и г. Акмолинска; 24 — антиклиналь района пос. Петровского и Новочеркасского
ме; 25 — складки урочища Джар-каин-агач; 26 — складки северной окраины Арганатин-
массива на р. Тасты-тургай; 27 — Арганатинский массив; 28 — разломы и складки района
ождения Алтын-казган; 29 — Улутавский массив (антиклинальное поднятие); 30 — Са-
кие купола; 31 — антиклинальное поднятие в восточной части Сарысу-Тенизского водо-
а; 32 — Кыз-имчинская антиклиналь; 33 — Котертасская антиклиналь; 34 — Центральная
иналь Сарысу-Тенизского водораздела; 35 и 36—антиклинали в районе рр. Терс-аккан,
и гор Кок-домбак («третья тектоническая зона» по Меркулову и Репкиной); 37 — Верхне-
лконская антиклиналь; 38 — Каройская антиклиналь; 39 — антиклинальное поднятие
кулы; 40 — Женайская антиклиналь; 41 — Карсакпайский массив (антиклинальное подня-
— южное окончание Карсакпайского массива на р. Белеуты; 43 — Тенизская синклиналь-
адина; 44 — Атбасарская антиклиналь; 45 — Колутонский синклинальный прогиб; 46 —
рский синклинальный прогиб; 47 — брахиантиклиналь у пос. Спасского; 48 — Кийминская
мульда; 49 — брахиантиклиналь к юго-западу от Атбасара; 50 — Чункуркульская мульда; 51 —
Джаркульская мульда; 52 — Майликульская мульда; 53 — синклиналь в районе озер Кипчак и
Кирей; 54 — антиклинорий гор Аркалык в бассейне р. Тундюк; 55 — купол Тас-кура; 56 — Ка-
рагандинская мульда; 57 — Чурубай-Нуринская мульда; 58 — Верхнесокурская мульда; 59 —
мульда в районе оз. Кара-сор; 60 — мульда в районе рр. Тамды и Сангал; 61 — складки северного
побережья оз. Балхаш и г. Тогур-тас; 62—антиклинорий гор Кара-Мурун и Мата-Кызыл; 63—
антиклинорий гор Акчеку, Копа, Казык и ур. Джаман-шурук; 64 — Тектурмасский антиклино-
рий; 65 — мульда на р. Сулу-медине; 66—Бурма-Четский антиклинорий; 67 — синклиналь рай-
она гор Ортау, Успенского района и верховьев р. Пуры; 68— Кайрактинская мульда; 69 — Ата-
суйский массив (антиклинорий); 70— Атасуйская синклиналь; 71 — антиклинорий гор Кызыл-
тау и Ортау; 72 — Кызылэспинский антиклинорий; 73 — Акадыр-Караганский антиклинорий;-
74 — мульды северо-западного Прибалхашья; 75 — Саргольская мульда; 76 — антиклинальное
поднятие к северу от оз. Балхаш; 77— Саянская мульда; 78 — Беркаринская антиклиналь; 79 —
Калмак-имельская синклиналь; 80 — Котан-имельская или Центральная антиклиналь северо-
восточного Прибалхашья; 81 — Маданьятская синклиналь; 82 — Баканасская антиклиналь;
83 — антиклиналь к северо-востоку от Джезказгана; 84 — антиклинорий хр. Тарбагатай; 85 —
складки гор Окпекты; 86 — Байбулак-Чекартинская синклиналь и Аягуский надвиг; 87 — Ащи-
суйская мульда; 88 — антиклинорий хр. Акчетау; 89 — антиклинорий гор Акбастау; 90 — ан-
тиклинорий хр. Чингиз; 91 — антиклинорий гор Инрекей; 92 — Чубартавская мульда; 93 —
Чунайская мульда; 94 — Абралинский синклинорий; 95 — антиклинорий гор Кадыр; 96 — ан-
тиклинорий гор Мурджик; 97 — Дегеленская синклиналь; 98 — Эдрейская синклиналь; 99 —
Среднечаганский антиклинорий; 100 — Ак-узек-Джиландинская антиклиналь; 101—складки Кур-
ского района; 102 — синклиналь к северо-западу от оз. Карасор; 103 — антиклиналь гор Ал-
тувайт; 104— Сюрулинская мульда на р. Тундюк; 105 — Баянаульский антиклинорий; 106—
антиклинорий гор Уш-Катын; 107 — антиклинорий гор Челак-тюльку и Искембай на р. Нуре;
108 — мульда Тузды; 109 — Тасадырская мульда; 110 — Майкюбенская мульда; 111 — антикли-
норий хр. Ниязь; 112 — Верхнеулентинская мульда; 113 — Экибастузская мульда; 114 — Селе-
тинский синклинорий; 115 — мульда на р. Ак-мурза; 116 — Верхнеишимская мульда; 117 —
мульда на правобережье р. Кедей; 118 — антиклинорий хр. Еременьтау; 119 — Тениаско-Кор-
жункульская (Сарыадырская) мульда; 120 — антиклинорий гор Куутайдын-Куттуг; 121 — ан-
тиклиналь у пос. Грачевки на Иртыше; 122 — складки района гор Семейтау; 123 — Чарский ан-
тиклинорий; 124 — Калбинский синклинорий; 125 — Кокпектинский синклинорий; 126 — Зай-
санская синклиналь; 127 — Майкаинский антиклинорий; 128 — мульда Кайнама на левобережье
Иртыша; 129 — Елизаветинская мульда; 130 — складки палеозоя в районе г. Камень на Оби.



Фиг. 3. Схема строения Центрального Казахстана. Составил П. Н. Кропоткин.

1 — оси антиклинальных структур; *2* — разрывные дислокации (надвиги, сбросы); штрихи обращены в сторону поднятого или надвинутого блока; *3* — установленные и интерполированные границы стратиграфических комплексов и линии простирания отдельных горизонтов. На схеме снят покров мезозойских и кайнозойских отложений, покрывающих палеозойский складчатый фундамент, и интерполировано то простирание палеозойских и протерозойских отложений, которое могло иметь место на участках, занятых каледонскими и герцинскими интрузиями изверженных пород; *4* — предполагаемые границы стратиграфических комплексов и предполагаемые границы унаследованных и наложенных мульд; *5* — границы крупных тектонических зон; *6* — номера крупных тектонических зон по описанию в тексте. Зоны I — Ишимская, II — Кокчетав-Улутавская, III — Чу-Сарысуйская, IV — Западно-Балхашская, V — Тенизско-Карагандинская, VI — Сарысу-Каркаралинская, VII — Северо-Балхашская, VIII — Чингизско-Еременьтавская, IX — Иртышско-Зайсанская; *7* — номера отдельных складчатых структур по описанию в тексте; *8, 9, 10, 11* — каледонские складчатые структуры: *8* — докембрийские (главным образом протерозойские) отложения, смятые в сложные складки с крутыми углами падения и прорванные интрузиями; *9* — кембрийские (Cm_1 и $Cm_2 + Cm_3$) и нижнесилурийские ($S_1^1 + S_1^2 + S_1^3$) отложения, смятые в складки с крутыми углами падения и прорванные интрузиями; *10* — отложения верхней части нижнего силура (S_1^4), смятые в крутые складки и прорванные интрузиями, подстилаются серией отложений от протерозойских до нижнесилурийских включительно; *11* — верхнесилурийские отложения, смятые в складки и прорванные интрузиями, подстилаются серией отложений от протерозоя до верхнего ордовика включительно; *12* — *13* — герцинские складчатые структуры наложенных мульд; *12* — девонские отложения, смятые в пологие складки и залегающие с резким несогласием непосредственно на докембрийских, кембрийских или нижнесилурийских отложениях; *13* — каменноугольные (и, частью, пермские) отложения, смятые в пологие складки и залегающие большей частью непосредственно на докембрийских и нижнепалеозойских отложениях с резким несогласием; *14* — *16* — герцинские складчатые структуры в унаследованных мульдах, интрагеосинклиналях: *14* — девонские отложения, смятые в складки и прорванные интрузиями. Девонские отложения, повидимому, подстилаются серией отложений от протерозойских до верхнесилурийских включительно; *15* — каменноугольные отложения, смятые в складки и прорванные интрузиями. Каменноугольные отложения, повидимому, подстилаются серией нижнепалеозойских и девонских отложений; *16* — пермские (и, частью, верхнекаменноугольные) ложения, смятые в пологие складки. Пермские отложения подстилаются серией отложений от н непалеозойских до девонских и каменноугольных включительно; *17* — площади распространен протерозойских (Prz) и нижнепалеозойских (Pz_1) отложений, на которых не проведено дробное ст тиграфическое и структурное расчленение; *18* — площади распространения каледонских гра тов, на которых за недостатком данных невозможна интерполяция простирания нижнепалеоз ских и протерозойских отложений; *19* — оси полос отрицательных аномалий силы тяжести — 25 мгл до — 50 мгл в редукции Буге); *20* — оси полос слабых положительных аномалий с тяжести (в редукции Буге).

Тектонические структуры, отмеченные на схеме цифрами (по порядку номеров): 1 — синклин в районе р. Иман-Бурлук; 2 — синклинальный прогиб на Иман-Бурлуке выше пос. Грачев 3 — синклиналь у пос. Пески на Ишиме; 4 — наложенная мульда на Аккан-Бурлуке; 5 — с кл иналь между р. Кзыл-су и р. Аккан-Бурлук; 6 — синклиналь р. Уш-кара-су; 7 — синклин Сары-тургай; 8 — окраина мегасинклинали у Байконура; 9 — синклиналь на р. Белеу 10 — Кокчетавский массив (антиклинальное поднятие); 11 — Кокчетавская муль 12 — мульда у ж.-д. ст. Азат; 13 — мульда на р. Джаны-су; 14 — Коксингирская муль 15 — Яблоновская мульда; 16 — синклинальный прогиб района Вознесенки, Николаевки, К чевки и Максимовки; 17 — мульда Якши-ингиз-тау; 18 — антиклинали к северо-востоку от рорта Боровое; 19 — антиклинали района поселка Сталинского; 20 — антиклинорий гор адыр; 21 — складки района Бес-тюбе; 22 — антиклинорий р. Майдан; 23 — антиклиналь Джаксы-куянды и г. Акмолинска; 24 — антиклиналь района пос. Петровского и Новочеркасск на Ишиме; 25 — складки урочища Джар-каин-агач; 26 — складки северной окраины Арганат ского массива на р. Тасты-тургай; 27 — Арганатинский массив; 28 — разломы и складки рай месторождения Алтын-казган; 29 — Улутавский массив (антиклинальное поднятие); 30 — рысуйские купола; 31 — антиклинальное поднятие в восточной части Сарысу-Тенизского во раздела; 32 — Кыз-имчикская антиклиналь; 33 — Котертасская антиклиналь; 34 — Централь антиклиналь Сарысу-Тенизского водораздела; 35 и 36—антиклинали в районе рр. Тере-акк Кирей и гор Кок-домбак («третья тектоническая зона» по Меркулову и Репкиной); 37 — Верх джаксыконская антиклиналь; 38 — Каройская антиклиналь; 39 — антиклинальное подня гор Эскулы; 40 — Женайская антиклиналь; 41 — Карсакпайский массив (антиклинальное под тие); 42 — южное окончание Карсакпайского массива на р. Белеуты; 43 — Тенизская синклина ная впадина; 44 — Атбасарская антиклиналь; 45 — Колутонский синклинальный прогиб; 4 Атбасарский синклинальный прогиб; 47 — брахиантиклиналь у пос. Спасского; 48 — Кийминс

шинство интрузий этой зоны. Варисские же интрузии либо совершенно отсутствуют, либо занимают подчиненное положение во всех вышеописанных районах Кокчетав-Улутавской зоны.

В других зонах гранитные интрузии этого возраста встречаются лишь спорадически. Небольшие интрузии диоритов и диорит-порфиритов бассейна р. Уленты Н. Г. Сергиев считает образовавшимися в девоне, до излияния альбитофиров (D_2). В Чингизской зоне работами В. С. Коптева-Дворникова, В. Б. Кочурова и других исследователей установлен девонский возраст нескольких гранодиоритовых массивов. Так, гранодиоритовый массив (граниты, гранодиориты, диориты и сиениты), расположенный на южном склоне хр. Чингиз по правому берегу р. Чаган, прорывает нижнесилурийские и верхнесилурийские отложения, галька же этих интрузивных пород встречается в верхнедевонских конгломератах (D_3^1). К интрузиям такого же возраста относятся Чадовский гранодиоритовый массив и Кызылджальский гранодиоритовый массив, расположенный к юго-западу от Чаганского.

Интрузии конца верхнесилурийской эпохи или начала девона отмечены также в северо-западном Прибалхашье. Таким образом, распространение девонских, т. е. позднекаледонских, интрузий (γ_3) является гораздо более широким, чем это предполагалось до сих пор.

Следующая фаза гранитных интрузий (γ_4) намечается в конце визейского века, до образования осадочно-эффузивных толщ среднего карбона. В большинстве случаев верхний предел возраста герцинских интрузий неясен, и каменноугольные граниты лишь условно могут быть отделены от более молодых пермских гранитов, имеющих такой же петрографический состав.

В Кокчетав-Улутавской зоне к числу каменноугольных интрузий принадлежат гранитные массивы г. Карагайлы и г. Куутайдын-куттуг, расположенные между р. Селеты и хр. Еременьтау. Оба эти массива почти вкрест простирания срезают синклинальные складки, сложенные девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, и ороговиковывают их. Вместе с тем, нижнепермские конгломераты соседней Сарыадырской мульды изобилуют галькой этих розовых гранитов и гранит-порфиров. Крупный массив г. Кой-тас, расположенный между р. Селеты и р. Уленты, имеет (по А. И. Егорову) активный контакт с известняками $D_3 + C_1$ и относится, повидимому, к этой же фазе.

Небольшой массив красных гранитов и гранит-порфиров, расположенный по правому берегу р. Ишим ниже дер. Савинковки, описан Е. А. Кузнецовым как герцинский. Небольшие дайки гранит-порфиров прорывают песчаники и известняки карбона севернее устья Ушкара-су.

Каменноугольные интрузии отмечены в Джезказганском районе.

В Ишимской зоне М. Н. Альтгаузеном, Д. М. Кострикиным и другими детально изучались интрузии гранитов и гранит-порфиров (Чебанайский и Кзылсуйский массивы), расположенные на правобережье Ишима в районе пос. Дальнего. Выяснено, что жильные гранит-порфиры, представляющие собой последнюю фазу этих интрузий, секут толщу девонских песчаников ($D_2 + D_3^1$) и, таким образом, принадлежат к герцинскому циклу.

Гораздо более широкое распространение приобретают интрузии этого цикла во всех остальных тектонических зонах Центрального Казахстана. В Сары-су — Каркаралинской зоне к их числу принадлежит цепь крупных гранитных массивов, повидимому, связанных между собой на глубине, сопровождающих осевую, мегаантиклинальную часть этой зоны. Они протягиваются из района Каркаралинска в верховья Чурубай-нуры (батолит г. Калдырма — г. Кызылтау) и далее на юго-запад, в г. Ортау и г. Кызылтау. Продолжение этого интрузивного пояса мы находим в северо-западном Прибалхашье. Здесь и на Сары-су-Моинтинском

водоразделе граниты прорывают нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения.

Жильные граниты в районе г. Ортау прорезают верхний девон. Батолит г. Калдырма прорывает эффузивную толщу среднедевонского возраста. По данным В. М. Попова, небольшой выступ гранитов в бассейне Джаксы-Сары-су (с. Мурзатай), повидимому, составляющий продолжение этого батолита, прорывает и метаморфизует отложения нижнего турне. С другой стороны, по северо-западному краю г. Бугулы у пос. Калиновки и в других местах нами обнаружено налегание на эти граниты базальных конгломератов, в свою очередь покрытых горизонтально залегающими порфирами г. Беркуты. Последние отличаются от девонских эффузивов своей свежестью и составом и могут быть параллелизованы с кислыми эффузивами, для которых установлен возраст от среднего карбона до нижней перми. В гальке упомянутых базальных конгломератов содержатся как среднезернистые граниты массива, так и жильные микрограниты, секущие Калдырминский массив. Таким образом, возраст гранитов, повидимому, лежит между C_1' и C_2 и соответствует, вероятно, концу визейского века (судетская фаза). В Каркаралинском районе Н. К. Разумовский и др. установили прорывание этими гранитами нижнекаменноугольных отложений.

В Северо-Балхашской зоне В. М. Сергиевский установил для некоторых массивов, что граниты прорывают отложения турне и содержатся в гальке среднекаменноугольных конгломератов.

В Чингизской зоне такой же пояс крупных гранитных массивов протягивается от верховьев р. Нуры в Баянаульский район (например, Баянаульский массив, изученный Л. М. Афанасьевым и О. П. Оглоблиной; Кызылтавский массив). Далее этот пояс разрывается на отдельные звенья в виде не столь крупных массивов, расположенных по обоим крыльям Чингизского антиклинория. Таков Абралинский гранодиоритовый массив (и вероятно связанный с ним Такырский), прорывающий известняки верхнего девона и более древние отложения, Кант-Чингизский массив и др. На восточном склоне Чингиза, частично уже в Иртышской тектонической зоне, расположен крупный Арчалинский гранитный массив, прорывающий верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения, Дегеленский массив и др. Далее к северу, уже в Иртышской зоне, находится хорошо изученный В. Б. Кочуровым и О. С. Полквой массив г. Коконь (гранодиориты, граниты), прорывающий девонские и нижнекаменноугольные отложения. Эта интрузия, так же как и ряд других, может оказаться принадлежащей к более поздней фазе.

Наконец, последняя фаза гранитных интрузий (γ_5) имела место после среднего карбона и нижней перми: совершенно условно ей приписывают пермский возраст (Н. А. Елисеев). Сюда относится большое количество гранитных массивов Калбинского хребта, расположенных в Иртышской зоне. В других зонах интрузии этой последней фазы трудно отделить от предшествующих.

В северной части Чингизско-Еременьтавской зоны к числу этих наиболее молодых кислых интрузий Центрального Казахстана относятся массив Малый Койтас или Баймурун к западу от оз. Коржункуль и массив к северу от г. Джаманадыр, расположенные в Сарыадырской мульде. Малый Койтас представляет собой пластовую интрузию гранит-порфира, внедрившуюся в конгломераты и песчаники, возраст которых устанавливается по содержащимся в них растительным остаткам как нижнепермский.

В Северо-Балхашской зоне имеют значительное распространение граниты, прорывающие средний карбон. К ним относится, например, массив, внедрившийся в центральную часть Саякской мульды. Верхний предел возраста неясен; условно мы причисляем эти граниты к пермским (γ_5).

Б. Глубина образования кислых интрузий

Зная возраст интрузий и стратиграфическую колонку соответствующей области, во многих случаях можно приблизительно определить мощность кровли, располагавшейся над интрузивом во время его внедрения и в большей части уже размытой к настоящему времени.

Для гранитогнейсов Боровского района (γ_1), если правильны наши стратиграфические сопоставления с хр. Чингиз и другими районами, мощность кровли была не менее 2500 м, но, вероятно, и не более 5000 м. Каледонские интрузии гор Кан-Чингиз и Джалпак-асу (Чингизская зона) имели кровлю не более 3000 м.

Для позднекаледонских гранитных и гранодиоритовых интрузий (γ_3), возраст которых определяется как нижнедевонский, часто можно предполагать лишь небольшую по мощности кровлю из верхнесилурийских пород. Эта кровля во многих случаях (Селетинский массив, Иттемень-Джеламбетский массив, ряд интрузий на Сарысу-Тенизском водоразделе) не превышала 2500 м. Вторая фаза Улутавского массива имела кровлю мощностью не более чем в несколько сот метров (эффузивные порфириты г. Идыге).

Глубина образования герцинских интрузий (γ_4, γ_5) также была невелика. Так, кровлей массива Калдырма-Кызылтау служили эффузивы среднего девона и, может быть, верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения. Во всяком случае палеогеографический анализ показывает, что мощность верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений на антиклинории, в который внедрена эта интрузия, была невелика. Приняв максимальные возможные значения для мощности среднего и верхнего девона и нижнего карбона в этом районе, мы найдем, что кровля интрузии все же была не более 1000—1500 м.

Для многих массивов Прибалхашья и Иртышской зоны, прорывающих нижний карбон, а в Северо-Балхашской зоне — средний карбон, приходится принять максимальную мощность кровли, состоявшей из каменноугольных и в некоторых случаях может быть пермских отложений, не более 1000—1500 м. Рассматривая вопрос о глубине герцинских интрузивов Казахстана, Н. Г. Кассин писал: «У среднекарбоновых интрузивов, внедрившихся на площадях платформ и подвижных шельфов в девонокарбоновые известняки, толща покрова для большинства районов была небольшая, 500—800 м; у тел, интрудировавших в девонские песчаники, покрышка в общем достигала 1000—2500 м; многие интрузии карбона очень часто располагаются между отложениями силура и девона или толщами эффузивов нижнего девона; в этих случаях интрузивы имели покрышку в 1500—5000 м. Интрузии пермского времени в большинстве районов имели небольшой покров, и только в областях мощного накопления верхне-палеозойских осадков... покрышка достигала 1000—3000 м толщины».

Хотя интрузии всех возрастов образовывались на небольшой глубине (от нескольких сот метров до 5000 м), все же по характеру контактового метаморфизма, способу внедрения и размерам многие массивы, указанные в тексте, принадлежат к типу «автохтонных», по нашей терминологии, интрузий, абиссальных в смысле М. А. Усова. «Аллохтонные» гипабиссальные тела, как, например, пластовая интрузия г. Малый Койтас среди пермских отложений Сарыадырской мульды, ряд дайкообразных герцинских интрузий в Джезказган-Улутавском районе и другие, образовывались на еще меньшей глубине. В молодых эффузивах (C_2?) г. Бугулы, в районе г. Куутайдын-Куттуг и др. наблюдаются гранит-порфировые тела, представляющие, повидимому, переход от эффузивной фации к гипабиссальной, или нижние, хорошо раскристаллизованные части мощных покровов.

В. Положение кислых интрузий во вмещающих тектонических структурах

Из предыдущего изложения мы видели, что кислые интрузии получают широкое развитие в тех областях, где интенсивно проявляется складчатость, близкая им по возрасту, как бы завершая каждый раз соответствующий этап дефомаций. Так, древнейшие гранитные интрузии (γ_1, протерозой и кембрий) проявились, повидимому, резче в Кокчетав-Улутавской зоне, чем в Чингизской, как и соответствующие этому времени поднятие и складчатость.

Каледонские интрузии (γ_2, γ_3), включая сюда крупные гранитные тела нижнедевонского возраста, наиболее распространены в Кокчетав-Улутавской зоне, испытавшей более интенсивные каледонские дислокации. Кроме того, мы встречаем их в осевых частях антиклинориев Чингизско-Еременьтавской и Сарысу-Каркаралинской зон, формирование которых также началось в связи с каледонской орогенией.

Герцинские интрузии частью располагаются на этих антиклинориях (Сарысу-Каркаралинская зона), частью же переходят в соседние синклинальные зоны (Северо-Балхашская, Тенизская впадины, Иртышская зона), испытывавшие интенсивные складчатые деформации в то время, когда в области антиклинориев уже образовались достаточно консолидированные участки.

При некоторой общей тенденции к локализации в зонах антиклинориев крупные гранитные массивы располагаются самым различным образом по отношению к частным, составляющим их тектоническим структурам. Нередко массивы располагаются на крыльях антиклиналей (Куртукульский массив, Топарский массив и др.) и в синклиналях (Берекеттинский, Эдрейский, Дегеленский, Саякский массивы и др.). Ряд гипабиссальных интрузий расположен по зонам разрывных дислокаций на крыльях антиклиналей.

Крупные гранитные и гранодиоритовые интрузии обычно вытянуты, в общем, по направлению соответствующих складчатых зон. Непосредственные наблюдения над контактами и расположение пологих трещин (L), параллельных контактовой поверхности, позволяют во многих случаях установить, что контактовая поверхность является довольно пологой (0°—20°, в редких случаях наклон поверхности до 50°), с выпуклостями и впадинами, и постепенно опускается под вмещающие породы у периферии массива. Пологая поверхность массива в этих случаях срезает более круто поставленные слои вмещающих пород. Такая картина срезания вмещающих пород обычно наблюдается не только в профиле, но и в плане, как это видно на массивах северного Еременьтау (γ_1 и γ_2), Селетинском (γ_3), Калдырминском и Топарском (γ_4), горе Коконь (γ_4), Саякском (γ_5) и др. Крупные гранитные массивы Центрального Казахстана обычно занимают часть тектонической структуры, не нарушая положения вмещающих пород, и, возможно, замещая часть пород, участвующих в данной структуре. Во многих случаях такие соотношения с вмещающими породами сопровождаются обилием ксенолитов, образованием гибридных краевых фаций, среди которых наиболее типичны гранодиориты и кварцевые диориты (по контакту с прорванными гранитной интрузией вулканогенными толщами основного состава), и другими признаками ассимиляции. Явления ассимиляции описаны мной и А. В. Глазковской, а также Т. М. Дембо в гранодиоритах Северного Казахстана, О. С. Полквой в Аксоранской гранитной интрузии Северо-Западного Прибалхашья и отмечены многими исследователями в различных массивах других районов. Менее крупные тела (Боровский массив, дайки и линзообразные интрузии гранитов в Джезказганском районе в хр. Чингиз и т. д.) принадлежат к типу гип-

абиссальных интрузий, активно расширявших свою камеру, как показывают нарушения в зоне контактов, конкордантность и крутизна контактовых поверхностей или расположение интрузий на линии разрывных дислокаций.

Г. Общие выводы

Из тех данных, которые известны относительно кислых интрузий Казахстана, намечаются следующие выводы:

1. Кислые интрузии пространственно связаны с зонами интенсивной складчатости соответствующего возраста. Так, каледонские (γ_2, γ_3) интрузии более многочисленны в зоне интенсивного проявления каледонской складчатости, герцинские (γ_4, γ_5) — в зонах герцинской складчатости.

2. Время образования кислых интрузий близко подходит или совпадает с так называемыми орогенетическими фазами, т. е. с временем наиболее интенсивных поднятий в складчатости. Это отмечено для фаз:

1. салаирской . . . . . γ_1
2. таконской . . . . . γ_2
3. позднекаледонской (эрийской) . . . . . γ_3
4. судетской . . . . . γ_4
5. позднегерцинских движений (пфальцская фаза?) γ_5

3. Эффузии кислого состава обычно следуют за излияниями лав основного и среднего состава и в некоторых случаях предшествуют тектоническим фазам и гранитным интрузиям. Так, кислые эффузии отмечены:

1) в Cm_1 перед салаирской фазой
2) в S^3_1 перед трондьемской фазой
3) в D_1 перед и после позднекаледонских движений
4) в D_2 после позднекаледонских движений, может быть в связи с нормандской фазой
5) в C_1^1 между подфазами бретонской фазы
6) в C_2 (?) после судетской фазы.

Эффузии основного состава связаны преимущественно с периодами прогибания, следующими за интенсивными поднятиями какой-либо фазы.

4. Крупные кислые интрузии располагаются чаще в антиклиналях, но нередко также и в синклиналях, не нарушая (или слабо нарушая) тектоническую структуру вмещающих пород, что может указывать на внедрение этих интрузий путем замещения с широким развитием процессов ассимиляции. Для малых интрузий характерны механически активные контакты или приуроченность к зонам разрывных дислокаций.

5. Глубина образования интрузий первого типа не превышает 0.5—5 км. (обычно не более 2 км), второго же, вероятно, еще меньше.

Глава IV

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Докембрийская история Центрального Казахстана может быть восстановлена лишь в самых общих чертах, поскольку еще нет детально разработанной стратиграфии докембрия этой области. Руководствуясь разрезами, описанными в Кокчетавском районе (П. Н. Кропоткин, Е. Д. Шлыгин), Арганатинских горах (Е. А. Кузнецов), в хребте Улутау (И. А. Островский), в Карсакпайском районе (К. И. Сатпаев), северо-западном Прибалхашье (А. А. Богданов, А. Е. Репкина) и хребте Чингиз (Н. Г. Маркова), можно дать следующий обобщающий разрез докембрия, повторяющийся в различных районах с теми или иными вариациями (табл. 1).

(мощность ука

Предполагаемый возраст отложений	Тектониче				
	Кокчетав-Улу				
	р. Белеуты (по Крестовникову)	Мощность	Карсакпайский район (по Яговкину и др.)	Мощность	Хр. Улутау (по Яговкину, Островскому)
Нижний кембрий	Чередование серицитовых сланцев и серых слюдистых слоистых известняков		?		—
Протерозой	Серые песчанистые кварциты, филлиты, глинистые сланцы с пиритом (Prz? Cm?)	Свыше 2000			
	Зеленые хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы, слюдяные сланцы, филлиты, слюдистые и железистые кварциты		Зеленые роговообманковые, кварцево-хлоритовые, хлорито-серицитовые сланцы с прослоями амфиболитов, кварцитов и мраморов	400	Железистые кварциты Амфиболовые сланцы
	Хлоритовые сланцы и амфиболитовые сланцы		Слюдяные сланцы (кварцево - биотитовые, мусковито-кварцевые и др.)		Слюдяные сланцы?
	Конгломерат с галькой порфироидов		?		?
	Угловое несогласие? Порфироиды		Порфироиды, кварцево-серицитовые и мусковито-кварцевые сланцы	Свыше 500	?
Архей	—		Биотито-олигоклазовые гнейсы, красные альбитовые гнейсы		Кварцитовидные биотито-микроклиновые гнейсы Тонкослоистые слюдяные альбитовые гнейсы Порфиробластические биотит-альбитовые парагнейсы

докембрия Центрального Казахстана

зана в метрах)

ские зоны			
тавская зона			
Горы Арганаты (по Кузнецову)	Кокчетавский район (по Шлыгину и др.)	Боровской район (по Кропоткину и др.)	Мощность
—	Кокчетавская свита (по Шлыгину—верхний протерозой)—кварциты, слюдистые и железистые кварциты, хлоритовые сланцы	Кокчетавская свита—белые кварциты с прослоями бурых кварцитов и известняков с водорослями кембрия	500—800
Железистые кварциты, слюдяные кварциты, хлоритовые сланцы Зеленые хлоритовые, амфиболо-хлоритовые и альбито-хлоритовые сланцы	Угловое несогласие Слюдяные сланцы, амфиболиты, хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы, кварциты (ефимовская свита, по схеме Шлыгина)	Угловое несогласие Порфироиды (метаморфизованные ортофиры) Зеленые кварцево-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитовых сланцев	Свыше 500
Амфиболитовые сланцы с прослоями слюдяных кварцитов		Кварцево-слюдяные андалузитовые, гранатовые и кордиеритовые сланцы (метаморфизованные песчано-глинистые породы). Амфиболиты, амфиболитовые и хлоритовые сланцы, линзы мраморов	Свыше 500 1000—2000
?	Угловое несогласие Порфироиды (рассланцованные порфиры), порфиритоиды, серицитовые сланцы	—	
Кварцитовидные парагнейсы Гранитогнейсы (ортогнейсы)	Угловое несогласие Ортогнейсы, парагнейсы, различные кристаллические сланцы	—	

Табл. 1 (*продолжение*)

Предполагаемый возраст отложений	Тектонические зоны				
	Кокч.-Улут. зона	Сарысу-Каркаралинская зона			
	Сарысу-Тениз-ский водораздел (по Меркулову и Реикиной)	Атасуйский район (по Богданову)	Мощность	Р. Мошты (по Красильникову, Меркулову)	Мощность
Нижний кембрий	—	?		Белые доломитизированные мраморы (по Богданову — протерозой)	300—400
Протерозой	Кварциты, серицитовые кварциты, железистые кварциты	Белые, реже серые, часто вернистые слюдистые кварцитовидные песчаники и кварциты	800—1000	Кварцево-слюдистые сланцы и кварциты	Свыше 500
	Актинолитовые и роговообманковые сланцы, амфиболиты, кварцево-хлоритовые и кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, порфироиды	Зеленые и бурые кварцево-серицитовые филлиты и кварцево-слюдяные сланцы	Свыше 400	Слюдистые, хлоритовые, серицитовые, реже кварцево-слюдистые и слюдисто-гранатовые сланцы Линзы мраморов	500—600
	—	—		—	
Архей	Биотитовые гнейсы, диафторитовые гнейсы с хлоритом и серицитом, роговообманковые гнейсы	Гранитогнейсы		Амфиболовые ортогнейсы, часто очковой структуры	

1. Гнейсы (главным образом биотитовые); выше, повидимому несогласно, залегают.
2. Порфироиды.
3. Амфиболиты (по эффузивным порфиритам и их туфам).
4. Слюдистые сланцы (по песчаникам и глинистым породам).
5. Хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов.
6. Кварциты (роговики), представленные в Карсакпайском районе характерной фацией железистых кварцитов. Кварциты более распространены на западе, а на востоке (хр. Чингиз, р. Чидерты, Боровской район) им в разрезе, повидимому, соответствуют кислые лавы (альбитофиры, ортофиры), превращенные в порфироиды и сопровождаемые туфосланцами.
7. Филлиты, слюдяные, кварцево-серицитовые сланцы, песчаники кварцитовидные и аркозовые, обломочные кварциты. Последняя толща развита только в южных районах.

Этот разрез указывает на смену периода накопления кислых эффузивов (свита 2) и терригенных осадков (свита 4) периодом интенсивного, вероятно подводного вулканизма. Вулканический цикл начинается излияниями основных лав (свиты 3 и 5) и заканчивается кислыми лавами (свита 6).

Излияния сопровождаются отложением кремнистых осадков (железистые кварциты, местами содержащие радиолярии). За этим периодом снова последовал период накопления терригенных пород и затем — горообразование и перерыв приблизительно на границе верхнего протерозоя и нижнего кембрия. В Кокчетавском районе, в хр. Еременьтау и, повидимому, в хр. Акчетау непосредственно на вулканогенных породах протерозоя (хлоритовых сланцах, амфиболитах) трансгрессивно и несогласно залегает толща белых кварцитов и известняков, названная Е. Д. Шлыгиным «кокчетавской» свитой, а З. М. Старостиной — «известняково-кварцитовой свитой». Найденные А. А. Усовой в этой свите водоросли кембрийского возраста и присутствие в фаунистически охарактеризованных отложениях среднего кембрия обильной гальки кварцитов, повидимому происходящей из этой же свиты, позволяют предположительно считать возраст «кокчетавской» свиты белых кварцитов и известняков нижнекембрийским (табл. 2). Складчатость позднего протерозоя сопровождалась кислыми интрузиями. Микроклиновые гранитогнейсы, прорывающие толщу протерозоя, мигматиты и инъекционные гнейсы в Боровском районе и на р. Уленты несогласно перекрыты толщей кварцитов и известняков нижнего кембрия.

Относимая к нижнему кембрию «кокчетавская» свита кварцитов, известняково-кварцитовая свита хр. Еременьтау и мраморы р. Моинты, повидимому, соответствуют каройской свите хр. Каратау, которая также в значительной части состоит из карбонатных пород и кварцитов (силицилитов) и охарактеризована фауной нижнего кембрия. В хр. Еременьтау средняя и, в особенности, верхняя часть известняково-кварцитовой свиты содержит большое количество эффузивных покровов. Эффузии начинаются наиболее основными оливиновыми порфиритами и заканчиваются андезин-олигоклазовыми порфиритами и туфами лав средней кислотности.

Известняково-кварцитовая толща в хр. Еременьтау сменяется выше по разрезу мощной толщей красных, желтых и черных яшм, кремнистых сланцев, яшмокварцитов и вулканогенных пород (порфириты, альбитофиры и их туфы), выступающей также в районе рудника Боще-куль. Эти отложения характерны для широко распространенного в Центральном Казахстане мощного комплекса древнепалеозойских пород, названного А. А. Богдановым «уртынджальским комплексом» по району гор Уртынджал и Тектурмас к югу от Караганды.

В современном рельефе Казахстана яшмокварциты уртынджальского комплекса выявляются в виде гряд, протягивающихся на десятки километров. Многие исследователи ошибочно относили эти породы ко «вторичным кварцитам».

В районе Боще-куля Р. А. Борукаевым доказано трансгрессивное налегание среднекембрийских и верхнекембрийских отложений, охарактеризованных фауной, на более дислоцированные яшмокварциты и вулканогенные породы, типичные для уртынджальского комплекса. А. А. Богданов, Н. А. Штрейс, Н. Г. Маркова и другие исследователи, выделившие уртынджальский комплекс в результате работ, относили его к нижней и средней части ордовика. Однако пересмотр конкретных данных по бассейну р. Уленты, р. Селеты и по району хр. Чингиз, произведенный Р. А. Борукаевым, Н. Г. Марковой и А. В. Пейве, показал, что те находки фауны ордовика, на которых базировалось такое определение возраста уртынджальского комплекса, характеризуют слои, трансгрессивно залегающие поверх яшмокварцитов этого комплекса. С другой стороны, тесная связь и параллелизм пликативных дислокаций в породах уртынджальского комплекса и в верхнесилурийских отложениях, установленные для Тектурмасского антиклинория и других крупных структур, а также

Сопоставление стратиграфических разрезов
(мощность ука

Возраст отложений			Южн. Казахстан		Тектониче	
			Хребет Кара-тау (по Безрукову, Веберу и Бубличенко)	Мощность	Атбасарский район (по Великовской и др.)	Мощность
Нижний девон		D_1	—		—	
Верхний силур	Даунтон	S_3^4	—		—	
	Лудлов	S_3^3	—		Конгломерат-песчаники, туфогенные песчаники зеленовато-серого цвета, красно-бурые железистые песчаники и сланцы	Свыше 500
	Уинлок	S_3^2				
	Лландовери	S_3^1	—		—	
Нижний силур (ордовик)	Карадок	S_1^4	Зеленые туфогенные песчаники и сланцы, туфы, порфириты Конгломераты	Свыше 1000	Желтовато-зеленые и серые песчаники, роговообманковые порфириты, зелено-серые туфогенные песчаники и сланцы	Свыше 500
	Лландейло	S_1^3	Зеленые песчаники с прослоями сланцев; фауна *Didymograptus*, *Hebertella borealis* (лландейло)	Свыше 2500	—	
	Арениг	S_1^2	Песчаники, песчанистые сланцы, кремнистые сланцы и глинисто-хлоритовые сланцы		Красные кремнисто-глинистые сланцы	Свыше 500
	Тремадок	S_1^1	Доломиты и известняки с *Illaeneus fallax*, *Lichas bronnikovi*, *Glaphurina striata*	3000—3500	—	
Кембрий	Верхний	Cm_3	Тамдинская свита Доломиты и доломитизированные известняки		—	
	Средний	Cm_2	Известняково-кремнистые сланцы с *Kootenia* Доломиты, известняки, фосфоритово-карбонатные породы	0—100		
	Нижний	Cm_1	Каройская свита Перерыв Аргиллиты, песчаники, известняки и доломиты Песчаники, конгломераты, силицилиты, кремнистые сланцы	2000—2500	Красные, серые и желтые яшмокварциты * —	
Верхний протерозой		Prz_3	Кокджотская свита: зеленые хлоритовые и серицитовые сланцы, филлиты, песчаники		—	

нижнего палеозоя Центрального Казахстана Таблица 2

зана в метрах)

ские зоны						
Кокчетав-Улутавская зона						
Ишим в районе уроч. Джаркаинагач и р. Аккан-бурлук (по Волковой, Кузнецову, Марковой, Корейшо)	Мощность	Район Боровое — Степняк (по Кропоткину)	Мощность	р. Майдан и среднее течение р. Селеты (по Марковой, Кропоткину)	Мощность	Индекс возвр. отлож.
—		—		Переслаивание порфиритов и альбитофиров. Порфириты	400—2000	D_1
—		—		Местами перерыв или угловое несогласие		S_3^4
Зеленовато-серые песчаники, зеленые и вишнево-красные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Фауна S_3. Местами прослои конгломератов.	1000—3000	Зеленовато-серые, полимиктовые, граувакковые, туфогенные, аркозовые и кварцевые песчаники, туфы плагиоклазовых порфиритов, туфосланцы, глинистые сланцы, конгломераты. Базальный конгломерат	Свыше 1000	Зеленовато-серые и бурые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, известняки с фауной уинлока-лудлова. туфогенные песчаники, плагиоклазовые порфириты	500—1000	S_3^3 S_3^2
—		Угловое несогласие		Угловое несогласие		S_3^1
Порфириты, туфоконгломераты, сланцы, известняки с фауной карадока и лландейло	Свыше 1000	Пироксеново-плагиоклазовые, амфиболово-плагиоклазовые порфириты, плагиоклазовые порфириты, известняки с фауной карадока. Диабазовые порфириты, спилиты, порфириты, туфы	Свыше 1000	Пироксеново-плагиоклазовые порфириты, миндалекаменные и диабазовые порфириты, спилиты, туфогенные песчаники, туфосланцы		S_1^4
—		Туфы альбитофиров, кварцевых порфиров и порфиритов, альбитофиры, глинистые и кремнистые сланцы, туфогенные песчаники	500—1000	Перерыв. Кремнистые туфы альбитофиров, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, кварцевые порфириты, туфы, яшмы и песчаники	1000	S_1^3
Яшмовидные кремнисто-глинистые сланцы	Свыше 500	—		Глинистые яшмы, прослои туфов и известняков с фауной	600	S_1^2
Порфириты, туфы порфиритов, прослои яшм	1000—1500	—		Туфогенные песчаники и известняки с фауной тремадока	400	S_1^1
—		—		Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с фауной верхов среднего кембрия Переслаивание зелено-серых песчаников, конгломератов и сланцев	1300	Cm_3 Cm_2
— —		Красные яшмы с радиоляриями, черные яшмокварциты Кокчетавская свита: белые кварциты с прослоями бурых кварцитов, известняки с водорослями кембрия	200—500 500—800	Угловое несогласие Желто-серые, красные и черные яшмокварциты —	Свыше 1000	Cm_1
—		Угловое несогласие Порфироиды Зеленые кварцево-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов	150	Хлоритовые, кварцево-хлоритовые и кварцево-слюдяные сланцы	1000	Prz_3

Возраст отложений			Тектониче Сарысу-Каркара Сарысу-Моинтинский водораздел и р. Моинты (по Богданову, Меркулову, Красильникову и др.)	Мощность
Нижний девон		D_1	Порфиры, зеленовато-серые песчаники с прослоями сланцев и известняков с фауной D_1^2 Красноцветные песчаники и конгломераты	До 3000
Верхний силур	Даунтон	S_2^4	Угловое несогласие	
	Лудлов	S_2^3	Серые и зеленые песчаники, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, конгломераты	300—1500
	Уинлок	S_2^2	Известняки с фауной уинлока (линзы 0—800 м) среди песчаников	100—300
	Лландовери	S_2^1	Бурые и серые песчаники, туфопесчаники, конгломераты, кислые лавы и туфы Угловое несогласие	свыше 600
Нижний силур (ордовик)	Карадок	S_1^4	Туфогенные песчаники, туфы порфиритов, порфириты	
	Лландейло	S_1^3	—	
	Арениг	S_1^2	—	
	Тремадок	S_1^1	—	
Кембрий	Верхний	Cm_3	—	
	Средний	Cm_2	—	
	Нижний	Cm_1	Яшмы белые, сургучно-красные и др. * Эффузивы (главным образом основного состава) Белые, частично доломитизированные мраморы (по Богданову — протерозой)	300—400
Верхний протерозой		Prz_3	Кварцево-слюдяные сланцы, кварциты, хлоритовые и серицитовые сланцы	1000

* Датировка возраста так наз. уртынджальского комплекса яшмокварцитов и вулкано
По прежним данным А. А. Богданова и других этот комплекс был отнесен к среднему

Табл. 2 *(продолжение)*

...ские зоны ...линская зона				
Успено-Спасский район (по Богданову, Штрейсу и др.)	Мощность	Северо-восточное Прибалхашье (по Вахрамееву, Бубличенко и др.)	Мощность	Индекс возр. и отлож.
Плагиоклазовые и пироксеново-плагиоклазовые порфириты Альбитофиры, рассланцованные порфиры, туфы Туфы, порфириты	400—1500	Шоинтасская свита — зеленые песчаники, алевриты, сланцы с фауной D_1^2 Гравийные песчаники, конгломераты Полимиктовые и туфогенные песчаники (в верхах с фауной D_1)	500—3000 2000	D_1
Угловое несогласие		Граувакковые песчаники и конгломераты	250	S_2^4
Серые и зеленовато-серые глинистые сланцы с прослоями песчаников, конгломератов и известняков с фауной уинлок-лудлов Бурые и серые песчаники с прослоями сланцев и конгломератов Конгломераты	2000—2500	Зеленоватые туфогенные песчаники, алевриты, туфогенные глинистые сланцы, мелкогалечные конгломераты Зеленоватые туфогенные песчаники, алевриты, туфосланцы, известняки с фауной уинтока Базальные конгломераты (местами)	2000—2500	S_2^3 S_2^2
— Угловое несогласие		—		S_2^1
Туфопесчаники, туфы порфиритов Авгитовые и плагиоклазовые порфириты, туфы, туфопесчаники	Свыше 3000	?		S_1^4
—		Кварцевые альбитофиры, туфы, туфогенные песчаники, прослои плагиоклазовых порфиритов, яшм и известняков	1000	S_1^3
—		—		S_1^2
—		—		S_1^1
—		—		Cm_3
—		—		Cm_2
Уртынджальский комплекс: Яшмы белые, красные, желтые, яшмокварциты * Кератофиры, туфы, яшмы, известняки Авгитово-роговообманковые порфириты, мандельштейны, агломератовые туфы, кремнистые туфы —	600 Свыше 700	Яшмы красные, зеленые, серые и белые, яшмокварциты, туфогенные песчаники, туфы, порфириты * Авгитовые и роговообманковые порфириты, спилиты, диабазовые порфириты, туфы, агломераты, прослои яшмокварцитов —	800—1000 До 1500	Cm_1
—		—		Prz_3

генных пород изменена с учетом новых данных Р. А. Борукаева и Н. Г. Марковой.
и нижнему отделам ордовика (S_1)

Возраст отложений			Тектониче			
			Чингиз-Еремень			
			Горы Акбастау и Абралинская мульда (по Марковой и др.)	Мощность	Хр. Чингиз (по Марковой и др.)	Мощность
Нижний девон		D_1	Диабазовые порфириты, плагиоклазовые порфириты, туфы Кремнистые сланцы, яшмы, туффиты	100—200 300—350	—	
Верхний силур	Даунтон	S_3^4	Угловое несогласие —		—	
	Лудлов	S_3^3	Чередование песчаников, глинистых сланцев и конгломератов	800—1000	Зеленые песчаники, грубозернистые песчаники Конгломераты с галькой эффузивов, осадочных пород и основных интрузивных пород	300—500
	Уинлок	S_3^2				
	Лландовери	S_3^1	Плагиоклазовые порфириты, их туфы	2500	Плагиоклазовые порфириты	0—200
Нижний силур (ордовик)	Карадок	S_1^4	Туфопесчаники, туфосланцы с фауной верхов карадока Туфопесчаники, туфы, порфириты. Конгломераты, туфопесчаники, порфириты	Свыше 2000	Туфы, туфопесчаники, мергели с фауной карадока Конгломераты Порфириты пироксеновые и плагиоклазовые Конгломераты	До 3000
	Лландейло	S_1^3	Агглоратовые туфы альбитофиров, туффиты, альбитофиры	2000	Угловое несогласие Туфы альбитофиров, агглоратовые туфы, туффиты, альбитофиры	2000
	Арениг	S_1^2	Порфириты, туффиты, полосатые яшмы	Д 2000	Туффиты и известняки с фауной арениг а Туфы порфиритов, туффиты, туфоконгломераты, альбитофиры	1200—1500
	Тремадок	S_1^1			Пироксеново-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты и их туфы. Конгломерат (100—200 м)	
Кембрий	Верхний	Cm_3	—		Угловое несогласие — Глинистые и кремнистые сланцы с прослоями известняков с фауной среднего кембрия	2000
	Средний	Cm_2	Песчаники с прослоями мраморизованных известняков		Переслаивание мелкогалечных конгломератов, песчаников и известняков	
	Нижний	Cm_1	Угловое несогласие Полосатые, красные и зеленые яшмы, яшмокварциты * —		Угловое несогласие Яшмокварциты Белые кварциты хребта Акчетау (Cm_1 или Prz_3)	
Верхний протерозой		Prz_3	Хлоритовые и серицитовые сланцы		Альбитофировые сланцы Хлоритовые сланцы (метаморфизованные эффузивы и туфы)	600 1500

* Датировка возраста так наз. уртыниджальского комплекса яшмокварцитов и вулканогенных данным А. А. Богданова и других этот комплекс был отнесен к среднему и нижнем

Табл. 2 (*окончание*)

ские зоны				
тавская зона				
Хр. Еременьтау (по Старостиной и др.)	Мощность	Вощекуль-Чидертинский район (по Боркаеву, Марковой, и Штрейсу)	Мощность	Индекс возвр. отлож.
—		Эпироговообманковые и кварцевые порфириты. Плагиоклазовые порфириты Пироксеновые и оливиновые порфириты	800—900	D_1
—		Угловое несогласие		S_2^4
Зеленые и серые песчаники, туфогенные песчаники, конгломераты, туфоконгломераты, линзы известняка с верхнесилурийской фауной	700	Зеленоватые, серые, реже красноватые песчаники полимиктового и граувакового состава. прослои конгломератов, известняков с фауной лудлова Аргиллиты, песчаники, линзы известняков с фауной уинлока	800—1000	S_2^3 S_2^2
— Угловое несогласие		Угловое несогласие Граувакковые песчаники с фауной лландовери, зеленоватые полимиктовые песчаники, порфириты Конгломераты	600	S_2^3
Авгитовые порфириты, мандельштейны, туфы	Свыше 500	Известняки с *Laeptena*, порфириты, яшмы, туфы Порфириты роговообманковые и плагиоклазовые, туфы, аггломераты, туфопесчаники, яшмы	1000 1800	S_2^4
Перерыв или угловое несогласие		Угловое несогласие Туфы туфопесчаники, альбитофиры, яшмы Известняки с фауной лландейло	1400 80	S_1^3
—		Порфириты, кварцевые альбитофиры, яшмы красные, зеленые и черные, песчаники, туфы. Внизу прослои известняков с фауной тремадока — аренига	Свыше 500	S_2^2 S_1^1
— —		Переслаивание мелкозернистых глинистых песчаников, яшмовидных сланцев и известняков с фауной среднего и верхнего кембрия Переслаивание песчаников и конгломератов, порфириты		Cm_3 Cm_2
Полосатые яшмы, яшмокварциты, альбитофиры, плагиоклазовые порфириты * Переслаивание авгитовых и авгитово-оливиновых порфиритов и известняков Кварциты белые, известняки, мраморы, прослои яшм и эффузивов (Cm_1 или Prz_3)	2000 2000	Полосатые яшмы. яшмокварциты, прослои альбитофиров и плагиоклазовых порфиритов * —	Свыше 1000	Cm_2
— Амфиболовые сланцы		Хлоритовые сланцы и амфиболиты		Prz_3

пород изменена с учетом новых данных Р. А. Боркаева и Н. Г. Марковой. По прежним отделам ордовика (S_1).

меньшая, по сравнению с докембрием, степень метаморфизма не позволяют, вопреки мнению А. В. Пейве, опускать уртынджальский комплекс в протерозой, отрывая его от прочих нижнепалеозойских отложений. Повидимому, в основном этот комплекс принадлежит к нижнему кембрию и залегает непосредственно выше «кокчетавской» известняково-кварцитовой свиты (как это видно в хр. Еременьтау, см. Борукаев, 1948) или даже частично соответствует ей по возрасту.

Поскольку в нижнесилурийских отложениях также имеются пачки яшмовидных пород (с меньшей мощностью и с большей примесью глинистого материала), можно думать, что в некоторых районах, как например, на правобережье р. Майдан и в Баянаульском районе, отложения такого типа, отнесенные названными исследователями к уртынджальскому комплексу, действительно принадлежат к ордовику.

В отложениях уртынджальского комплекса почти не встречается обычных терригенных пород. Кремнистые породы нацело состоят из кварца и халцедона, содержат остатки радиолярий и представляют собой результат выпадения кремнекислоты в связи с вулканической деятельностью. Характерные брекчиевидные яшмы совершенно не содержат песчаного материала и, повидимому, представляют собой результат раздробления кремнистых слоев при подводных оползнях, с последующей цементацией обломков таким же кремнистым осадком. Обломочные вулканогенные породы связаны с подводными излияниями спилитов, мандельштейнов и других лав. Все это доказывает, что в описываемое время даже в осевых, сводовых частях антиклинориев, сложенных уртынджальским комплексом, господствовали морские условия. Яшмокварциты уртынджальского комплекса являются аналогом тех кремнистых геосинклинальных отложений, которые Моленграф, Штейнман и Штауб считают глубоководными, частью даже абиссальными образованиями, тесно связанными с офиолитовыми формациями геосинклиналей. Повидимому, антиклинории Центрального Казахстана в начале палеозойской эры представляли собой узкие «подводные хребты» с крутыми склонами, увенчанные рядами вулканов, извергавших лавы базальтового и андезитового типа. Они, несомненно, очень напоминали современные вулканические островные дуги океанических областей.

Отложения среднего кембрия (хр. Чингиз, бассейн рр. Селеты и Чидерты, см. табл. 2) и верхнего кембрия (Бощекульский район) обнаруживают большое сходство во всех районах Центрального Казахстана. Это флишоидные толщи, состоящие в нижней части главным образом из чередования мелкогалечных конгломератов, песчаников, сланцев и известняков, а в верхней части — из чередования глинистых сланцев, глинисто-кремнистых яшмовидных сланцев и известняков. Вулканогенные породы в большинстве этих разрезов отсутствуют. Основные эффузивы появляются лишь в самых верхних горизонтах кембрия, известных в очень немногих местах (район Бес-тюбе на р. Селеты). По западной окраине Кокчетавского массива на р. Шарык выходят немые флишоидные толщи такого же типа, предположительно отнесенные П. Г. Корейшо к среднему и верхнему кембрию.

Повсюду в конгломератах среднего кембрия в изобилии содержится галька кварцитов и яшм, повидимому нижнекембрийских, вместе с галькой верхнепротерозойских хлоритовых сланцев и других пород. Это указывает на перерыв в отложении осадков и на размыв приблизительно на границе нижнего и среднего кембрия. В хр. Каратау доломиты, известняки и кремнисто-глинистые или известково-кремнистые сланцы среднего и верхнего кембрия залегают трансгрессивно на нижнем кембрии, причем к их нижней пачке, отложившейся непосредственно после указанного перерыва, приурочена повышенная фосфатизация пород.

Период опускания и трансгрессии среднего и верхнего кембрия сменился приблизительно на границе кембрия и силура поднятием, местами сопровождавшимся складчатостью. Угловое несогласие между кембрием и нижним силуром хр. Чингиз связано с этой фазой.

За кратковременной регрессией конца кембрия последовала длительная трансгрессия нижнего и среднего ордовика. Отложения нижней половины ордовика представлены главным образом диабазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и туфогенными песчаниками. Встречаются прослои известняков с фауной тремадока (р. Майдан, Бощекульский район) и аренига и пачки яшмовидных красных и черных кремнистых сланцев, содержащих остатки радиолярий. Верхняя часть этого комплекса сложена главным образом альбитофирами и их туфами с прослоями порфиритов и яшм. В прослоях известняка среди этой верхней части комплекса встречается фауна лландейло (рр. Майдан, Чидерты).

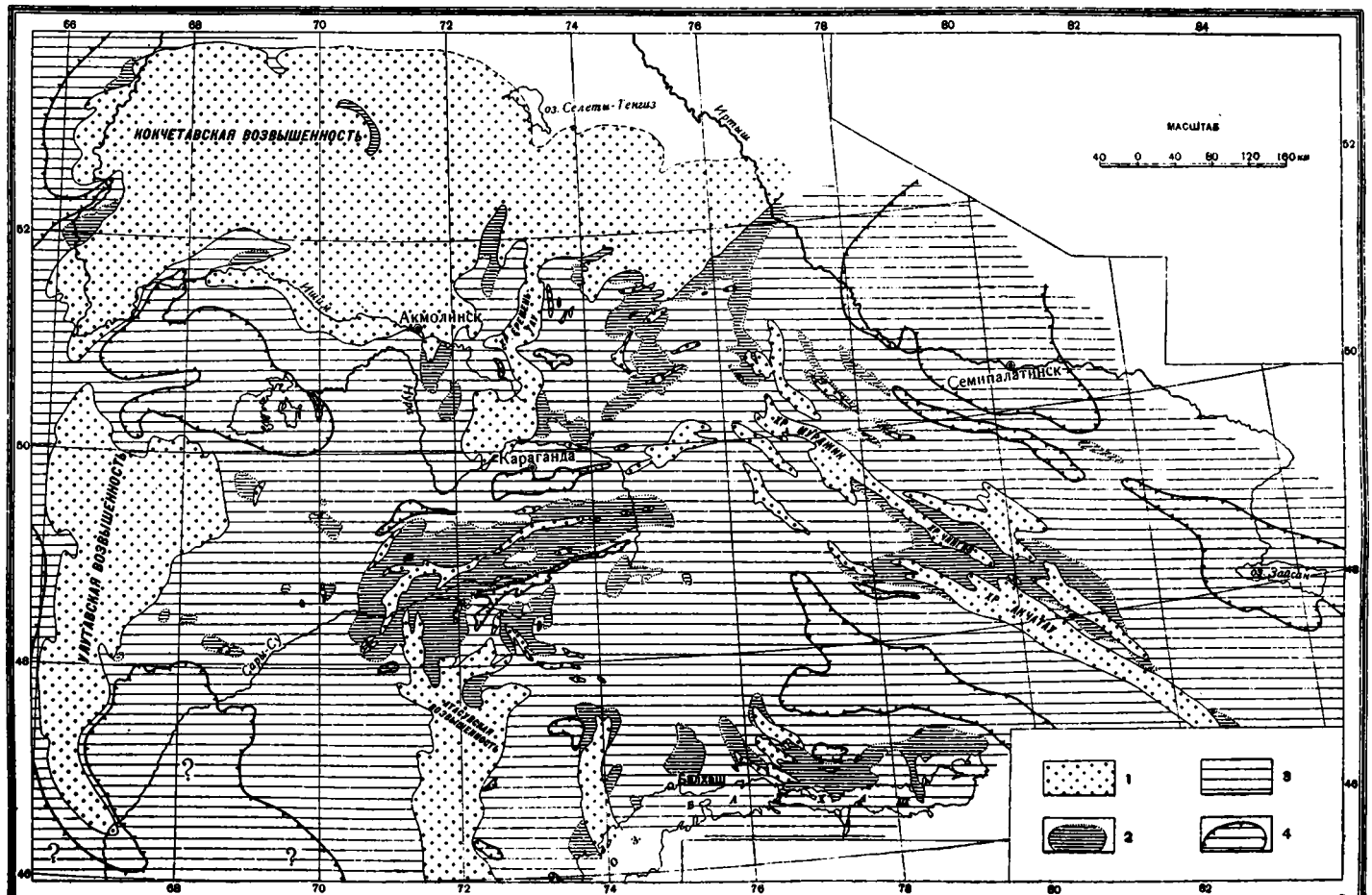
Нижнесилурийский период накопления вулканических и осадочных пород, охватывающий эффузивный цикл от основных до кислых лав, приблизительно перед карадокским веком сменился коротким периодом поднятия. Это поднятие во многих местах отмечено складчатостью и несогласием (наиболее резким в хр. Чингиз), но в ряде пунктов разрез нижнего силура, повидимому, является непрерывным.

Карадокский век (S_1^4) характеризуется на большей части Центрального Казахстана накоплением мощных вулканогенных толщ — туфов, диабазовых, пироксен-плагиоклазовых, плагиоклазовых и роговообманковых порфиритов, мандельштейнов, туффитов и зеленовато-серых песчаников. Эти отложения местами (Майкаин) венчаются свитой граувакковых песчаников, содержащей фауну лландовери и отделенной легким несогласием от нижележащих лептеновых слоев, т. е. самых верхних горизонтов ордовика. Это указывает на небольшие поднятия и размыв на границе нижнего и верхнего силура (таконская фаза).

К нижнему силуру относится внедрение характерной формации ультраосновных и основных интрузий, обычно прорывающей только уртынджальский комплекс, но местами рвущей и вулканогенную толщу среднего ордовика (р. Уленты). Галька этих пород встречена в верхнесилурийских конгломератах. Габбро большей частью представляют собой самостоятельные интрузии или внедряются в качестве более поздней интрузии в змеевиковые массивы (змеевики, перидотиты, пироксениты). Эти основные и ультраосновные интрузии, вместе с основными эффузивами ордовика, образуют офиолитовую формацию каледонской геосинклинали.

В начале верхнего силура Казахстан был охвачен интенсивной складчатостью, на месте «подводных хребтов» возникли ряды довольно крупных островов и полуостровов, которые подвергались интенсивному, глубокому размыву (фиг. 4). Отложения лландовери большей частью отсутствуют, но местами (Майкаин, Чидертинский район) имеются и представлены граувакковыми песчаниками, туфами и порфиритами. Они отделены несогласиями как от самых верхних горизонтов ордовика, так и от типичной для Центрального Казахстана конгломерато-песчано-сланцевой толщи средних ярусов верхнего силура — уинлока и лудлоу. В гальке верхнесилурийских конгломератов повсеместно встречаются разнообразные породы всех более древних свит и, в частности, гальки яшмокварцитов, принесенные со сводовых частей антиклинориев. Со складчатостью и поднятиями начала верхнего силура связано внедрение интрузий гранитов (западное Прибалхашье), диоритов (горы Кант-Чингиз) и гранодиоритов (северная окраина хр. Еременьтау), прорывающих нижний силур и содержащихся в гальке верхнесилурийских конгломератов. Верхнесилурийские отложения отсутствуют почти по всей Кокчетав-Улутавской зоне, а в восточной половине Центрального Казахстана представлены конгломератами,

1 — суша и область распространения прибрежных мелководных морских и континентальных отложений, ныне размытых. Значительная часть суши представляла собой возвышенности, подвергавшиеся интенсивной денудации; *2* — установленная область распространения морских отложений средней части верхнего силура, представленных чередованием песчаников, глинистых сланцев и конгломератов и местами содержащих линзы или рифы известняков с фауной уинлока S_2^2 и лудлоу S_2^3; *3* — предполагаемая область распространения верхнесилурийских морских терригенных отложений (песчаников, глинистых пород, конгломератов); *4* — предполагаемая область распространения терригенных отложений в наиболее глубоких частях верхнесилурийского бассейна.



Фиг. 4. Палеогеографическая карта Центрального Казахстана. Середина верхнесилурийской эпохи (уинлок S_2^2 и лудлоу S_2^3).

песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами и линзами и и рифами известняков, во многих местах содержащими фауну кораллов и брахиопод уинлокского и лудловского ярусов.

Прослеживая резко несогласное залегание верхнесилурийских пород на более древних отложениях, мы видим, что они по направлению к осевым частям антиклиналей переходят на все более и более древние отложения. Это отмечено в хр. Чингиз, в Прибалхашье и в хр. Еременьтау, а также наблюдается в Боровском районе и на р. Селеты. Такое расположение поверхности несогласного залегания доказывает, что уже в нижнем силуре и в начале верхнего силура сформировались крупные, видимые в настоящее время складки нижнего палеозоя, причем дислокации верхнего силура развивались из них по тому же плану. Позднепротерозойские и салаирские (?) движения, так же как и более поздние фазы орогенеза в интервалах $Cm_3 - S_1^1$ (трисильская фаза), $S_1^3 - S_1^4$ (трондьемская фаза), $S_1^4 - S_2^1$ и, особенно, $S_2^1 - S_2^2$ (подфазы таконской складчатости) и в нижнем девоне (эрийская фаза), образуют цикл каледонской складчатости, развивавшейся, в общем, по единому плану и наиболее резко проявившейся в западной половине Центрального Казахстана.

Нижний девон в районе Северо-Балхашской впадины (зеленые глинистые, кремнистые сланцы, туффиты) и в некоторых частях Северного Казахстана (порфириты, туфы) залегает без видимого перерыва на верхнесилурийских отложениях и представлен морскими отложениями и подводными излияниями (см. табл. 3). В Сарысу-Каркаралинской зоне начало девона отмечено кислыми эффузиями, несогласно залегающими на верхнесилурийских песчаниках. В этой зоне и в Северном Казахстане нижнедевонские эффузии трудно отделить от мощного комплекса эффузивных и осадочных образований, принадлежащих к среднему девону. Чрезвычайно пестрый и изменчивый как по мощности, так и по составу, этот комплекс состоит из чередования основных, средних и кислых лав (порфириты пироксеновые и плагиоклазовые, альбитофиры, кварцевые альбитофиры), их туфов, туфогенных песчаников и конгломератов, пестрых песчано-глинистых и кремнистых сланцев и туффитов, красноцветных песчаников и прослоев известняка. Во многих местах, в общем, намечается переход от более основных эффузивов, слагающих нижнюю часть комплекса (D_1), к более кислым эффузивам в верхах разреза (D_2). Мелководные морские и континентальные осадочные отложения и пирокласты фациально замещаются эффузивами; внутри толщи наблюдается множество несогласий.

В западной части Центрального Казахстана и в отдельных прогибах в Северном Казахстане этот комплекс представлен в характерной для каледонских складчатых областей фации «древнего красного песчаника». Это красные, фиолетовые и бурые песчаники и сланцы с остатками растений, пестрые мергели и конгломераты с галькой девонских эффузивов и гранитов.

В Чингизско-Еременьтавской и Сарысу-Каркаралинской зонах особенно характерно мощное развитие эффузивов среднего девона, в значительной мере представляющих собой наземные образования. Северо-Балхашская и Иртышско-Зайсанская зоны отличаются развитием морских отложений среднего и верхнего девона (глинистые сланцы, граувакки, песчаники) и проявлениями эффузивной деятельности в верхнедевонскую эпоху. Такой же разрез верхнего и среднего девона характерен для мульд Кувского района (р. Тундюк, горы Уш-катын).

Отмеченное в ряде пунктов резко несогласное залегание верхнедевонских (D_3^1) или среднедевонских красноцветных песчаников на всех подстилающих отложениях указывает на проявление нижне- и среднедевонской складчатости. Эта складчатость наиболее интенсивно проявилась в западной и в северной частях Центрального Казахстана.

Сопоставление стратиграфических разрезов девона,
(мощность ука

Возраст отложений			Тектониче			
			Ишимская зона		Кокчетав-	
			Район р. Ущ-кара-су (по Андронову, Литвинович)	Мощность	Джевказганский район (по Яговкину и др.)	Мощность
Пермь	Верхняя пермь	P_2	—		—	
	Нижняя пермь	P_1	—		—	
			—		Серые мергели, доломиты с гипсом. Красные песчаники и аргиллиты	800
Карбон	Уральский ярус	C_3	—		Красные песчаники и сланцы, серые песчаники, конгломераты	До 700
	Московский ярус	C_2	Красноцветные песчаники и сланцы	Свыше 700	Серые песчаники, красные песчаники и сланцы, кремнистый сланец	350—400
	Намюрск. ярус	C_1^3	Аргиллиты, песчаники	500—900	лаиание известков и сланцев C_1^3—C_2	500
	Яговск. сл	C_1^2	Песчаники, глинистые сланцы, известняки	130		
	Ишим. сл.		Известковистые песчаники. Известняки	200	Известняки, песчанистые известняки	800
	Касс. сл Русак. сл.	C_1^1	Известняки, известковистые песчаники, сланцы	70	Пестрые глин. сланцы	600
					Известняки	100—500
	Кассин сл.				Кремнистые известняки, песчаники	100—500
Девон	Фаменск. ярус	D_3^2	Перерыв		Серые глинистые известняии Мергели	70—2000
	Франский ярус	D_3^1	Красные и фиолетовые песчаники, конгломераты, сланцы. В песчаниках остатки растений	До 350	Красноцветные песчаники и конгломераты	Свыше 200
	Живетск. ярус	D_2^3				
	Эйфельск. ярус	D_2^1	Красно-фиолетовые конгломераты, порфириты, альбитофиры, туфы	200—600	—	
	Кобленск. ярус	D_1^2	Угловое несогласие (залегают на верхне-силурийских отложениях)		—	
	Жединск. яр.	D_1^1	—		—	

карбона и перми Центрального Казахстана Таблица 3
зана в метрах)

ские зоны						
Улутавская зона				Тенизская зона		Индекс возр. отлож.
Хр. Улутау и горы Арганаты (по Крестовникову и Кузнецову)	Мощность	Селеты-Степняковский район (по Водорезову и Кропоткину)	Мощность	Бассейн Терс-аккан (по Быкову, Сапожникову и др.)	Мощность	
—		—		—		P_3
—		—		Красноцветные и пестрые песчаники и аргиллиты.	400	P_2
				Зеленовато-серые песчаники и сланцы	350	
—		—		Известняки серые, частью доломитизированные, глинистые сланцы	240	
—		—		Красноцветные песчаники и мергели	40	C_3
				Конгломераты	300	
—		—		Красные песчаники	60	C_3
				Перерыв		
—		Пестроцветные песчаники	500	—		C_2^b
		Сланцы с прослоями угля	200	Известняки	200	C_2^b
—		Песчаники, мергели, известняки	150	Сланцы пестроокрашенные	135	
Кремнистые известняки	400	Серые и белые известняки	400	Известняки	200	C_2^1
Кремнистые известняки	400			Мергелистые известняки, глинистые сланцы	200	
Глинистые известняки	35			Перерыв		D_3^2
Серые известняки с фауной сульциферовых и калькаратусовых слоев	До 1600	Глинистые известняки	250	Серые известняки с фауной сульциферовых и калькаратусовых слоев	450	
Песчаники и аргиллиты красноцветные, местами с косой слоистостью	Свыше 000	Красные, серые и фиолетово-бурые песчаники, сланцы, конгломераты, прослои мергелей с остракодами	700—2500	Аркозовые песчаники с растительными остатками	450	D_3^1
Песчаники серые, зеленоватые, фиолетово-серые	350					D_3
Конгломераты с прослоями красноцветных сланцев и песчаников	300	Местами перерыв Альбитофиры	600	Конгломераты	600	D_2^1
Перерыв		Порфириты и альбитофиры	400—2000			D_1^b
Кварцевые порфиры	250	Порфириты				D^2_1

Возраст отложений			Тектониче			
			Карагандинская впадина		Сарысу-Карка-	
			Карагандинско-Спасский район (по Кушеву, Богданову, Медоеву)	Мощность	СЗ Прибалхашье и Сарысу-Моинтский водораздел (по Колотухиной, Меркулову и др.)	Мощность
Пермь	Верхняя пермь	P_2	—		—	
	Нижняя пермь	P_1	—		—	
			—		—	
Карбон	Уральский ярус	C_3	—		—	
	Московский ярус	C_2	—		—	
	Намюрск. ярус	C_1^3	Серые песчаники, пестрые аргиллиты	150	—	
			Песчаники и сланцы, угли	800		
	Яговк. сл.	C_1^2	Песчаники, сланцы, известняки и угли	600	—	
	Ишим. сл.		Песчаники, сланцы, мергели, угли	800	—	
	Русак. сл.	C_1^1	Красно-бурые известняки	80	—	
	Кассин. сл.		Известняки, зеленые сланцы	70	—	
Девон	Фаменск. ярус	D_3^2	Глинистые известняки, сланцы	100	—	
			Серые известняки, глинистые известняки с кремнями. Сланцы, мергели	150	Серые известняки	300—400
	Франский ярус	D_3^1	Несогласие Красноцветные песчаники и конгломераты	До 300	Пестроцветные песчаники Конгломераты	
	Живетск. ярус	D_2^3	Зелено-серые сланцы и песчаники с растительными остатками	1200—1500	Песчаники пестроцветные, альбитофиры, прослои порфиритов	1500—3000
	Эйфельск. ярус	D_2^1	Несогласие Зеленые агломераты, туфы и порфиры	550	Песчаники с прослоями известняков с фауной D_1^3—D_2^1	
	Кобленцк. ярус	D_1^2	Несогласие Альбитофиры и их туфы	1200—1800	Порфиры рассланцованные. Зеленовато-серые песчаники с прослоями сланцев и известняков с фауной D^2_1	До 3000
	Жединск. ярус	D_1^1	Порфириты, туфы и туфопесчаники		Красноцветные песчаники и конгломераты	

ские зоны				
ралинская зона		Северо-Балхашская зона		Индекс возвр. отлож.
Успенская и Кайрактинская мульды (по Колотухиной)	Мощность	Северо-Восточное Прибалхашье (по Сергиевскому, Вахрамееву и др.)	Мощность	
—		—		P_2
—		—		P_1
—		—		
—		—		C_3
—		Туфы альбитофиров и порфиров Конгломераты, песчаники, кварцевые порфиры и порфириты, альбитофиры Известняки, песчаники с фауной C_2. Конгломераты	Свыше 1000	C_2
—		Порфиры, олигоклазовые порфиры, альбитофиры Порфириты и альбитофиры Туфопесчаники, конгломераты	3300	C_T^3
—				
—		Перерыв Порфириты, туфы Конгломераты песчаники и известняки Песчаники, сланцы, известняки, альбитофиры	900 1000	C_1^3 C_1^1
Известняк, туфосланцы	150—200			
Песчаники, туфопесчаники, алевриты, Fe-Mn руды		Кремнистые сланцы, альбитофиры, известняки	Свыше 1500	
Светлосерые известняки Темные известняки	300	Альбитофиры (до 2500 м) Песчаники, известковые песчаники с фауной D_2^2	500 170	D_1^3
Фиолетовые и зелено-серые песчаники и конгломераты	150—200	—		D_2^1
Перерыв Альбитофиры, кварцевые порфиры, туфы, туфопесчаники	200—500	Известняки с мшанками и брахиоподами (фауна) D_1^3—D_2^3	200—500	D_2^2
Плагиоклазовые, пироксено-плагиоклазовые и роговообманковые порфириты	150—200	Айнабулакская свита: кремнистые алевриты, глинистые сланцы, известковистые и туфогенные песчаники с фауной (D_1—D_2^2)	Свыше 3000	D_2^1
Серо-зеленые рассланцованные порфиры, агломераты	До 1500	Шоинтасская свита: зеленые песчаники, алевриты, сланцы с фауной D_1^3 Гравийные песчаники и конгломераты	500—3500	D_1^3
Несогласие Зеленые и серые глинистые сланцы и песчаники	1300	Полимиктовые и туфогенные песчаники (в верхах с фауной D_1)	2000	D_1^1

Возраст отложений			Тектониче			
			Чингиз-Еременьтавская зона			
			Абралинская синклинальная зона (по Доброхотовой и Кочурову)	Мощность	Район р. Уленты и Тениэско-Коржункульская (Сары-Адырская) мульда (по Егорову и Старостиной)	Мощность
Пермь	Верхняя пермь	P_2	—		—	
	Нижняя пермь	P_1	—		—	
			—		Косослоистые песчаники, песчаники, известняки, конгломераты	750
Карбон	Уральский ярус	C_3	—		Угловое несогласие	
	Московский ярус	C_2	—		—	
	Намюрск. ярус	C_1^3	—		Глины, глинистые сланцы, песчаники, угли, известняки	800
	Яговк. сл.	C_1^2	—			
	Ишим. сл.				Серые, коричневые и зеленоватые песчанистые известняки	
	Русак. сл.	C_1^1			Известняки	180
	Кассин. сл.					50
Девон	Фаменск. ярус	D_3^2	Глинистые сланцы, мергели	15	Серые известняки	150—200
			Серые известняки с фауной сульциферовых слоев	2	Серые и битуминозные известняки с фауной калькаратусовых слоев	60
			Белые известняки с фауной калькаратусовых слоев	30		
	Франский ярус	D_3^1	Пестроцветные песчаники с фауной D^1_3 Красные и зелено-бурые конгломераты	80 100	Красноцветные песчаники и конгломераты, зелено-серые конгломераты, прослои туфов и известн.	До 2000
	Живетск. ярус	D_2^3	Перерыв Кварцевые порфиры, альбитофиры, туфы, туфобрекчии	27 5	Перерыв, местами угловое несогласие Песчаники, кремнистые сланцы, известняки, альбитофиры	Свыше 400
	Эйфельск. ярус	D_2^1	Порфириты, их туфы, туфоконгломераты	250	Альбитофиры, кварцевые альбитофиры, кератофиры до 500 м	800—900
			Перерыв Аркозовые песчаники Альбитофиры и их туфы	25 75		
	Кобленцк. ярус	D_1^3	Диабазовые порфириты, туфы, плагиоклазовые порфириты	150	Эпироговообманковые и кварцевые порфириты. Плагиоклазовые порфириты. Пироксеновые и оливиновые порфириты	
	Жединск. ярус	D_1^1	Кремнистые сланцы, яшмы, туффиты	300—350		

ские зоны

Чингиз-Еременьтавская зона				Иртышско-Зайсанская зона		Индекс возвр. отлож.
Бассейн р. Тундюк (по Худякову, Кропоткину и др.)	Мощность	Чунайская и Кадырская мульды (по Кропоткину и Кочурову)	Мощность	Западная Калба (по Муратову, Сократову и др.)	Мощность	
—		—		В районе оз. Зайсан — песчаники, песчано-глинистые сланцы, угли (Кендерлык)	700—1000	P_2
—		—		Несогласие —		P_1
—		—		Туффиты, граувакки, песчаники, глинистые сланцы, угли	400—800	
—		—		Эффузивы кислые и основные туфы	500	C_3
—		—		—		C_2
—		Углистые сланцы, черные глинистые сланцы, мергели	До 150	—		C_1^3
Песчаники, известняки. Порфириты, туфы и туфопесчаники	Свыше 500	Песчаники серые известковистые	До 100	Темносерые глинистые сланцы, песчаники Известковистые сланцы	Свыше 1000	C_1^2
Глинистые известняки, мергелистые сланцы	700—800	Темносерые глинистые известняки	9	Голубые туфопесчаники, сланцы, аггломераты, эффузивы	1600	C_1^1
Известняки		Известняки с кремнями, серые известняки	100	Глинистые сланцы с растительными остатками и с брахиоподами. Конгломераты	1000	
Переслаивание порфиров, порфиритов, туфов и известняков, содержащих фауну D_3		Глинистые известняки	150	Несогласие		D_3^3
		Серые известняки, с фауной сульциферовых слоев	150	Порфириты, туфы, туфопесчаники, сланцы. Порфириты, диабазовые порфириты, спилиты, кератофиры, пестрые яшмы, туфопесчаники, туфы, известняки	1000	
		Известняки, песчаники с фауной калькаратусовых слоев	50		3500	
Красноцветные песчаники с растительными остатками		Красноцветные конгломераты и песчаники Конгломераты, песчаники	250 30			D_3^1
Песчаники, известняки с фауной D_2^2		Перерыв Кварцевые порфиры, альбитофиры, туфы, брекчии	25	Туфы, туфопесчаники, известняки с фауной D_2^2	Свыше 750	D_2^2
Порфиры и порфириты		Плагиоклазовые порфириты. Пироксеново-плагиоклазовые порфириты. Альбитофиры, кварцевые альбитофиры	120 150	Порфириты, известняки с фауной D_2^2—D_2^1, кремнисто-глинистые сланцы, яшмы	3000	D^1_2
		Диабазовые порфириты, туфы, плагиоклазовые порфириты	165	—		D^1_1
		Кремнистые туффиты с прослоями известняков с фауной D_1	125	—		D_2^1

С орогеническими движениями верхнесилурийской и нижнедевонской эпох связано внедрение гранодиоритовых и гранитных интрузий, прорывающих нижнесилурийские, а местами (например, на р. Селеты) и верхнесилурийские отложения и трансгрессивно перекрытых девонскими красноцветными песчаниками или нижнекаменноугольными отложениями. Трансгрессивное налегание девонских песчаников на граниты и гранодиориты уже давно было отмечено И. С. Яговкиным в Кокчетавском районе и в хр. Улутау. Позже это подтверждено нами и А. В. Глазковской для гранитов р. Кедей в бассейне р. Селеты, П. С. Беловым — для гранитов по р. Аша, около Джеламбета, А. С. Красильниковым в отношении гранитов Зерендинского массива, Г. Е. Быковым по р. Терс-аккан, П. Л. Меркуловым и А. Е. Репкиной на Сарысу-Тенизском водоразделе, Е. А. Кузнецовым в горах Арганаты, Д. Г. Сапожниковым и И. А. Островским в хр. Улутау и В. Н. Крестовниковым по логу Нарсай в западной части гор Эскулы, к северо-западу от Джезказгана. Такой же возраст установлен для гранодиоритов гор Кант-Чингиз в хр. Чингиз.

Трансгрессивное налегание нижнекаменноугольных отложений на граниты отмечено в Северном Казахстане между поселком Сталинским и Бестюбе (Р. Э. Квятковский), затем у пос. Яблоновки (Г. Л. Кушев), в верховьях р. Аша к западу от Джеламбета, в окрестностях Акмолинска и ж.-д. ст. Танкерыс (Н. Н. Костенко), в урочище Джар-каин-агач и у пос. Савинковки и Державинки на Ишиме (Е. А. Кузнецов), в местности Баксы на Ишиме (Г. Р. Ямпольский), по р. Мухор на Ишиме и в других местах.

Все эти данные с несомненностью доказывают широкое распространение каледонских кислых интрузий в северной и западной частях Центрального Казахстана. Таким образом, поднятия в верхнем силуре и в начале и середине девона ознаменовались не только эффузиями, но и мощной интрузивной деятельностью.

Конец девона — фаменский век характеризуется отложением известняковых и известково-глинистых осадков в значительной части Сарысу-Каркаралинской и Чингизско-Еременьтавской зон и в южной части Кокчетав-Улутавской зоны, по окраине Тенизской впадины и в Северо-Балхашском прогибе. Это — время относительного тектонического покоя, прекращения вулканической деятельности и, возможно, общего опускания и выравнивания страны. Исключение составляют Иртышско-Зайсанская и Северо-Балхашская зоны, где в конце девона имела место интенсивная вулканическая деятельность. На границе девона и карбона во многих местах происходят поднятия, отмеченные размывом, перерывом в отложении осадков (в Прибалхашье, в Кокчетавском районе) или появлением терригенного материала в слоях этрень.

Движения повторяются в ослабленной форме между нижним и верхним турне (Прибалхашье, Успенский район) и сопровождаются кислыми эффузиями. Это, повидимому, подфазы бретонской фазы орогенеза. В визейский век по всему Казахстану продолжается прогибание впадин, начавшееся в конце турне. Турнейские и нижневизейские отложения представлены главным образом известковыми и песчано-глинистыми отложениями, достигающими значительной мощности в Карагандинской, Чу-Сарысуйской и Тенизской впадинах.

Таким образом, фаменский век и век турне и нижнего визе — это период, когда в консолидированных каледонской складчатостью частях Казахстана, т. е. в Кокчетав-Улутавской, Чингизско-Еременьтавской и Сарысу-Каркаралинской зонах, отлагались преимущественно известняковые породы с фауной мелкого моря, очень сходные с типичными известняковыми фациями платформ. В это же время в интрагеосинклиналях Северо-Балхашской и Иртышско-Зайсанской зон накапливались гораздо более мощные толщи настоящих геосинклинальных отложений, представлен-

ных главным образом в терригенных и вулканогенных фациях. Основные лавы девона (сопровождаемые пачками яшм) и нижнего карбона и ультраосновные интрузии нижнекаменноугольного периода составляют в Иртышско-Зайсанской зоне офиолитовую формацию герцинской геосинклинали, во многом напоминающую нижнесилурийскую офиолитовую формацию каледонид. В Северо-Балхашской зоне нижний карбон представлен главным образом эффузивами, преимущественно кислыми в турне и основными в визе.

В середине или в конце визейского века отложение известняков почти везде прекратилось и сменилось накоплением песчано-глинистого материала. Резкие тектонические движения визейского века дифференцировали рельеф Казахстана, и во впадины, заполнявшиеся этими отложениями, начал в изобилии поступать сравнительно грубый материал за счет размыва нижнепалеозойских и девонских пород тех складчатых массивов, которые разделяли эти впадины.

Интересно отметить, что ритм тектонического развития различных впадин — Карагандинской, Яблоновской, Экибастузской и других — был настолько сходен, что разрез нижнекаменноугольных толщ обнаруживает в них очень много общего. Это привело Б. Л. Афанасьева и А. И. Егорова к представлению о едином угленосном бассейне, охватывавшем почти всю среднюю и северо-восточную части Центрального Казахстана.

Тектонические движения конца визе прекрасно выражены в Прибалхашье. В это время Северо-Балхашская впадина, повидимому, впервые была осушена по всей территории. Кислые эффузивы, терригенные и известковые осадки с фауной среднего карбона залегают здесь резко несогласно на размытой поверхности нижнекаменноугольных отложений. Тем самым устанавливаются орогенические движения судетской фазы. Местами они сопровождались небольшими гранитными интрузиями. В Чу-Сарысуйской (Джезказган) и в Тенизской впадинах естественным продолжением нижнекаменноугольных отложений являются осадки континентального типа, пестрые песчаники, песчанистые и глинистые сланцы, известняки, мергели, красноцветные глины и конгломераты, принадлежащие к среднему и верхнему карбону и к нижней перми. В Сарыадырской впадине (Северный Казахстан) известны континентальные песчано-глинистые осадки нижнепермского возраста. В юго-восточной части Иртышско-Зайсанской зоны в нижнепермскую эпоху отлагались континентальные угленосные толщи, а ближе к озеру Зайсан — морские осадки.[1] Мощное осадконакопление, но уже континентального типа, продолжалось здесь местами и в верхней перми. Таким образом, конец карбона и начало перми отмечены нисходящими движениями и накоплением осадков во впадинах Чу-Сарысуйской, Тенизской, Карагандинской, Северо-Балхашской, Иртышско-Зайсанской и в более мелких прогибах среди других тектонических зон Казахстана. Движения, замкнувшие эти последние остатки геосинклинали, следует датировать, вероятно, концом перми (пфальцская фаза). Эти движения отмечены внедрением крупнейших гранитных интрузий во всей восточной половине Центрального Казахстана. В Прибалхашье (в Саякской мульде) они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего карбона, в Сарыадырской мульде (гора Малый Койтас) — нижнепермские осадки. Во многих местах (гора Мурзатай близ ж.-д.

---

[1] Значительная часть отложений, отнесенных Г. И. Сократовым к нижней перми, в бассейне р. Чар и в Кокпектинском районе, имеет нижнекаменноугольный возраст. Среди этих отложений М. В. Муратовым и В. И. Славиным найден *Spirifer tornacensis*. А. М. Симорин указывает, что флора и фауна, собранные Сократовым в нижних двух свитах описанного им разреза, встречаются в нижнекаменноугольных отложениях Карагандинского бассейна (Е. Д. Шлыгин, Н. Л. Бубличенко, А. М. Симорин и А. Л. Яншин, 1945).

ст. Нельды, Каркаралинский район, северо-западное Прибалхашье, Абралинский и Арчалинский массивы в Чингизской зоне, массив горы Коконь, крупные интрузивы Калбинского хребта) граниты прорывают толщу нижнекаменноугольных и верхнедевонских осадков. В горах Бугалы и Беркуты (100 км к югу от Караганды) видно, что граниты трансгрессивно покрываются конгломератами и кислыми верхнепалеозойскими эффузивами.

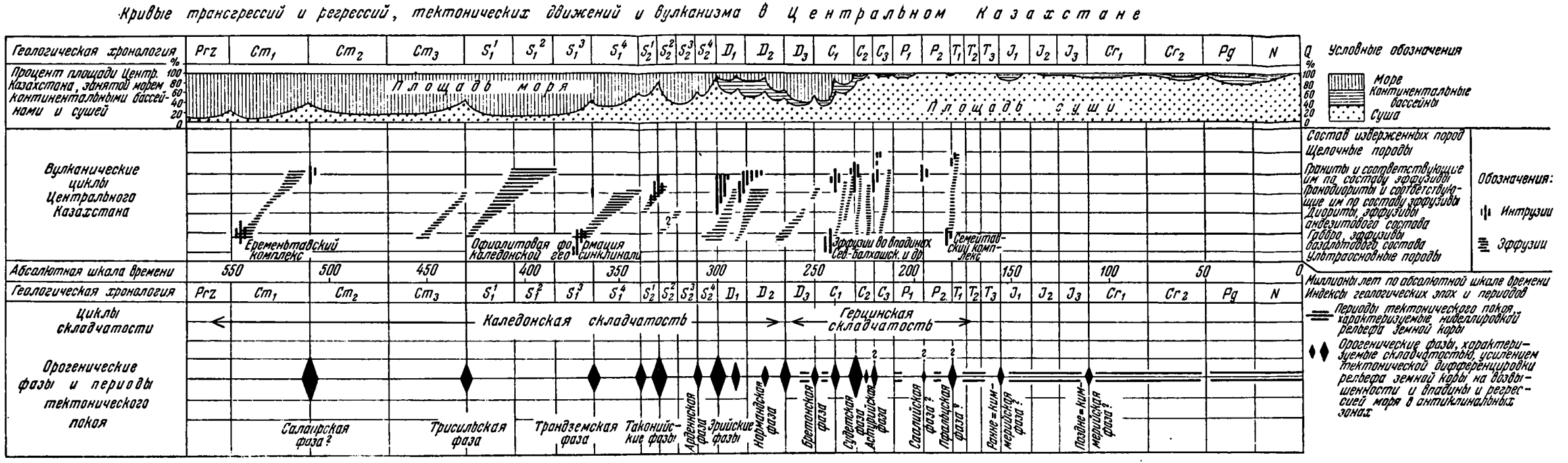
Основные, кислые и щелочные эффузивы гор Семейтау в Семипалатинском Прииртышье принадлежат, возможно, к концу перми.

В мезозойскую эру вся область Центрального Казахстана вступает как платформенная зона, реагировавшая на позднейшие тектонические движения спокойными колебаниями эпейрогенического типа. Впадины, унаследованные от палеозойской структуры, заполнялись главным образом континентальными мезозойскими отложениями (Караганда, Майкюбенский бассейн, Тенизская впадина, р. Нижний Бурлук). Верхнемеловое море оставило свои осадки в Тургайской низменности (северные Мугоджары, Верхнетобольский район), у окраины Центрально-Казахстанского палеозойского массива (в 40 км от края массива верхний мел известен в скважине ж.-д. ст. Киялы в 100 км севернее Кокчетава) и в Тенизской впадине в 32 км от Акмолинска (А. Е. Егоров, 1941; Я. М. Фейгин). Постумные мезозойские движения создали в мезозойских отложениях пологие складки (например, к югу от озера Тениз) и разрывы (р. Нижний Бурлук) и местами сопровождались излиянием базальтовых лав (П. Л. Меркулов, 1936). Тенденция к прогибанию сохранилась в Тенизской и других впадинах до кайнозоя.

Таким образом, в той части Урало-Алтайской геосинклинальной области, которую охватывает территория Центрального Казахстана, превращение в платформу началось в центральной части геосинклинальной области и произошло в результате каледонской и герцинской складчатостей, сливающихся в единый цикл. Благодаря каледонской складчатости Кокчетав-Улутавская зона и часть западного Прибалхашья приобрели характер более стабильных участков земной коры. Цепь впадин — Северо-Балхашской, Карагандинской, Тенизской — намечает поперечный прогиб, в среднем палеозое захвативший отчасти и эти консолидированные зоны. В дальнейшем на тех участках древних зон, которые испытали погружение в среднем палеозое, возникла пологая складчатость, в одних случаях, дискордантная по отношению к каледонским структурам (линейно-вытянутые складки Сарысу-Тенизского водораздела, наложенные мульды окраины Кокчетавского массива), в других же — конкордантная, приспособляющаяся к формам дизъюнктивной тектоники каледонского цикла (Улутау-Джезказганский район).

Во время герцинской складчатости каледониды Чингизско-Еременьтавской и Сарысу-Каркаралинской зон уже представляли собой зародыши платформы. Стабильные, консолидированные участки, какими в это время являлись сводовые части антиклинориев, в дальнейшем разрастались все более и более, по мере миграции складчатости от антиклинориев в сторону синклинальных впадин. Наиболее мобильными оставались впадины Иртышско-Зайсанская, Северо-Балхашская, Чу-Сарысуйская, Тенизская, Карагандинская и Ишимская, в которых накопились мощные толщи верхнепалеозойских отложений. Последние фазы герцинской складчатости захватили, наконец, и эти зоны. Вся область Центрального Казахстана приобрела стабильность, свойственную платформам, и лишь в некоторых унаследованных прогибах в мезозое еще проявлялись слабые пликативные и разрывные дислокации постумного характера и вплоть до кайнозоя сохранялась тенденция к погружению.

По мере превращения Урало-Алтайской геосинклинальной области в платформу, геосинклинальные условия (подвижность, накопление



Фиг. 5. Кривые трансгрессий и регрессий, тектонических движений и вулканизма в Центральном Казахстане.

мощных толщ морских осадков, эффузивы) как бы оттеснялись постепенно к периферии и в узкие пояса между антиклинориями и массивами. Такими эпигонами прежде обширной геосинклинали, подобно «артинской зоне» краевого прогиба на западном склоне Урала, являются Северо-Балхашская впадина и Иртышско-Зайсанская зона в восточной части Урало-Алтайской геосинклинальной области.

Кривые, изображенные на фиг. 6, показывают фазы складчатости и вулканизма, периоды трансгрессий и регрессий на территории Центрального Казахстана. На примере Казахстана можно видеть, как в результате складчатости и чередующихся трансгрессий и регрессий постепенно расширяется площадь суши. Над уровнем моря поднимаются сначала цепи вулканов и складчатые горные массивы, а затем и вся страна как бы всплывает из морских вод. Этот нормальный, обычный для большинства геосинклиналей, ход геологического развития характеризуется, в общем, преобладанием регрессии моря. В Казахстане он нарушился в течение среднего и верхнего девона и нижнего карбона погружением обширных площадей в результате выравнивания страны и опускания под уровень моря окраин протерозойско-каледонских складчатых массивов. Такой тип развития, в противоположность вышеописанному, можно назвать трансгрессивным типом геологического развития. Проникновение девонского и нижнекаменноугольного моря отчасти было связано с разломами, рассекавшими окраины Кокчетав-Улутавской зоны. Отложения этой эпиконтинентальной трансгрессии представлены в фациях, близких к фациям платформ (красные песчаники девона, брахиоподовые и мшанковые известняки нижнего карбона), в противоположность типичным геосинклинальным терригенным и вулканогенным отложениям Иртышско-Зайсанской и Северо-Балшахской зон. При нормальном типе развития складчатой области складчатость имеет унаследованный и конкордантный характер, тогда как в областях трансгрессивного развития нередко наблюдаются наложенные структуры, дискордантная «поперечная» складчатость (Сарысу-Тенизский водораздел) и возрастает роль дизъюнктивных дислокаций (фиг. 1, 3).

Превращение геосинклинали в платформу происходило неравномерно во времени, в том смысле, что режим, близкий к платформенному, временно устанавливался на обширной площади тогда, когда она еще не потеряла свою мобильность, и, с другой стороны, постумные орогенические движения возобновлялись после превращения Казахстана в платформу. Как уже указывалось, «псевдоплатформенный» режим с очень незначительной дифференцировкой рельефа и однообразными фациями как во впадинах (Карагандинской, Тенизской и др.), так и на склонах сводовых поднятий установился в конце девона и в начале карбона на обширной территории Казахстана. Однако уже в середине визейского века такой режим был нарушен резкими тектоническими движениями, вновь дифференцировавшими рельеф Казахстана на мобильные впадины и поднятые глыбы расположенных между ними складчатых массивов.

Вулканическая деятельность в пределах Центрального Казахстана (фиг. 5) характеризуется многократной сменой основных и кислых эффузий и интрузий. В самых общих чертах намечается, во-первых, ослабление вулканической деятельности по мере превращения складчатых зон в консолидированные, стабильные участки земной коры и, во-вторых, преобладание основного вулканизма на ранней стадии развития геосинклинали и кислого, а под конец и щелочного вулканизма на более поздних стадиях развития. Так, в каледонидах Казахстана время образования офиолитовой формации ультраосновных и основных интрузий и основных эффузивов падает на нижний силур (причем значительные излияния основных лав отмечаются уже в нижнем кембрии, а часть змеевиковых массивов

Северного Казахстана, повидимому, принадлежит к протерозою), тогда как максимальное развитие кислых интрузий относится к концу нижнего силура и началу девона.

В герцинской геосинклинали Иртышско-Зайсанской зоны офиолитовая формация имеет возраст нижнекаменноугольный (гипербазиты, основные эффузивы) и верхнедевонский (эффузивы), тогда как крупные тела гранитов относятся к карбону или к перми. Щелочные породы Ишима и Семипалатинской области связаны, видимо, с герцинским интрузивным циклом.

Трансгрессии, которыми начинается седиментация вслед за орогенической фазой, обычно сопровождаются «посторогенными» основными эффузиями (Cm_1, S_1^1, S_2^1, D_1, C_1), а с приближением к следующей орогенической фазе появляются кислые лавы — альбитофиры, кварцевые порфиры (Cm_1, S_1^3, D_2, C_1, C_3 — P_1) типа «предорогенных» эффузий. В каждом более изученном районе Казахстана обнаруживается, что возраст крупных кислых интрузий (гранитов, гранодиоритов) близок к возрасту наиболее интенсивной складчатости соответствующего района. Таким образом, интрузии с большой долей вероятия можно считать синорогенными. Гипабиссальные мелкие интрузии и дайки, сопровождающие такие крупные массивы, обычно оказываются немного более поздними представителями того же цикла (например, в южной части Карагандинской области, на р. Ишим у пос. Дальнего, на р. Селеты и в других местах).

Тектоническая схема (фиг. 3) и упомянутые кривые (фиг. 5) отчетливо иллюстрируют контрастный, переменный, синхронный и унаследованный (в случае нормального развития) характер тектонических процессов. Их контрастный характер выражается в том, что быстро прогибающиеся синклинальные зоны располагаются рядом и в связи с соседними антиклинальными структурами, испытывающими поднятие в то самое время, когда в синклиналях накапливаются мощные толщи отложений. Так, например, узкие герцинские синклинали (№ *67*, *70*, *92*, *109*, *115*, *116* на фиг. 3) группируются вдоль антиклинориев Сарысу-Каркаралинской и Чингизско-Еременьтавской зон наподобие предгорных прогибов. Плоские наложенные мульды (№ *11*, *13*, *14*, *15*, *16*, *17* на фиг. 3), как уже указывалось, образуют кайму опускания вокруг Кокчетавского массива, испытывавшего сводовое поднятие.

Переменный характер колебательных движений выражается в чередовании трансгрессий и регрессий и в многократности вулканических циклов (фиг. 5, табл. 1, 2, 3), а синхронный характер колебательных движений и складчатости вытекает из совпадения фаз диастрофизма, устанавливаемых по различным разрезам в удаленных друг от друга районах Казахстана, а также из тождественности этих фаз с известными тектоническими фазами каледонских и герцинских геосинклиналей Европы и других материков.

Унаследованное развитие складчатых структур на большей части территории Казахстана достаточно аргументировано как прилагаемыми структурными картами, так и отдельными примерами, приведенными в статьях Н. С. Шатского (1938) и других исследователей. Этот унаследованный характер развития выступает особенно резко, если обратиться к методу изопахит и попытаться определить глубину залегания докембрийского фундамента. Из кривых вертикального движения материальной точки, построенных путем простого суммирования мощностей, мощность палеозойских отложений и глубина залегания докембрийского фундамента определяются в северо-восточном Прибалхашье[1] в 30 000—35 000 м, в Иртышско-

[1] Суммарная мощность подсчитана по мощностям отдельных свит, приведенным В. М. Сергиевским в главе III тома XX «Геологии СССР» под редакцией Н. Г. Кассина (1941). По Н. Л. Бубличенко (1945), суммарная мощность силурийских, девонских и каменноугольных отложений достигает здесь 9—10.5 км.

Зайсанской, Карагандинской впадинах и в синклинальных зонах верховьев р. Селеты, среднего течения р. Тундюк и др.— около 12 000—15 000 м, на крыльях Чингизского антиклинория и по окраине Сарысуйской впадины (Джезказганский район) — более 8000 м, тогда как во внутренних частях хребтов Улутау, Еременьтау, Акчетау и на Кокчетавском поднятии — от нуля до 2000 м. Однако этот метод, повидимому, дает слишком большие цифры суммарных мощностей. Но если даже их уменьшить вдвое, все же получится амплитуда от 6 до 15 км для колебаний уровня поверхности докембрия. Наметившиеся еще в протерозое и разраставшиеся в палеозое геоантиклинали Кокчетав-Улутавской, Сарысу-Каркаралинской и Чингизско-Еременьтавской зон характеризуются высоким положением уровня докембрийского фундамента, тогда как в интрагеосинклиналях Иртышско-Зайсанской, Северо-Балхашской, Ишимской, Чу-Сарысуйской, Карагандинской, Тенизской впадин и в некоторых синклинальных зонах меньшего размера, разделяющих каледонские антиклинории, докембрийский фундамент опущен не менее, чем на 6—15 км.

Типичные черты строения Центрального Казахстана иллюстрированы многочисленными профилями и разрезами, которые опубликованы В. Ф. Беспаловым, А. А. Богдановым, Н. С. Зайцевым, Н. Г. Кассиным, Н. Г. Марковой, З. М. Старостиной, П. Н. Кропоткиным и другими геологами в уже упомянутых изданиях. При изучении этих профилей бросается в глаза закономерное изменение степени крутизны и сложности складок при движении от оси антиклинориев к центру расположенных между ними синклинальных зон. Крутизна складок выражается, в частности, средней величиной углов падения, которая определяется как среднее арифметическое из многочисленных замеров, сделанных в той или иной свите. Степень крутизны и сложности обычно возрастает, если двигаться от синклинальной зоны к антиклинорию или переходить от высоких к глубоким горизонтам разреза. На профилях видно также возрастание полноты разреза по мере перехода от геоантиклинальных зон к геосинклинальным. Для сводовых частей геоантиклиналей Центрального Казахстана характерно либо окончательное удаление моря после каледонской складчатости, либо длительный перерыв в отложении осадков, охватывающий весь период от нижнего силура до начала карбона. Наоборот, в интрагеосинклиналях, унаследованных от нижнепалеозойской эры, появляются отсутствующие на крыльях антиклинориев морские отложения нижнего девона (причем разрез S_2 — D_1 здесь, повидимому, непрерывен) и среднего девона (Иртышско-Зайсанская, Северо-Балхашская зоны), морские горизонты верхневизейского и среднекаменноугольного времени и, наконец, морские и лагунно-континентальные осадки верхнего карбона — нижней перми (район оз. Зайсан, Тенизской и Чу-Сарысуйской впадин). Таким образом, в центральных частях Иртышско-Зайсанской, Северо-Балхашской, Ишимской, Карагандинской, Тенизской и Чу-Сарысуйской зон можно предполагать почти непрерывный разрез палеозойских отложений от кембрия до среднего карбона или нижней перми.

Сопоставляя современную картину распространения отложений с палеогеографическими картами соответствующего периода, можно убедиться на примере Казахстана, что доступные нашему изучению части свит, расположенные в настоящее время у дневной поверхности, представляет собой мелководные отложения окраины бассейнов, тогда как более глубоководные отложения внутренней части бассейнов, соответствующие им по возрасту, остаются недоступными для изучения, будучи скрыты под покровом более молодых отложений в синклинальных зонах. Это обстоятельство — источник систематических ошибок, на почве которых и создалось распространенное у большинства литологов и у некоторых тектонистов ложное представление об исключительном преобладании мелководных

образований среди как эпиконтинентальных, так и геосинклинальных отложений. Такое представление — результат естественной неполноты наших знаний. Оно вполне справедливо лишь для тех отложений, которые заполняют мелкие остаточные впадины на последних стадиях развития геосинклинали или краевого прогиба. Таковы, например, угленосные толщи намюра и пестроцветные лагунно-континентальные отложения девона и пермокарбона в Центральном Казахстане. Напротив, для отложений ранней стадии развития геосинклинали (кремнистые осадки с радиоляриями, тонкослоистые известняки, спилиты, подводные основные лавы и их туфы), почти лишенных обычного терригенного материала, нужно предполагать образование на значительной глубине. В Казахстане, как уже указывалось, такие породы отлагались в начале палеозойской эры даже на геоантиклиналях, тогда как в расположенных между ними геосинклиналях, вероятно, происходила седиментация абиссальных отложений. Мы знаем, что в современных геосинклиналях (Антильские о-ва, Зондский архипелаг и др.) такие фации, как конгломераты и песчаники, отлагаются местами на глубине 500—2000 м, а кремнистые осадки с примесью тонко отсортированного терригенного материала — до глубин в 5000 м.

Фациальные изменения в мелководных и континентальных девонских отложениях Казахстана изучались С. Е. Колотухиной в Прибалхашье и З. М. Старостиной на восточном склоне Еременьтау. Это изучение показало, что существует постепенный переход от континентальных отложений, связанных с наземными кислыми эффузиями и характерных для антиклинальных зон, к более тонко отсортированным терригенным, вулканогенным и карбонатным отложениям (известняки с морской и озерной фауной)— в синклинальных зонах.

Заканчивая на этом наш обзор геологического строения складчатого фундамента Центрального Казахстана, следует сказать несколько слов относительно связи тектонических структур с гравиметрическими аномалиями, освещающими глубинное строение складчатой области. В редукции Буге обнаруживаются на общем фоне аномалий, близких к нулю (от —20 мгл до +20 мгл), небольшие, но достаточно отчетливые отрицательные аномалии силы тяжести (до —50 мгл) в области свода Кокчетавского поднятия и в хр. Чингиз. Это указывает на существование так называемых «подкоровых компенсационных выступов» или «корней гор» под длительно воздымавшимися геоантиклиналями палеозойской структуры.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. 1937.

Борукаев Р. А. К стратиграфии нижнего полеозоя Северо-Восточного Казахстана. Изв. Акад. наук Казах. ССР, сер. геол., 1948, вып. 9.

Бубличенко Н. Л. К стратиграфии палеозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, № 3.

Вахрамеев В. А. Нижнекаменноугольная вулканогенная провинция Прибалхашья и северных дуг Тянь-Шаня. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., 1945, *20*, № 1—2.

Егоров А. И. Морской верхний мел у Акмолинска (Северный Казахстан). Докл. Акад. Наук СССР, 1941, **33**, № 4.

Заварицкий А. Н. Краткий геологический очерк Ишимского комплекса щелочных горных пород. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1938, № 4.

Кассин Н. Г. 1. Вулканизм Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, **4**, № 9.

Кассин Н. Г. 2. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, **4**, № 5.

Кассин Н. Г. и др. Восточный Казахстан. Геология Советского Союза, т. **20**, 1941.

Коптев-Дворников В. С. История вулканизма Центрального Казахстана. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.

Медоев Г. Ц. Итоги изучения тектоники Казахстана за 25 лет. Изв. Казах. фил. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, вып. 6—7.
Меркулов П. Л. К вопросу о киммерийской складчатости в северо-восточном Казахстане. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1936, № 1.
Нехорошев В. П. Зайсанская синклиналь. Пробл. сов. геол., 1934, № 1.
Сергиев Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 4.
Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
Шатский Н. С., Маркова Н. Г., Богданов А. А., Кочуров В. Б., Старостина З. М., Сапожников Д. Г., Кропоткин П. Н. Тектоника Центрального Казахстана, Тектоника СССР, т. I. Изд. Акад. Наук, 1948.
Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части Северо-Восточного Казахстана (Кокчетавский и Атбасарский районы). Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 2.
Шлыгин Е. Д., Бубличенко Н. Л., Симорин А. М. и Яншин А. Л. Итоги изучения стратиграфии к 25-летию Казахстана. Изв. Казах. фил. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, вып. 6—7.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 108. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 36). 1950

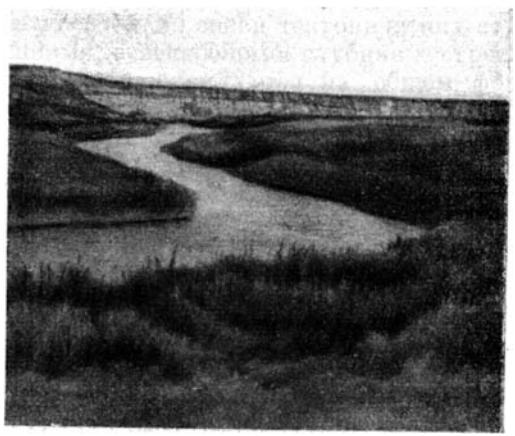
Гл. редактор чл.-корр. АН СССР *Н. С. Шатский* Отв. редактор *А. Л. Яншин*

Н. С. ЗАЙЦЕВ и Б. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУРГАЙСКОЙ ВПАДИНЫ

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о мезо-кайнозойском Тургайском проливе до настоящего времени остается одним из самых неясных в геологической истории Центрального Казахстана. Для выяснения этой проблемы нами были в 1936 и 1937 гг. проведены обширные исследования в Тургайском проливе. В работах участвовали Б. А. Петрушевский (начальник отряда), Н. С. Зайцев (геолог), Ф. П. Харлов (прораб) и Г. А. Фалькенгоф (коллектор). На месте работ мы нанимали 3—4 рабочих-казахов. Из них надо отметить работавших оба года 60-летнего проводника Рахмета Джапаспаева и переводчика Тюлюбая Джусупова.



Фиг. 1. Р. Джиланчик в среднем течении.

За два года исследований были посещены все наиболее интересные разрезы, приуроченные к столовым останцам или береговым обрывам.

Изученная территория расположена в следующих границах: на востоке — западная и южная окраины палеозойского массива и р. Сары-су почти от 48° с. ш. до устья; на юге — древняя долина низовий рр. Сары-су и Чу и линия Ташкентской ж. д. от Кзыл-орды до Джусалов; на западе — приблизительно 64 меридиан (от Гринича) от южной границы до 47 параллели, а затем отсюда — прямая линия, идущая к юго-западному углу Челкартенизского плато: на севере — северная окраина этого плато и р. Джиланчик от устья до истоков (фиг. 1). В Приаральских Кара-кумах мы сомкнулись со съемкой, проводившейся здесь в 1931 — 1932 гг. Б. А. Петрушевским.

Геологическое строение описываемой области не отличается большой сложностью, но довольно трудно поддается расшифровке из-за крайнего петрографического сходства развитых здесь толщ и почти полного отсутствия в них органических остатков. Именно эти две причины повели к многочисленным ошибкам в установлении возраста пород и как следствие — в определении характера структур района. Работая на изолированных участках, наши предшественники не в состоянии были связать наблюдения в одно целое; из-за этого одной и той же толще нередко ими присваивался различный возраст.

В настоящей статье наиболее подробно освещена стратиграфия района; довольно детально описана также история исследования района. Остальные главы изложены более схематично.

Излагаемые ниже сведения в большей своей части являются новыми для данного района. В связи с Отечественной войной публикация настоящей работы сильно задержалась. Однако она не потеряла своего интереса и до настоящего времени, поскольку за истекшие годы новые геологические исследования проводились только в северной части рассматриваемой области.

Данные этих исследований нами здесь учтены; они не вносят принципиальных изменений в наши представления о геологическом строении района, сложившиеся у нас более десяти лет тому назад.

Кроме того, опубликование настоящей работы представляет особый интерес и потому, что сводная геологическая карта для всей этой обширной территории публикуется впервые. Часть геологической карты, находящаяся по левобережью низовий р. Сары-су, в работе не рассматривается и дана только для лучшего уяснения геологии и структуры южной части Тургайской впадины.

Мы должны отметить любезность А. К. Алексеева, О. С. Вялова, Н. Г. Кассина, А. Н. Криштофовича, В. В. Меннера, Т. А. Мордвилко, К. И. Сатпаева, Н. С. Шатского, Д. И. Яковлева, А. Л. Яншина, нередко помогавших нам советами, указаниями, определением фауны и флоры и т. д. Особо мы должны с благодарностью отметить постоянную помощь нашего ближайшего товарища по экспедициям и по камеральной обработке — Ф. П. Харлова.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

В истории исследования Тургайских степей можно наметить три этапа: первый, обнимающий работы конца прошлого и начала нынешнего века; второй, отвечающий времени работы Отдела земельных улучшений, т. е. 1910—1915 гг., и, наконец, третий — с 1917 г. и доныне.

Первый этап представляет сейчас лишь исторический интерес. Так, укажем, что на Джиланчике еще в середине XIX в. работал Антипов; позднее Геер (Abich u. Heer, 1858) определил из сборов Антипова 11 видов растений, среди которых 10 были известны в Западной Европе как характеризующие аквитанские слои, а один оказался новым. Значительно позже эта флора критически просматривалась рядом авторов (Борсук, 1935; Криштофович и Палибин, 1915; Криштофович, 1930_1).

В 70-х и 80-х годах через Тургайские степи неоднократно проезжали геологи, но наблюдения здесь вели обычно лишь попутно, вследствие чего сообщаемые ими данные отличаются крайней отрывочностью. Обзор произведенных за это время работ можно найти у Н. Г. Кассина (1913, $1914_{1,2}$).

Однако некоторые из работ этого периода сохранили свое значение до сих пор. Большой тракт из Иргиза в Казалинск никем позднее

Г. Д. Романовского (1878—1890) и И. В. Мушкетова (1886) не описывался; оба автора приводят отсюда обильную палеогеновую (частью и верхнемеловую) фауну. Несравненно больший интерес имеют работы Яковлева (1880) и Г. П. Гельмерсена (1879), отмечающих нахождение в Приаральских Кара-кумах меловых отложений с белемнителлами (Яковлев принял их за триас-юрские). Некоторые из указанных в статье пунктов никем не посещались до 1938 г., и до самого последнего времени эти работы являлись единственными, позволявшими догадываться о строении Приаральских Кара-кумов.[1] Тем более странно, что в последующих сводках, а также на геологических картах, данные о наличии здесь мела неизменно пропускались и Кара-кумы закрашивались цветом эоловых песков, аллювия и т. д.

Таким образом, к началу XX в. было известно, что Тургайские степи сложены горизонтально лежащими третичными отложениями, частью морского, а частью континентального происхождения.

В первое десятилетие XX века в Тургайском проливе геологи не работали. Однако некоторые исследования, проводившиеся в соседних областях, имеют значение и для рассматриваемой территории. Так, Л. С. Берг (1908) на основании критического разбора наблюдений Г. Д. Романовского и на основании собственных работ в низовьях Сыр-дарьи пришел к выводу, что выделение здесь Романовским палеоцена недостаточно обосновано; Л. С. Берг склонен был рассматриваемую толщу считать вообще палеогеном, не выше эоцена.

Наибольшее значение, однако, для нас имеют работы Н. Г. Кассина (1913, $1914_{1,2}$), касающиеся низовьев Джиланчика, обрывов Атам-бас-чинка и Нуры, нижнего течения Тургая и соседних районов. Н. Г. Кассиным установлено присутствие здесь среднего и верхнего эоцена, всех трех горизонтов олигоцена и приведена весьма обильная фауна пелециподов и устриц. В дальнейшем палеонтологические определения автора и выделенные им различные горизонты в однородной глинистой толще брались в ряде случаев под сомнение или даже оспаривались. Действительно, Н. Г. Кассин иногда очень смело проводит границы горизонтов, его списки фауны отличаются необычайной полнотой и разнообразием, превосходя списки, которые даются позднейшими исследователями, что может иногда вызывать сомнение, но все это нисколько не умаляет заслуг автора, впервые доказавшего эоцен-олигоценовый возраст глин и весьма широкое их здесь распространение. Эти работы дали нам как бы эталон, с которым можно сравнивать стратиграфические схемы соседних районов; эталон этот не потерял своего значения еще и сейчас.

Та схема деления, которую Н. Г. Кассин установил для верхних частей разреза, в значительной мере не оправдалась. Наибольшие споры вызывает наличие морского миоцена, установленного по присутствию *Corbula helmersenii* Mich. Никто из позднейших исследователей не нашел ее в единственном указанном Н. Г. Кассиным пункте (к северу от оз. Аккуль). Нами установлено, что слои, с которыми Н. Г. Кассин параллелизовал свой корбулевый горизонт, являются олигоценовыми. Можно еще отметить, что целый ряд других данных, изложенных в главе о стратиграфии, говорит об отсутствии в Тургайском проливе морского миоцена.

Интересно указать, что в большинстве случаев Н. Г. Кассин относит к неогену отложения, развитые уже вне пределов изученных им районов, основываясь на мнении других исследователей (П. В. Матвеева, А. П. Нифантова, И. Е. Гайлита и др.). У себя же в районе он считает неогеновыми лишь маломощные пачки континентальных пород, слагающих небольшие

[1] В 1938 г. в Приаральских Кара-кумах работал Б. А. Петрушевский, а по тракту Иргиз-Аральск — А. Л. Яншин.

изолированные пятна. Нам кажется, что это свидетельствует о тонкой наблюдательности Н. Г. Кассина, введенного в заблуждение исследователями соседних районов, недостаточно разобравшимися в стратиграфии своих районов и неверно сопоставившими и объединившими разновозрастные породы.

Сказанное полностью относится, например, к работе П. В. Матвеева и А. П. Нифантова (1916), содержащей много интересных данных; в частности, П. В. Матвеев неоднократно наблюдал один из самых выдержанных горизонтов верхнего олигоцена — белые мергели, лежащие выше болаттамской свиты. В той части разреза, которая выражена сходными породами по всему району и поэтому может быть сравниваема с «эталоном» Н. Г. Кассина, возраст установлен и нанесен на карту верно. Как только речь заходит об иных фациях верхнего олигоцена, не известных Н. Г. Кассину (болаттамская свита), и в описании и на карте появляются обширнейшие неогеновые поля, хотя в действительности здесь совершенно нет неогена.

Вероятно, палеогеновыми являются и разноцветные «миоценовые» отложения северной части Иргизского района, изученные В. Вихерским (1913).

Надо указать, что значительную роль в отнесении отложений верхов олигоцена к миоцену сыграла неясность стратиграфического положения аквитанских слоев, а также определение А. Н. Криштофовичем и И. В. Палибиным (1915) собранной здесь флоры как несколько более молодой, чем аквитанская, т. е. как заведомо миоценовой. Это мнение прочно укоренилось в геологической литературе и повторялось впоследствии. Собственно только сейчас начинают выясняться некоторые особенности и характерные черты растительных комплексов, приуроченных к верхнеолигоценовым — миоценовым отложениям. Однако наши знания в этом отношении настолько еще несовершенны, что в большинстве случаев и теперь возраст слоев приходится устанавливать путем сопоставлений (фауна обычно отсутствует) с соседними районами, так как очень близкая флора встречается и в верхнем олигоцене, и в миоцене. Но прежде чем стала ясной несостоятельность определений возраста только по флоре, прошло два десятка лет, в течение которых отнесение отложений восточной окраины Тургайского пролива к неогену после карты П. В. Матвеева и А. П. Нифантова было принято и на стоверстной геологической карте Азиатской части СССР, и на других сводных картах.

В отнесении пород верхнего олигоцена к миоцену немалую роль сыграло также и то, что находка на Джиланчике костей миоценовых млекопитающих приурочивалась к тем самым красноцветным отложениям, которые Н. Г. Кассин параллелизовал со своими корбулевыми слоями. Ни М. М. Пригоровский (1915), ни другие исследователи не заметили, что костеносные породы выполняют эрозионные депрессии древнего рельефа, т. е. что эпоха их образования отделена от эпохи отложения красноцветной болаттамской толщи длительным континентальным перерывом. Подробнее об этом сказано ниже, в главе о стратиграфии.

В 1910 г. И. Е. Гайлитом в обрывах Челкар-нуры были открыты кости млекопитающих. В 1913 г. он производил здесь раскопки. В том же году Гайлит в обрывах Кушук-джар на р. Джиланчик нашел кости млекопитающих, но другого возраста, как впоследствии это установил А. А. Борисяк. И челкарские, и джиланчикские отложения, в которых были обнаружены эти кости, неоднократно служили объектом раскопок и исследований.

Надо отметить, что все предыдущие исследователи указывали на совместное нахождение в районе Челкар-тениза костей млекопитающих и фауны пресноводных моллюсков (*Unio* sp., *Limnaea* sp. и др.), но никто, кроме Н. Г. Кассина (1914_2), не отмечал совместного нахождения костей

с неокатанными зубами акул. Нами такое явление наблюдалось неоднократно; мы на нем остановимся ниже.

А. А. Борисяк ($1915_{1,2}$) из костей, добытых в обрывах Челкар-нуры (в Курсае), определил *Indricotherium* sp. и *Epiaceratherium turgaicum* Bor. Представители последнего рода известны лишь из олигоцена, что для нас является очень важным.

По работам первого десятилетия XX в. М. М. Пригоровский опубликовал (1918—1921) статью, в которой высказывает предположение о широком развитии в центральных частях Тургайского пролива верхнемеловых и юрских отложений.

В 1912 г. интересную статью о происхождении Приаральских Каракумов и других бугристых песков Туркестана опубликовал С. С. Неуструев (1912). Он считал, что все эти пески в основном произошли от развевания аллювия озерно-речной системы низовьев древних рр. Иргиза, Сары-су и Чу, а не от развевания коренных пород или аральских отложений. Наши наблюдения показывают, что песчаные массивы часто очень строго приурочены к коренным породам определенного петрографического состава; это позволяет думать о генетической связи между ними. В частности, пески Муюн-кумы, а в значительной степени и Приаральские Кара-кумы (в южной части) произошли, главным образом, от развевания меловых пород.

В 1913 г. в степях к юго-западу от оз. Чубар-тениз, на рч. Талды-эспе, Н. А. Смирнов (1914) обнаружил в красноцветной толще обломки устриц, оставшихся неопределенными, и отпечатки листьев, которые автор принял за миоценовые. Однако позднее А. Н. Криштофович и А. В. Ярмоленко переопределили эту флору как меловую; мы здесь также нашли меловую флору и раковины неопределимых, вероятно палеогеновых устриц.

Тот же Н. А. Смирнов обнаружил к западу от Чубар-тениза фосфориты, в Муюн-кумах нашел какую-то меловую фауну и т. д.; все эти данные не опубликованы и известны нам благодаря любезности Н. Г. Кассина, записавшего их в свое время со слов Н. А. Смирнова. Находки эти, вероятно, относятся как к полосе палеоцена, идущей меридионально через Муюн-кумы, так и к расположенному западнее меловому полю Приаральских Кара-кумов.

В 1913—1914 гг. по Сары-су, в Арыськульской депрессии, в районе оз. Чубар-тениз и частью в Приаральских Кара-кумах работал М. Д. Спиридонов (1922). Его интересная статья не упоминается, насколько мы знаем, ни в каких сводках. Автор совершенно правильно указывает последовательность слоев третичных пород, но меловые отложения (в Арысь-куле, в Приаральских Кара-кумах) ошибочно относит также к третичным.

Крайне интересны указания М. Д. Спиридонова на наличие воды в озерах, реках и протоках, сейчас совершенно сухих, но бывших в 1913—1914 гг. еще полноводными.

В 1925 г. появилась краткая заметка Н. Г. Кассина о мощности третичных пород в Тургайском проливе. Основной ее интерес заключается в описании глубокого разреза у оз. Аще-куль. Заметим, что в районе Тургая к морскому миоцену в этой статье снова отнесены пестроцветные (очевидно болаттамские.— *Н. З.* и *Б. П.*) «надаквитанские» глины и пески с прослоями известняка.

В 1927 г. появилась статья И. С. Яговкина о геологии Джезказганского района, в которой к предположительно третичным, вероятно неогеновым, отложениям отнесены самые различные породы — яшмы, кварциты, сланцы, конгломераты и даже известняки до 65 м мощностью. Указывается, что в ряде мест слои дислоцированы. Позднее автор убедился в необоснованности этих высказываний и отнес бóльшую часть своего «неогена» к мезозою и даже верхнему палеозою.

В статье 1928 г. С. С. Неуструев вновь высказывает мнение о широком развитии в Приаральских Кара-кумах и прилежащих с юго-востока степях продуктов разрушения древнего аллювия; коренные породы он считает сохранившимися лишь в отдельных останцах, причем относит меловые отложения Кармакчинского района частично к миоценовым. В работах Б. А. Петрушевского (1933, 1935) по Казалинскому району достаточно подробно освещена ошибочность этих взглядов С. С. Неуструева.

В 1931 г. появились две важные для нас работы. В кратком геологическом очерке северо-восточного Казахстана Н. Г. Кассин указывает, что Тургайский пролив обязан своим происхождением дизъюнктивным дислокациям юрского времени; тектоническая природа пролива доказывается резким погружением на запад палеозойского фундамента, прямолинейностью его западной границы и т. д. Возможно, что котловины, где отлагались юрские угленосные породы, являются грабенами, образовавшимися в то же время, что и Тургайский пролив, ибо ни в мелу, ни в палеогене здесь не было крупных движений.

Описывая стратиграфию третичных отложений, Н. Г. Кассин, как и ранее, ошибочно относит к миоцену пестроцветную глинистую (болаттамскую) толщу.

Ниже мы говорим о значении киммерийских движений в образовании пролива и «грабенов» с юрскими осадками, устанавливая, что трактовка Тургайского пролива как дизъюнктивной впадины далеко не убедительна.

Весьма интересен отчет Д. И. Яковлева (1931) об исследованиях в низовьях р. Чу. Автор устанавливает здесь наличие красноцветных нижне- и верхнемеловых пород (последние с костями динозавров), на которых с размывом лежат морские палеогеновые осадки, перекрытые олигоценовыми слоями с индрикотериями. В верхнем мелу и низах палеогена заключены мощные водоносные горизонты; мульдообразное залегание пластов создает благоприятные условия для образования артезианских бассейнов.

Схема стратиграфии этого района прекрасно согласуется с данными о строении изученной нами области, как это выяснилось при работах в Бедпак-дале в 1938—1939 гг.

В одной из последующих работ Д. И. Яковлев (1932), не прибавляя ничего существенно нового в части геологии, указывает, что подземные воды приурочены к песчаным породам основания палеогена, и считает, что питание артезианского бассейна низовьев р. Чу, в основном, происходит за счет тяньшанских вод, образующих мощный подземный поток под Бедпак-далой.

Флора из индрикотериевых слоев, собранная в 1916 г. в Мын-сае (обрывы Нура к северу от оз. Челкар-тениз), была обработана А. И. Поярковой (1932). На основании определенных отсюда 10 видов нельзя сделать вполне точного вывода о возрасте включающих их слоев, так как диапазон вертикального распространения этих видов оказывается весьма широким (от эоцена до миоцена включительно); несмотря на это автор все же делает вывод, что «эта флора должна быть равнозначна флоре Приаралья и может быть отнесена к аквитану».

В 1933 г. опубликована статья Б. А. Петрушевского о геологическом строении Казалинского и Кармакчинского районов; в ней устанавливается широкое развитие мела, в частности — в Приаральских Кара-кумах, где на горе Быр-тамар, в сером прослое в красноцветной толще, найдены *Belemnitella mucronata* и другие ископаемые сенона. Палеоген представлен внизу глауконитовыми песками с фосфоритами (палеоцен), выше — мощными глинами (эоцен), вверху — кварцевыми песками и кварцитами (олигоцен). Палеоген лежит на мелу с размывом и угловым несогласием и, в свою очередь, слабо дислоцирован, образуя очень спокойные пологие структуры.

В статье И. К. Зайцева (1934) о геологическом строении Карсакпай-Байконурского района к третичным отложениям отнесена толща различных пестрых и белых глин, кварцитов, опок, мергелей и роговиков (общей мощностью до 30 м). Необходимо подчеркнуть, что опоки и роговики полностью, а кварциты почти полностью отсутствуют в третичных отложениях Тургайской впадины на всем ее протяжении. Несомненно, что И. К. Зайцев отнес к третичным отложениям более древние слои, подобно тому, как это сделал раньше в Джезказгане И. С. Яговкин.

В опубликованной в 1934 г. статье о тектонике Казахстана Н. Г. Кассин повторяет свои прежние взгляды об обрубании Тургайской впадины — огромного киммерийского грабена — разломами по всей ее восточной окраине.

В опубликованной в 1935 г. статье И. С. Яговкин отнес в районе Джезказгана к древним, может быть верхнепалеозойским, отложениям (мергелистая пестроцветная свита) кара-кингирские мергели, ранее считавшиеся третичными; к мезозою отнесены конгломераты, красно-розовые песчаники и глины, лежащие обычно на пестроцветной свите, главным образом на водоразделах. Залегание чаще горизонтальное, иногда слабо нарушенное. К третичным (вероятно палеогеновым) осадкам И. С. Яговкин относит горизонтально лежащую на разных стратиграфических горизонтах толщу, выраженную внизу железистыми конгломератами, а выше — красно-пестрыми глинами и песчаниками.

Однако в опубликованной в том же году статье К. И. Сатпаева мергели Кара-кингира отнесены не к верхнему палеозою, а к третичным отложениям. Пестроцветной же свитой К. И. Сатпаев называет толщу глин, перекрытых с резким несогласием условно юрскими конгломератами, глинами и песчаниками. К третичным, помимо мергелей, относятся подстилающие их пестророзовые глины, в основании с прослоем конгломерата.

Приведенный разрез, в общем, сходен с разрезом, даваемым И. С. Яговкиным, но мергели залегают не в самом низу, как следует по Яговкину, а в самом верху разреза. Позднейшие исследования (о них ниже) подтвердили правильность точки зрения И. С. Яговкина.

В статье, затрагивающей геологию Джезказганского района, К. И. Сатпаев описал юрские отложения Байконура и Кияктов, их стратиграфию, тектонику и условия образования осадков.

В 1935 г. вышло еще несколько работ. Две из них — А. И. Поярковой и М. Борсук — посвящены флоре Приаралья и Тургайского пролива. Во второй описана обильная флора, собранная Т. А. Мордвилко в низовьях Джиланчика (в том числе 10 видов указаны впервые для всей рассматриваемой области), и сделана краткая сводка всего имеющегося материала по флоре пролива. Важно отметить, что громадное большинство видов, указываемых М. Борсук, распространено от эоцена до плиоцена, но общий облик флоры является более молодым по сравнению с обычной «тургайской» флорой.

В геоморфологическом очерке низовьев Сыр-дарьи Б. А. Петрушевский (1935) устанавливает крайне ограниченное развитие в Приаральских Кара-кумах (в южной их части) и соседних местах четвертичных отложений, в частности почти полное отсутствие аллювия. Наоборот, коренные породы играют здесь очень большую роль. Автор считает, что эоловые пески своим происхождением обязаны главным образом раздуванию коренных, а не четвертичных отложений.

Краткую сводку о Тургайском проливе опубликовал в 1935 г. М. М. Пригоровский. Автор впервые устанавливает наличие здесь палеоцена, представленного глауконитовыми песками и песчаниками, иногда с фосфоритами. В остальном стратиграфия изложена по прежним воззрениям; красноцветные болаттамские глины отнесены к миоцену. Считая, что опу-

скания Тургайского пролива произошли в мелу и сопровождались разломами по окраинам опускавшейся территории, автор указывает, что в ряде мест и в центральных зонах пролива палеозойский фундамент может залегать неглубоко.

Впервые отмечено, что к палеоцену приурочен водоносный горизонт хорошего качества; к северу же минерализация воды увеличивается.

Относительно юрских свит М. М. Пригоровский повторяет свою прежнюю точку зрения о залегании их в грабенах.

В 1936 г. Н. Г. Кассин высказал мнение о наличии в Центральном Казахстане древних, частью еще меловых, речных долин. Отмечая, что в нижнеюрскую эпоху рельеф был равнинным, автор указывает, что неровности его были созданы средне- и верхнеюрскими дислокациями и углублены эрозией. Меловая и палеогеновая трансгрессии повысили базис эрозии и реки одряхлели. Современные русла часто не отвечают древним (Кассин, 1936_1).

В этой работе для нас важно указание на равнинность рельефа в эпоху отложения юрских пород, что хорошо согласуется с нашими взглядами, но не вполне вяжется с мнениями большинства остальных геологов, в том числе и самого Кассина по сводке 1931 г.

В краткой сводке Т. А. Мордвилко (1936) о параллелизации третичных отложений Кара-тау с смежными районами Казахстана и Средней Азии указывается, что после нижнего олигоцена везде здесь наступает перерыв, после чего в Кара-тау и на р. Чу отлагаются средне-верхнеолигоценовые красные глины, а в Тургае — отвечающие им индрикотериевые слои, на западе подстилаемые свитой косо- и диагональнослоистых песков; к востоку эта свита выклинивается. Индрикотерии низовьев Чу являются уже миоценовыми; к миоцену же относятся надиндриковые пески и сазанбайские свиты Тургая.

В этой работе правильно сопоставляются красные глины Чу-каратауского района и индриковые слои Тургая. Однако перерыв здесь после нижнего олигоцена далеко не регионален и, очевидно, незначителен даже там, где проявляется более отчетливо (западные части Нуры). Подробнее мы рассматриваем этот вопрос ниже; здесь укажем только, что выклинивание косослоистых песков к востоку хорошо согласуется с нашими данными о приближении на запад к верхнеолигоценовой суше; поэтому, в противоположность Т. А. Мордвилко, мы считаем, что на востоке пролива разрез является непрерывным, т. е. более полным, чем на западе, хотя на востоке и отсутствует свита косослоистых песков.

Отнесение надиндриковой толщи Тургая к миоцену вряд ли верно, ибо восточнее ей отвечают морские глины с мергелями, повидимому верхнеолигоценового возраста.

Более подробно геология низовьев Джиланчика освещена в неопубликованной статье Т. А. Мордвилко. Ничего принципиально нового в ней, по сравнению с рассмотренной выше работой, нет. Схема стратиграфического деления, предложенная Т. А. Мордвилко, кратко изложена в работе М. Борсук (1935).

В 1936 г. Н. Г. Кассин дал первую сводку по геологии четвертичных отложений Казахстана. В ней приведена их генетическая характеристика и увязка с ледниковыми периодами. Говоря о Приаральской депрессии, автор указывает, что она выполнена «мощными четвертично-аллювиальными отложениями, образованными наносами древних мощных рек — Турган, Чу, Сары-су и Сыр-дарьи». Касаясь широкого распространения песков в Казахстане, автор признает за ними смешанный генезис — от развевания аллювия и коренных пород (Кассин, 1936_2).

В 1935 г. А. В. Ярмоленко опубликовал работу, касающуюся верхнемеловых отложений северо-западного Кара-тау. Кроме собранной здесь

флоры, переопределена флора, найденная Н. А. Смирновым (1914) в южной части Тургайской впадины. Среди обнаруженных здесь в красноцветной толще растительных отпечатков Н. А. Смирнов определил *Platanus aceroides* Goepp. и *Quercus drymeia* Ung., указывающие на миоценовый возраст. А. Н. Криштофович позднее пришел к выводу о меловом возрасте этой флоры (Криштофович, 1933). А. В. Ярмоленко, переработав материал Н. А. Смирнова, переопределил *Platanus aceroides* Goepp. как меловой *Cissites krysthofovichianus* Jarm.; *Quercus drymeia* Ung. оказался неопределимым остатком; таким образом, вывод А. Н. Криштофовича о меловом возрасте этой флоры подтвердился. Мы уже указывали, что собранная нами в 1937 г. отсюда же флора также оказалась меловой.

В 1936 г. В. Ф. Беспалов указал, что в мергелях на Кара-кингире (относимых И. С. Яговкиным к палеозою, а К. И. Сатпаевым к третичным отложениям) он обнаружил третичную фауну. Однако в 1937 г. А. М. Симорин сообщил нам, что эта фауна оказалась пермской. Таким образом, вопрос о возрасте этих мергелей решается совершенно определенно.

Интересные данные по структуре северной части Тургайского пролива содержатся в опубликованных в 1937 г. статьях Н. Г. Кассина и Г. Е. Быкова. Н. Г. Кассин указывает на различную глубину залегания палеозойского фундамента в северной части Тургайского пролива и Западно-Сибирской низменности. Г. Е. Быков устанавливает Кустанайский подземный вал приподнятого палеозоя, перекрытый более молодыми мезо-кайнозойскими породами. Ось этого вала имеет, по Г. Е. Быкову, простирание с ЗСЗ на ВЮВ и проходит от оз. Тентяк-сор (к юго-западу от г. Кустаная) к пос. Семиозерному и далее на юго-восток до р. Ишим. О правильности выделения вала как широтной структуры мы скажем ниже.

В краткой заметке Д. Н. Бурцева при описании разрезов у озер Убоган и Чалкар (Тентяк-сор) отмечается под третичными и меловыми породами древняя кора выветривания. Кроме того, близ оз. Чалкар установлено залегание под корой выветривания мощных (до 200 м) гипсоносных пород проблематичного возраста, по некоторым соображениям относимых Д. Н. Бурцевым к перми, хотя не исключается принадлежность их к карбону. Эти данные еще раз подтверждают разнородное строение различных участков Тургайской впадины.

В 1937 г. Ю. А. Орлов опубликовал заметку о нахождении в низовьях Сары-су в песчаных надкрасноцветных (болаттамских) породах остатков индрикотериев (близкого типа к челкартенизским, но, повидимому, несколько более молодых); в красноцветных глинах были найдены солоноватоводные водоросли.

После написания настоящей статьи было опубликовано несколько работ, непосредственно касающихся нашего района. В двух из них Б. А. Петрушевский ($1939_{1,2}$) рассматривает структуру Тургайской впадины. В кратком виде эти данные изложены в настоящей статье.

Н. С. Зайцев (1939) подробно описал строение красноцветных третичных толщ Тургайской впадины и пришел к выводу об их средне-верхнеолигоценовом возрасте; подробно развитые им соображения по этому вопросу резюмированы в настоящей статье.

В 1940 г. эти авторы совместно опубликовали краткую заметку о геологическом строении южной части Тургайской впадины.

Б. П. Жижченко в 1940 г. на основании всего известного к тому времени материала (данные наши и А. Л. Яншина по Приаралью были ему известны в рукописях) высказал некоторое сомнение в правильности сделанных нами возрастных определений и стратиграфических сопоставлений неогеновых свит. Критика Б. П. Жижченко, основанная не на новом фактическом материале, а на изучении литературных источников, не является убеди-

тельной, хотя, конечно, не исключена возможность некоторых ошибок в определении нами возраста континентальных толщ, охарактеризованных лишь флорой.

В 1941 г. Б. А. Петрушевский снова вернулся к вопросу о связи эоловых песков с развеванием коренных пород и указал широкое развитие в прошлом этих процессов на всей территории Туранской низменности, в том числе и в Тургайской впадине.

В статье о структуре Чуйской мульды Б. А. Петрушевский (1942) коснулся и некоторых районов описываемой нами территории (Улутауский вал).

Некоторые общие замечания о находках третичных млекопитающих в Тургайской впадине содержатся в краткой сводке А. А. Борисяка (1943), в которой он пришел к выводу о необходимости понизить возраст слоев с костями индрикотериев на Челкар-тенизе от верхнего олигоцена до среднего.

За время, прошедшее после окончания наших работ в Тургайской впадине, полевые исследования здесь производились лишь в самые последние годы, причем почти ничего по ним не опубликовано.

В 1946 г. была напечатана объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 1 000 000, лист L-41, составленная Б. А. Петрушевским (1946).

Работами в бассейне Иргиза (Е. И. Бойцова и Н. К. Овечкин) никаких изменений в предлагаемую нами стратиграфическую схему не внесено; авторы подчеркивают, что все слои залегают совершенно горизонтально (Бер, Боровиков, Бойцова и Овечкин, 1948).

Л. И. Боровиков и Е. Н. Шапошникова, работавшие в бассейне Джиланчика, подтверждая часть наших выводов (о переходе на запад красноцветных болаттамских пород в индрикотериевые слои и об отсутствии размыва между первыми и морским палеогеном), опровергают другие. В частности, они считают, что мы приняли две разновозрастные красноцветные толщи — верхнеолигоценовую (соответствующую индрикотериевой) и миоценовую (болаттамскую) за одну и что кости джиланчикских носорогов лежат в лигнитсодержащей свите между этими красноцветными толщами. Эти доводы нельзя признать бесспорными, хотя не исключено, конечно, что в наши наблюдения могли вкрасться ошибки — стратиграфия этой части разреза разработана еще не достаточно.

Надо все же отметить, что обломки устриц в кровле зеленых глин с мергелями (относимых Л. И. Боровиковым и Е. Н. Шапошниковой к верхнему олигоцену) найдены нами в обнажении, низы которого слагают пестроцветные глины, относимые этими авторами к миоцену.

Полностью подтвердили нашу стратиграфическую схему (правда, без ссылки на нашу работу) В. В. Лавров и В. С. Бажанов (1948), подкрепившие наши возрастные определения находкой в бассейне верхнего Джиланчика в зеленых глинах с мергелями, покрывающих красно-пестроцветную толщу, многочисленных костей позвоночных (грызуны, парно- и непарнокопытные, черепахи; местонахождение Мын-ескесуйек). Возраст пород с этой фауной авторы определяют как самые верхние горизонты олигоцена, считая фауну более молодой, чем индрикотериевая Челкар-тенизская, более древней, чем мастодонтовая на Джиланчике, и несколько болеее древней, хотя отчасти и соответствующей, асказанынсорской в Беднак-дале.

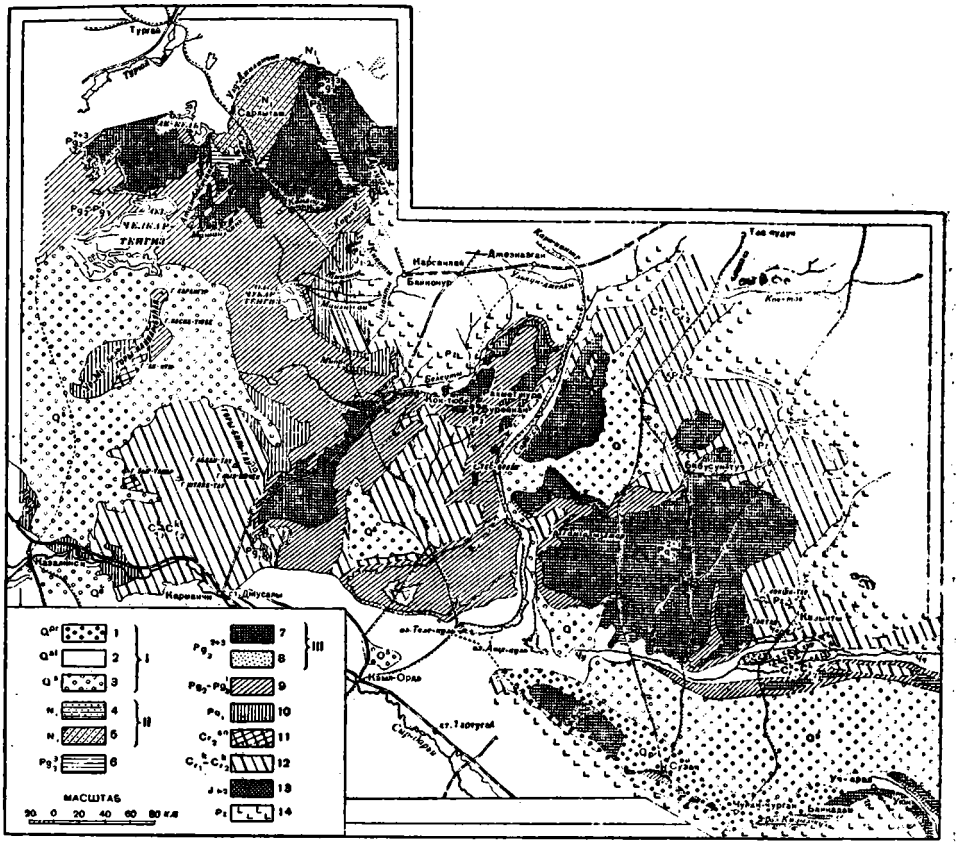
Эти данные указывают на значительное расхождение в понимании стратиграфии верхов палеогена данной части Тургайской впадины у почти одновременно работавших после нас геологов.

Что касается тектоники, то Л. И. Боровиков и Е. Н. Шапошникова подчеркивают полную горизонтальность залегания слоев.

Из приведенного обзора видно, что ко времени начала наших работ в Тургайской впадине представления о строении южной ее части очень недалеко ушли от представлений периода работ Отдела земельных улучшений.

СТРАТИГРАФИЯ

Южная часть Тургайской впадины сложена мезо-кайнозойскими породами (фиг. 2, 3). Палеозойский массив, ограничивающий впадину с



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Тургай-Чуйских степей. Составили: Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский. 1936—1939 гг.

1—3 — четвертичные отложения: *1* — пролювиальные галечники; *2* — аллювий; *3* — эоловые пески; *4* и *5* — неоген: *4* — костеносные отложения среднего течения р. Джиланчик; *5* — пески, глины и песчаники «сазанбайской» свиты; *6* — верхний олигоцен, зеленоватые глины; *7* и *8* — средний и верхний олигоцен (болаттамская свита): *7* — пестро- и красноцветные глины, пески, песчаники и «индриковая» свита Челкар-нуры; *8* — косослоистая свита обрывов Челкар-нуры; *9* — эоцен и нижний олигоцен, серые глины; *10* — палеоцен, глауконитовые пески с фосфоритами и глины; *11* — верхний мел, глины с фауной верхнего сенона; *12* — нижний и верхний мел, красноцветные глины, пески и песчаники; *13* — нижняя и средняя юра, конгломераты, песчаники и глины с прослоями углистых пород; *14* — палеозойские отложения.

востока, нами не изучался, и поэтому его стратиграфии мы не касаемся.[1] Весьма кратко затронуты нами пермские отложения, развитые по правобережью среднего течения р. Сары-су, как еще мало изученные.

[1] Вопрос о взаимоотношениях палеозоя с мезо-кайнозоем разобран в главах по тектонике и истории развития Тургайской мульды, а также освещен в одной из статей Б. А. Петрушевского (1939_1).

Пермские отложения

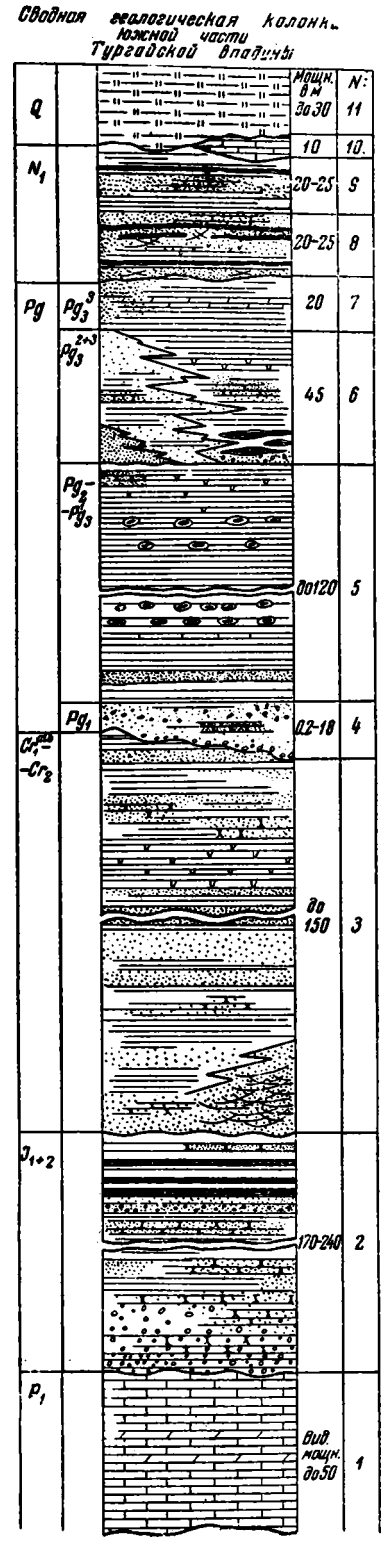
По правому берегу р. Сары-су и ее притокам, начиная примерно от ур. Караджар и до обрывов Орта-косун (в среднем течении реки), развиты породы, резко отличные по всем признакам от выше- и нижележащих. Обычно это толсто- и тонкоплитчатые известняки и мергели, темного и стального серого цвета, очень плотные, хорошо слоистые, звенящие при ударе молотком (фиг. 4).

Видимая их мощность по рр. Кара-кингиру и Сары-су, ниже впадения первой, достигает 45—50 м. В действительности она, вероятно, значительно больше.

Описываемая толща слабо и неравномерно дислоцирована; ее слои падают под углом от 2—3 до 10°. Преобладают северо-восточные падения, однако местами они меняются и переходят в северо-западные и даже юго-западные. На фоне общего падения на северо-восток в отдельных местах толщи прослеживается более мелкая дислоцированность, типа плойчатости.

Возраст описанных пород до последнего времени не был точно установлен; их относили и к третичным (Сатпаев) и к палеозойским (Яговкин). Работавший здесь В. Ф. Беспалов нашел в них фауну, которая, по предварительному просмотру Н. Г. Кассина, была принята за третичную (Беспалов, 1936).

Однако литологический состав пород, совершенно не сходный с тем, что мы знаем для третичных толщ смежных районов, где мощные известняки неизвестны, а также

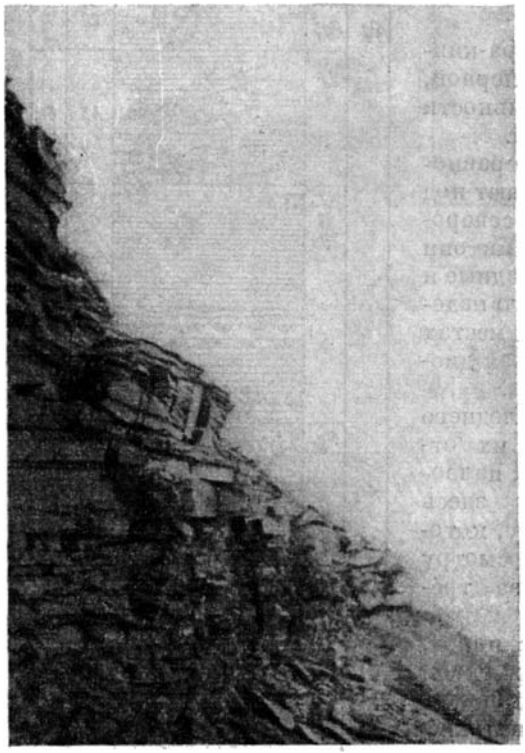


Фиг. 3. Сводная геологическая колонка южной части Тургайской впадины.

1 — известняки и мергели с Antracosiidae; *2* — конгломераты, песчаники, сланцеватые углистые глины с рабочими пластами углей вверху; *3* — косослоистые слюдистые пески с остатками древесины и кроющие их красноцветные глинисто-песчанистые породы — на востоке; чередующиеся красноцветные глины, пески и песчаники с линзами гравелитов — на западе; *4*—глауконитовые пески и песчаники с Ostrea massagetica с прослоями фосфоритов, в основании с базальным конгломератом; *5* — серые морские глины с фауной, с редкими прослоями мергелей и глинисто-мергельных конкреций; *6* — пестроцветная песчано-глинистая «болаттамская» толща с прослоями и линзами лигнитов— на востоке и глинисто-песчаная «индриковая» и косослоистая слюдистая толща — на западе; *7* — глины зеленовато-серые с прослоями мергелей — на востоке и глинисто-песчаная толща — на западе; *8* — кварцевые пески с железистым плитняком и тонкими прослоями углистых глин, с растительными отпечатками; *9*—глины серые и коричневато-серые с углистыми прослоями, перемежающиеся с кварцевыми песками и песчаниками с растительными отпечатками (свиты 8 и 9 носят название сазанбайской свиты); *10* — глины и мергели с костями носорогов среднего течения р. Джиланчик; *11* — четвертичные отложения.

их дислоцированность вызывали сомнение в правильности определения возраста, несмотря на наличие фауны. Просмотревший эту фауну А. М. Симорин сообщил нам, что она является пермской. Обработка фауны Чернышевым привела его к выводу, что мы имеем дело с пресноводными антракозидами нижнего отдела перми (сообщение Н. Г. Кассина).

Нами в 1937 г. установлено, что на р. Сары-су у Орта-косуна на эти отложения с угловым несогласием ложится меловая песчаная толща. Если учесть, что в послепермское время в Центральном Казахстане пликативные дислокации были очень слабы, то можно этот факт считать дополнительным подтверждением пермского возраста известняков и мергелей.



Фиг. 4. Выход пермских мергелей и известняков на р. Сары-су.

Юрские отложения

Юрские отложения в нашем районе известны в грабене на р. Кияктьі; в 60 км к востоку от него (среди палеозоя) находится другой грабен, выполненный юрскими осадками (Байконур).

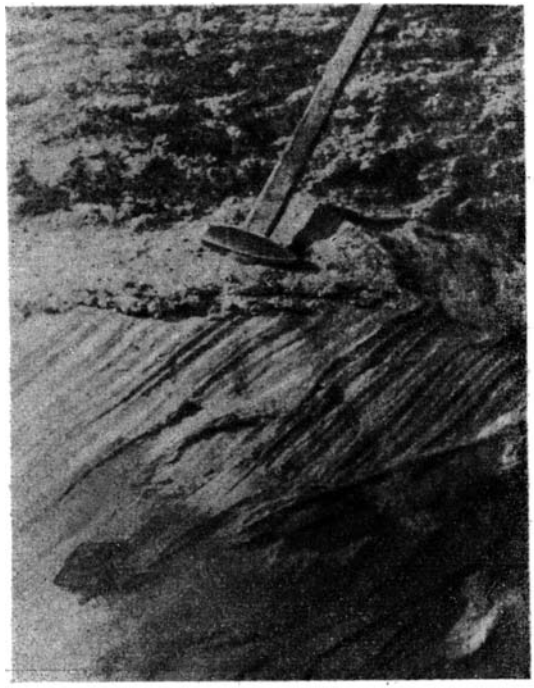
И в том, и в другом юра представлена континентально-озерными породами —мощными конгломератами (в Байконуре они достигают 170 м), конгломерат-песчаниками, песчанистыми глинами, углистыми сланцами, песчаниками, серыми глинами и др. Общая мощность юрских отложений в Кияктах равна 170 м, в Байконуре 240 м. Залегают они непосредственно на палеозое.

К. И. Сатпаев считает, что выполненные юрой грабены и сопутствующие им горсты были сформированы до отложения юрских пород; позднее (уже по ослабленным участкам) подвижки в них повторялись, в результате чего угленосные породы образовали мульды северо-западного (330 — 340°) простирания; падения на крыльях доходят до 40 — 50°, а в Кияктах наблюдается даже запрокидывание. В отношении условий залегания юрских осадков мы придерживаемся иной точки зрения, изложенной ниже в соответственных главах.

Описанные породы А. Н. Криштофович и В. Д. Принада на основании определения отсюда *Cladophlebis denticulata* (Brogn.) Font., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Sew. и *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. отнесли к рэт-лейасу, что, однако, не может считаться вполне доказанным, так как эта флора подымается до доггера включительно. Поэтому мы считаем эти отложения вообще нижне-среднеюрскими, включая сюда и рэтский ярус.

Меловые отложения

Континентальные меловые отложения весьма широко распространены в южной части Тургайской впадины. Они занимают три больших участка: 1) на западе — начиная от области сплошного развития мела в Приаральских Кара-кумах, они прослежены нами до широты ст. Джусалы; 2) на востоке— выходят на поверхность в области Арысь-кумов и в смежных с ними районах (ур. Тюткен, р. Кара-эспе, Талды-эспе, Куянды-тюлюй и др.); 3) к северу отсюда, отделенные от второго района небольшим перешейком палеогеновых пород, меловые отложения снова появляются у сая Бозанген, прослеживаясь далее сплошной полосой по рр. Белеуты, Миору, Буланты, Майли-саю, Жмийке. Арыськумская меловая полоса на востоке почти сливается с выходами мела по среднему течению р. Сары-су. На крайнем юге имеется еще одно небольшое пятно мела в глубокой бессточной впадине Култун-туз.



Фиг. 5. Косослоистая песчаная толща мела. Сай Талды-эспе.

Состав меловых отложений довольно разнообразен, но грубо их можно подразделить на две свиты: песчаную внизу и глинистую вверху. Такое подразделение лучше выдерживается на востоке, чем на западе.

На востоке песчаная свита представлена чаще всего бело-серыми, реже пестрыми, мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками, обычно с прекрасно выраженной диагональной слоистостью (типа временных потоков) (фиг. 5).

В состав песков местами входят прослои и линзы конгломератов (рр. Буланты, Миор, Сары-су около Ак-сая), гравия, прослои тонкозернистых кварцево-слюдистых песчаников с многочисленным растительным детритусом и сравнительно хорошо сохранившимися растительными отпечатками (р. Кара-эспе, ур. Кырк-кудук). Как характерный признак для этой толщи отметим наличие в ней крупных обломков окремнелой древесины, иногда целых стволов (р. Куянды-тюлюй выше пересечения со старой Тургайской дорогой), торчащих из обнажений (фиг. 6).

На рр. Талды-эспе (в ур. Кизил-тау) и Кара-эспе нами были найдены растительные отпечатки, из которых А. Н. Криштофович определил *Brachyphyllum crassum* L e s q. (Кара-эспе), а с Талды-эспе (из более высокой части разреза) — *Platanus cuneiformis* K r a s s e r.

Внутри песчаной толщи нередко можно видеть слабые размывы, отмеченные пропластками волнисто залегающих конгломератов и срезанием одного слоя породы другим. Описанная песчаная толща на р. Сары-су налегает с угловым несогласием на пермские породы, по рр. Белеуты, Миор, Буланты — на нерасчлененный комплекс палеозоя; в остальных

местах налегание ее на подстилающие породы не видно. Максимальная наблюдавшаяся нами мощность (по р. Сары-су) достигает 50 м.

Вышележащая глинистая толща состоит из чередования красных, серых и пятнисто-красных глин с прослоями разнозернистых кварцевых песков и песчаников с железистым цементом. Последние часто являются сливными, местами же, кроме того, принимают конкреционное строение (Кара-кудук в Арысь-кумах, ур. Тюткен и др.). К кровле глинистая толща становится более грубой; в ней проявляется ряд прослоев гравийных и конгломератовидных песчаников с галькой кварца, яшмы, метаморфических сланцев и др. (Жмийка, Буланты, ур. Тюткен и т. д.). В сае Бозанген к глинистой толще приурочены маломощные линзы углей. Органических остатков, за исключением совершенно неопределимых отпечатков, встреченных нами на р. Миор, мы в ней не находили.

Фиг. 6. Ствол мелового дерева, торчащий из склона оврага. Сай Талды-эспе.

Залегают описанные породы всюду на подстилающей песчаной толще и только вблизи современной границы распространения палеозоя ложатся на него непосредственно. По р. Сары-су развита лишь одна песчаная толща. Видимая мощность красноцветных глинистых пород не превышает на востоке 40 м.

Несколько иную картину представляют меловые отложения юго-западного борта Тургайской впадины. Они здесь выходят на дневную поверхность на громадных пространствах, начиная от низовьев Сыр-дарьи — на западе и кончая восточной окраиной Приаральских Кара-кумов — на востоке.

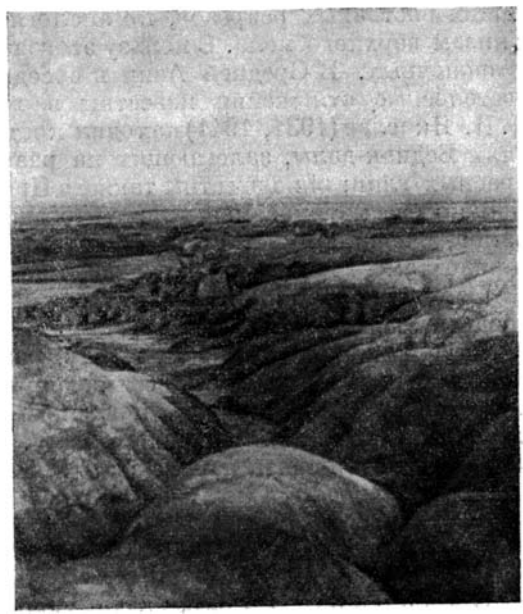
Западная часть этой полосы меловых отложений сложена более древними и более грубыми породами, представленными, главным образом, конгломератами, пуддингами, гравелитами, сливными черными железистыми песчаниками, песками. Общая мощность их не менее 50—60 м.

Восточнее на них ложится пачка пород, в основном состоящая из чередования красных гипсоносных глин, песков и песчаников (общей мощностью в 50—60 м). Для характеристики деталей ее строения приведем

один разрез, который нам будет необходим и в дальнейшем; в меридиональных обрывах к северу от 4-го пикета (дороги Джусалы-Карсакпай), начиная сверху, видно:

1. Красно-бурые глины, с поверхности усеянные кварцевой галькой	5 м
2. Глины серые, сланцеватые, с прослоями коричневатых более плотных глин, содержащих отпечатки мелких пелеципод, с двумя прослоями плотных мергелей	10—12 м
Переход от глин первого слоя ко второму постепенный.	
3. Песок желто-бурый, глауконитово-кварцевый, с редкими грубопесчаными желваками фосфоритов. В фосфоритах много фосфоритизированных губок и ядер пелеципод	2—3 м
4. Пески серые, кварцевые слюдистые, с лепешкообразными конкрециями и прослоями косослоистых песчаников такого же состава .	около 30 м
5. Песчаники плотные полимиктовые	1—2 м
6. Глины серые песчанистые	5 м
7. Песчаник железистый, буровато-серый	1 м
8. Глины красные с гипсом. Видимая мощность	до 15 м

Общая мощность меловых пород в этом обнажении (слои 4—8) около 55 м. Очень мало изменений в составе претерпевают, по сравнению с описанными, меловые породы к северу (Катырган-чинк, Биль-тау, Аблан-тау, фиг. 7), тогда как к югу (сор Карой) в них появляются довольно мощные (около 5 м) вишнево-красные песчаники с горизонтальной слоистостью. К песчаным породам верхней пачки приурочен на западе по окраине Приаральских Каракумов довольно постоянный водоносный горизонт.



Фиг. 7. Изрезанный водотоками склон мелового останца Аблан-тау.

К верхней же части описанной толщи приурочены кости крупных позвоночных, которые уже в окатанном виде часто попадаются в фосфоритовых слоях основания палеогена.

Общая видимая мощность меловых отложений на западе, таким образом, достигает 115—125 м, на востоке она меньше и равна приблизительно 80—90 м.

Однако мы должны здесь оговориться, что истинная мощность меловых пород, вероятно, несколько больше; мы предположительно принимаем ее равной 150—200 м.

Возраст описанных континентальных отложений определяется нами как меловой в пределах — верхи нижнего мела — средняя часть верхнего (альб-сантон), на основании ряда прямых и косвенных доказательств.

В верхней части песчаной свиты, как указывалось выше, на Талды-эспе и на Кара-эспе нами найдены *Brachyphyllum crassum* Lesq., *Platanus cuneiformis* Krasser и древесина Coniferae. Из сборов Н. А. Смирнова отсюда же А. В. Ярмоленко определил *Cissites kryshtofovichianus* Jarm. Эти растения, каждое в отдельности, говорят о верхне- или ниж-

немеловом возрасте включающих их пород, а в совокупности — скорее всего о сеноманском их возрасте.

А. Н. Криштофович указывает, что *Brachyphyllum crassum* известен в различных штатах Северной Америки (Дакота, Техас и др.) от сеномана до сенона включительно. В Западной Европе формы, близкие к этому виду, встречаются, главным образом, в неоком-альбских отложениях. Из близких с нашими отложений северо-западного Кара-тау А. В. Ярмоленко описал обильную верхнемеловую флору.

Таким образом, для верхней части песчаной толщи верхнемеловой возраст, скорее всего сеноманский, можно считать установленным. Нижняя часть ее, вероятно, уже относится к верхам нижнего мела (альбу). Глинистая толща отвечает, повидимому, остальным горизонтам верхнего мела (может быть, кроме самых его верхов); в покрывающих слоях глауконитовых песков содержится уже палеоценовая фауна.

Песчаная и кроющая ее глинистая толща восточного и южного бортов Тургайской впадины на юге почти непосредственно смыкаются с меловыми песчано-глинистыми отложениями западной полосы (они разделены четвертичными наносами в области Присырдарьинских котловин), в верхней части которых мы находили кости крупных позвоночных. Эта свита здесь, очевидно, соответствует всей глинистой и какой-то части песчаной толщи наших восточных разрезов, по аналогии с которыми ее следует относить к низам верхнего мела. В пользу этого говорит и присутствие в ней костей позвоночных. В Средней Азии и соседних с нашим районах Казахстана костеносные отложения известны в верхнем мелу во многих местах. Д. И. Яковлев (1931, 1941) находил кости динозавров в песчаных отложениях Бедпак-далы, залегающих на размытой поверхности нижнемеловых красных глин; они известны также в Приташкентском районе и в Кара-тау. Однако рассматриваемая мощная (55—60 м) пачка глин, песков и песчаников, очевидно, соответствует не только сеноману, но и более высоким горизонтам — турону и, вероятно, низам сенона.

Верхнесенонские отложения в западной части Тургайской впадины представлены частью уже морскими породами.[1]

Грубую конгломератовую толщу, развитую на крайнем западе нашего района и непосредственно смыкающуюся с нижнемеловыми породами низовьев р. Сыр-дарьи, установленными в 1931—1932 гг. Б. А. Петрушевским, мы относим к нижнему мелу. Она, повидимому, частью соответствует песчаной свите наших восточных разрезов.

Палеогеновые отложения

П а л е о ц е н. На резко размытую поверхность меловых пород, а в северной части непосредственно на палеозой, трансгрессивно налегают морские палеоценовые отложения.

Они образуют две неширокие полосы, вытянутые в северо-северо-западном направлении и окаймляющие центральную часть мульды с обеих сторон. К юго-востоку, к области высокого залегания меловых пород в районе Арысь-кумов, палеоцен почти нацело выклинивается.

В основании палеоцена в припалеозойской части (рр. Жмийка, Буланты, Майли-сай, Миор) прослеживается базальный конгломерат (фиг. 8), состоящий из кварцевой, кремневой и кремнево-сланцевой гальки размером до 1—2 см и кварцевого гравия. Наиболее мощны (2 м) и лучше всего обнажены конгломераты на р. Жмийке (у пересечения последней старой

[1] Описания их мы здесь не приводим, так как их выходы находятся за пределами нашего района. Они описаны в работах Б. А. Петрушевского (1933, 1939$_1$).

Тургайской дорогой). В основании палеоцена западной полосы прослеживаются галька окатанных фосфоритов и окатанные кости позвоночных.

Выше палеоцен представлен однообразной толщей яркозеленых кварцево-глауконитовых песков с прослоями глауконитовых песчаников.

Приведенный состав палеоценовых отложений очень хорошо выдерживается по всему району. Нельзя, однако, этого сказать про их мощность. В восточных разрезах (рр. Жмийка, Каргала, Киякты и др.) мощность палеоцена с 0.5—1 м вблизи от палеозоя быстро возрастает с удалением от него до 18—20 м. К западу, в районе Чубар-тениза палеоценовые отложения залегают ниже дневной поверхности, снова появляясь в ур. Мын-булак и по меридиональным обрывам в районе 4-го пикета. Однако их мощность здесь уменьшается до 3—4 м, как это видно из приведенного выше разреза, а вместо гальки фосфоритов в основании остаются отдельные желваки, рассеянные по всей толще глауконитовых песков. Еще далее к западу, в области развития меловых пород, от палеоцена остаются только отдельные фосфоритовые россыпи, венчающие многие меловые возвышенности (останцы Биль-тау, Катырган-чинк, Аблан-тау, Кыз-имчик и др.). На сопках Кыз-имчик, где палеоцен еще сохранился в коренном залегании, нами в фосфоритово-глауконитовом слое была найдена устричная банка, состоящая из обильных экземпляров одного вида устриц. О. С. Вялов определил отсюда *Ostrea massagetica* Vial. et Born., впервые установленную в палеоцене Казалинского района; кроме. нее, оказались формы, переходные между *Ostr. massagetica* и типичными *Ostr. sinzowi* Netsch.

Фиг. 8. Палеоценовый базальный конгломерат (палеоцен лежит на мелу). Р. Жмийка.

На юг, как это можно установить по обрывам к югу от 4-го пикета и в обнажениях восточной припалеозойской полосы, палеоценовые отложения почти нацело выклиниваются. В обрывах близ сора Карой (к югу от 4-го пикета) мощность палеоцена уменьшается до 20—30 см (видно не совсем ясно), хотя он и представлен глауконитовой фосфоритовой фацией.

В Арыськульской депрессии, к юго-востоку от оз. Арысь-куль, палеоцен представлен, повидимому, всего лишь тонким (10—12 см) прослоем кварцитов с грубыми, почти нацело кварцевыми конкрециями. Южнее ур. Тюткен видно, как эти конкреции непосредственно ложатся на меловые породы.

Восточнее, по правобережью р. Сары-су, меловые породы покрываются сразу серыми эоцен-нижнеолигоценовыми глинами, в основании содержащими зубы акул.

Возраст глауконитово-фосфоритовых отложений можно считать достаточно точно установленным, хотя палеонтологические сборы из этого горизонта и невелики. Нами, как мы уже отмечали, на горе Кыз-имчик (вблизи юго-восточной окраины Приаральских Кара-кумов) в фосфоритовом слое были найдены *Ostrea massagetica* Via l. et Born. и устрицы, переходные между типичными *Ostr. massagetica* и *Ostr. sinzowi*. На рр. Каргале и Киякты в фосфоритах часто встречаются фосфоритизованные ядра пелеципод *Cyprina* (?), окатанные губки *Ventriculites* и обломки зубов акул, из которых определены *Carcharodon* sp., *Odontaspis* sp., *Otodus obliquus* Ag.

Из приведенной фауны на палеоценовый возраст указывает только *Ostrea massagetica*. Хотя она и является эндемичной формой, тем не менее, по мнению О. С. Вялова, может считаться руководящей для палеоцена отдельных областей, так как в Приказалинском районе, из которого *Ostr. massagetica* впервые описана, она встречается в фосфоритовых слоях основания палеогена совместно с другой палеоценовой фауной (Петрушевский, 1933). На Мангышлаке, по указанию О. С. Вялова и Б. А. Борнемана, *Ostr. massagetica* также приурочена к палеоцену.

В основании вышележащих слоев, в которые глауконитово-фосфоритовые породы переходят постепенно, фауна имеет уже смешанный палеоцен-эоценовый характер, с отдельными видами, не поднимающимися выше палеоцена.

На палеоценовый возраст описываемых слоев указывает также тождественность их литологического состава с палеоценовыми отложениями Казалинского района.

Эоцен-нижнеолигоценовые отложения. Выше глауконитово-фосфоритовых отложений залегает мощная толща морских серых глин, пользующихся весьма широким распространением, особенно в центральных частях Тургайской мульды.

Литологический и механический состав их весьма однообразен. Это очень тонкие илистые породы с 95—97% частиц меньше 0.01 мм. Только в некоторых местах района среди них появляются прослои более грубых пород. Так, например, на юге вблизи впадин Култун-туз и Биль-кудук встречаются прослои и линзы тонкозернистых кварцевых песчаников и алевритов; в обнажениях к северу от 4-го пикета в верхней части глин (близ кровли) проходит 5—8-сантиметровый прослой мелкого кварцевого галечника, сцементированного глиной в конгломерат; в ур. Ак-сай в средней части толщи глин содержатся два прослоя гипсового песчаника с остатками зубов и позвонков рыб и битой тонкой неопределимой ракуши. Значительно чаще в глинах встречаются многочисленные прослои (до 10—12) известковых и известково-глинистых конкреций, в которые включены обломки кремневых спикул губок, перекристаллизованные раковины фораминифер, мелкие зерна кварца и кристаллики пирита.

Особенно многочисленны прослои известковых караваеобразных конкреций в обрывах Атам-бас-чинка и Челкар-нуры. К ним иногда бывают приурочены скопления мелких пелеципод.

Вся толща глин по литологическим признакам не поддается расчленению на отдельные горизонты; иногда расчленение возможно по различной окраске глин, но, в основном, по району вся их толща является однообразнозеленовато-серой.

Глины всегда хорошо слоисты, подчас почти сланцеваты; при высыхании распадаются на тонкие пластинки, лепестки и чешуйки, легко развеваемые ветром. В той или иной степени вся толща глин пронизана гипсом; больше всего его в верхних частях свиты. Встречаются как пластинчатый гипс тонкими прослоями, так и правильно хорошо образованные кристаллы. Последние являются эпигенетичными.

Фауной глины весьма богаты, но горизонтальное распространение ее неравномерно. В южной части мульды (южнее трассы Джусалы-Карсакпай) мы в глинах, кроме ихтиофауны, никаких органических остатков не находили. Севернее (в районе рр. Каргалы, Киякты и др.), в припалеозойской части фауна есть, но резко обедненная видами, по сравнению с западными частями района; преобладают раковины *Cytherea* ex gr. *incrassata*, образующие целые россыпи на поверхности глин. Зато в нижней части глин здесь нами были собраны в прослое глауконитовых песков многочисленные зубы акул.

На запад фауна становится богаче; особенно ее много в обрывах Атамбас-чинка и Челкар-нуры; в этих пунктах в 1912 — 1913 гг. Н. Г. Кассин произвел большие ее сборы, на основании чего им были выделены все три отдела эоцена и нижний и средний олигоцен. В правильности выделения последнего в пределах рассматриваемой толщи глин приходится, однако, в настоящее время по ряду соображений сомневаться.

Мощность эоцен-нижнеолигоценовых глин подвержена сильным колебаниям и находится в зависимости от глубины залегания палеозойского фундамента — чем глубже лежит последний, тем больше мощность. В припалеозойской (восточной) части она не превышает 20—30 м; с удалением отсюда на запад, в обрывах Сары-ин видимая мощность достигает 50—60 м, в обрывах Машай-чинка и Атам-бас-чинка 80—90 м, а по Челкар-нуре 110—120 м. Резкое уменьшение мощности наблюдается при приближении к западному борту впадины; так, в районе 4-го пикета мощность местами не превышает 10—12 м. Сравнительно небольшую мощность имеют глины и в южной части нашего района, где она не превышает 50—60 м, снова увеличиваясь еще дальше к югу; в низовьях р. Чу она достигает 120—130 м (Кассин, 1925; Козырев, 1927).

Перейдем теперь к вопросу о возрасте глинистой толщи. Низы ее, возможно, представляют переходные слои от палеоцена к эоцену, что подтверждается следующими соображениями. В обрывах р. Сюрю (левый приток р. Каргалы) в глауконитовых песках основания глинистой толщи нами собраны зубы акул, из которых определены:[1] *Oxirina desori* mut. *praecursor* (?) Lerich, *Carcharodon toliapicus* mut. *acsuatica* Men., *C.* ex gr. *auriculatus* Ag., *Odontaspis macrota* Ag., *Od. vinkleri* Ler., *Xiphodolamia ensis* Leidy, *Myliobatis* sp.

Из приведенных форм только две заходят в олигоцен: *Odontaspis macrota* Ag. и *Carcharodon* ex gr. *auriculatus* Ag., одна (*Carcharodon toliapicus* mut. *acsuatica* Men.) не поднимается выше палеоцена, остальные характерны и для палеоцена, и для эоцена.

Не противоречит этому выводу и состав ихтиофауны, собранной нами в основании толщи глин близ Кырк-кудука (на Кара-эспе) и на правобережье Сары-су в южной части обрывов Аяк-косун. Здесь найдены: *Odontaspis macrota* Ag., *Od.* cf. *vinkleri* Lerich., *Od.* cf. *crassidens* Ag., *Otodus obliquus* Ag., *Carcharodon* sp., *Myliobatis* sp.; преобладающими среди них являются палеоцен-эоценовые формы.

Общий же состав приведенной фауны характеризует скорее нижний эоцен, чем палеоцен.

Вышележащая часть глинистой толщи содержит очень разнообразную фауну. Из весьма неполных сборов в обрывах Атам-бас-чинка, Челкар-нуры, ур. Ак-сай (Кизил-кия) и обрывов около р. Сюрю мы определили:[2] *Ostrea plicata* Sol. sensu lato, *Crassatella deshayesiana* Nyst. var. *elliptica* Vial., *Crassatella* sp., *Isocardia eichwaldiana* Rom. [= *Is. multi-*

---

[1] Все приводимые в работе определения ихтиофауны сделаны В. В. Меннером.

[2] Определения сделаны Н. С. Зайцевым при консультации А. К. Алексеева и А. Л. Яншина.

costata A b i c h (non N y s t.) = *Is. massagetica* R o m. (non E i c h w.)], *Isocardia* sp., *Cytherea incrassata* S o w., *Cardium* cf. *aralense* A b i c h., *C.* cf. *semigranulatum* S o w., *Cardita* (*Venericardia*) *lukovichi* (?) R u c h., *Chlamys* sp., *Nucula* sp., *Pinna* cf. *semiradiata* v. K o e n., *Modiola* n. sp., *Culltellus* sp., *Rostellaria* cf. *macroptera* L a m k., *Fusus* cf. *conjunctus* D e s h., *Sycum bulbiformis* L a m k., *Voluta depauperata* S o w., *Voluta* близкая к *V. nodosa* S o w., *Turritella angulata* S o w., *T. supracarinata* A l e x., *T. uniangularis* L a m k., *T. sulcifera* D e s h. var. *paucicarinata* L u k., *Turritella* sp., *Mesalia variabilis* D e f r. var. *termenbesica* R u c h., *Tomyris* sp., *Mitra* sp.., *Pleurotoma* sp.

Перечисленная фауна указывает на средне-верхнеэоценовый и нижнеолигоценовый возраст содержащих ее пород. К этому выводу в последнее время пришли исследователи палеогеновых отложений западной части Центрального Казахстана и северо-восточного Приаралья, установив, что средисеро-зеленых морских глин средний олигоцен отсутствует. На большей части этой обширной территории к началу среднего олигоцена, очевидно, имели место поднятия, приведшие к накоплению грубых континентальных осадков с остатками флоры и костями млекопитающих. Поэтому выделение Н. Г. Кассиным морского среднего олигоцена с богатой нормальной фауной для района Челкар-тениза надо считать необоснованным. Эти выводы, очевидно, были построены на не совсем точных видовых определениях фауны. А. К. Алексеев отложения северо-восточного Приаралья, соответствующие рассматриваемым, отнес только к эоцену. Ряд других авторов (Т. А. Мордвилко, Л. Б. Рухин) считает и, вероятно, более обоснованно, что эти глины захватывают и нижний олигоцен. Таким образом, в этом вопросе наши точки зрения совпадают. Отметим в частности, что среди перечисленной фауны имеются такие типичные олигоценовые формы, как, например, *Cytherea incrassata* S o w., встречающаяся у нас в районе во многих местах, преимущественно в верхних частях разреза.[1]

С р е д н е - в е р х н е о л и г о ц е н о в ы е о т л о ж е н и я.[2] Выше морских эоцен-нижнеолигоценовых глин в различных районах Тургайской впадины залегает толща преимущественно пестро- и красноцветных пород, которые до последнего времени чаще всего считались нижнемиоценовыми. В исследованной области мы выделяем три района, в которых эти отложения являются фациально различными. Первый район — северо-восточный — от границы палеозоя на востоке и приблизительно до обрывов Машай-чинк на западе; второй— западный, на востоке непосредственно примыкающий к первому, а на западе ограниченный меридиональными обрывами Челкар-нуры, и третий — южный — область развития красноцветных пород в столовых останцах по правобережью р. Сары-су, вдоль трассы Джусалы-Карсакпай (от 4-го до 12-го пикета) и к югу от последней.

В первом районе средне-верхнеолигоценовые отложения, именуемые в дальнейшем болаттамской[3] толщей, представлены в верхней части жирными сильно гипсоносными пестроцветными (красными, желтыми, серыми) глинами, чередующимися с глинисто-песчаными прослоями. Кое-где им подчинены прослои железистых песчаников незначительной мощности. Общая мощность этой пачки 30—35 м.

Нижняя угленосная часть толщи состоит из более грубого материала.

---

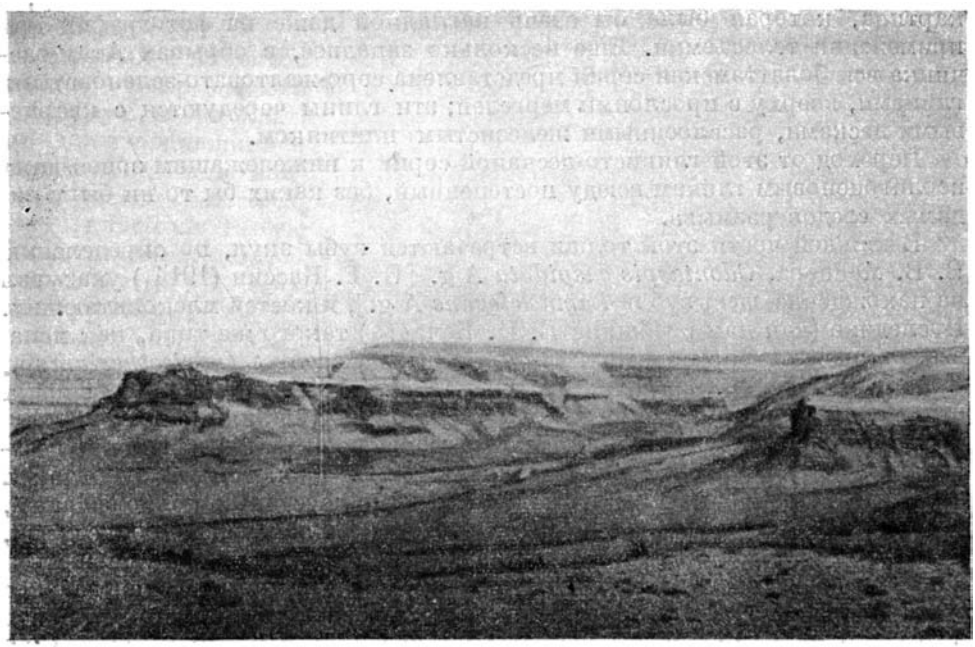
[1] В объяснительной записке к листу *L*-41 геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 Б. А. Петрушевский (1946) по ряду соображений, главным образом исходя из сопоставления с Приаральем, отнес описанную толщу только к эоцену, не исключая, однако, возможности нижнеолигоценового возраста ее верхов.

[2] Более подробно эти отложения разбираются в статье Н. С. Зайцева (1939).

[3] Получили это название у джезказганских геологов от ур. Болаттам, где породам этого возраста подчинено месторождение угля и пирита.

Здесь прослеживаются (хотя и не везде выдержанные) железистые конгломерат-песчаники (мощностью до 4—5 м) с остатками растений, мелкозернистые кварцевые пески, выше которых обычно залегает пачка углистых и каолинистых глин (мощностью 4—6 м) с двумя-тремя прослоями углистых пород, переполненных конкрециями пирита. Общая мощность нижней части болаттамской толщи 8—11 м.

Известен ряд выходов этой толщи: Болаттам на р. Дулугалы-Джиланчик; Алтын-джар на р. Улькун-Джиланчик; Костам на р. Кайдаул; за пределами района — Джар-куе (к северу от р. Джиланчик), бассейн рр. Сары- и Кара-тургаев.



Фиг. 9. Кизил-кия на тракте Джусалы-Карсакпай. Внизу — эоцен-нижнеолигоценовые глины, вертикальный уступ — красноцветные болаттамские породы; в них видны два прослоя белого мергеля.

Нижняя часть болаттамской толщи содержит флору; из нашего района ранее указывались *Carpinus grandis* Ung., *Corylus insignis* Heer., *Salvinia Reussi* Ett. Кроме того, нами в месторождениях Болаттам и Алтын-джар в железистых песчаниках собраны:[1] *Taxodium distichum miocenum* Heer., *Comptonia oeningenensis* A. Br., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus kefersteinii* Goepp., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Corylus macquarri* Forb., *Equisetum* sp., *Populus* sp.

Вверх болаттамская толща постепенно переходит в зеленовато-серые сильно гипсоносные глины мощностью около 20 м. В верхней их части прослеживается хорошо выдерживающийся прослой бело-серого плотного мергеля мощностью до 2—2.5 м (фиг. 9). Такие мергели известны и за пределами нашего района (Матвеев и Нифантов, 1916; Пригоровский, 1915).

Зеленые глины обычно немые, и лишь в одном месте (в бассейне р. Каргалы, в 3 км севернее обрывов Кугала-джар) нами на поверхности плато, сложенном этими глинами, найдены три обломка устриц, из которых два

[1] Определения А. Н. Криштофовича.

оказались совершенно неопределимыми. Третий, по мнению О. С. Вялова, обнаруживает сходство с представителями группы **Cigantostrea** причем наибольшее — с олигоценовой *Ostrea callifera*. По ряду соображений О. С. Вялов склонен относить его скорее к палеогеновым представителям устриц, а не к неогеновым.[1]

При движении с востока на запад болаттамская толща претерпевает весьма существенные изменения. По обрывам Машай-чинк видно, как к западу пестроцветная свита постепенно замещается сероцветной; отдельные красные прослои доходят до западных частей Машай-чинка. В общем, получается картина взаимного переплетения пластов красных пород, выклинивающихся к западу, и серых, выклинивающихся к востоку,— картина, которая была бы очень наглядной даже на фотографии при применении телесъемки. Еще несколько западнее, в обрывах Атам-бас-чинка вся болаттамская серия представлена серо-желтовато-зеленоватыми глинами, вверху с прослоями мергелей; эти глины чередуются с кварцевыми песками, расслоенными железистым плитняком.

Переход от этой глинисто-песчаной серии к нижележащим эоцен-нижнеолигоценовым глинам всюду постепенный, без каких бы то ни было видимых следов размыва.

В нижней части этой толщи встречаются зубы акул, по определению В. В. Меннера, *Odontaspis cuspidata* A g. [Н. Г. Кассин (1914_1) указывал на нахождение здесь зубов *Lamna elegans* A g.], и костей млекопитающих. Последние (как нам сообщила Е. И. Беляева) такого же типа, как и известные ранее из обрывов Челкар-нуры. Здесь оказались *Indricotherium* sp., *Epiaceratherium* sp., грызуны *Tsagonomis* sp. (известные из олигоценовых отложений Монголии) и неопределимые ближе хищники.

Совместное нахождение костей млекопитающих (притом таких различных, как носороги, хищники и грызуны) и неокатанных зубов акул мы объясняем вторичным залеганием костей, принесенных с близлежащей, располагавшейся где-то на западе суши. Переносились, очевидно, не кости, не несущие следов окатки, а трупы животных, способные подолгу держаться на воде; ветром, течениями и т. д. они легко могли разноситься на далекое расстояние от суши, с которой были снесены. Именно так можно объяснять не только совместное залегание остатков наземной и морской фауны (при большом видовом разнообразии первой, что мало понятно в условиях первичного захоронения), но и полное отсутствие во вмещающих породах как грубозернистых осадков — включений гравия, гальки, так и косой слоистости и т. д. Важна также хорошая сохранность костей — здесь находили, например, конечности с полностью уцелевшими даже самыми мелкими косточками. Интересно при этом отметить, что количество костей убывает от Челкар-тениза к востоку. В обрывах Атам-бас-чинка попадаются отдельные разрозненные кости, а еще восточнее они встречаются совсем редко.

К западу от Атам-бас-чинка располагаются обрывы Челкар-нуры, в которых болаттамская (индриковая)[2] толща построена иначе (фиг. 10). Здесь, начиная примерно от сопки Джанай-чоку (несколько к востоку от нее) и везде далее на запад на морские эоцен-нижнеолигоценовые глины ложится по слабо размытой волнистой интенсивно ожелезненной поверх-

---

[1] На карте эти глины обозначены индексом Pg_3^3.

[2] Т. А. Мордвилко (Борсук, 1935; Мордвилко, 1936) разделяет отложения, лежащие на Атам-бас-чинке и Челкар-нуре выше морских глин эоцена — нижнего олигоцена, на индриковую и на диндриковую свиты. Мы считаем это разделение искусственным, так как кости индрикотериев и др. попадаются не повсеместно, а литологически породы обеих свит настолько близки, представляя собой единый осадочный комплекс, что не только раздельно картировать, но и отличать эти свиты в соседних обнажениях не всегда возможно.

ности песчано-слюдистая свита. Она состоит из чередования горизонтально наслоенных слабо-глинистых тонкозернистых слюдистых песков с такими же песками, но вихревато-слоистыми. Мощность слюдистой свиты от Джанай-чоку, где она равна около 15 м, увеличивается к западу и в ур. Мын-сай доходит до 20—24 м. Слюдистая свита перекрывается песчано-глинистой гипсоносной свитой мощностью до 20—25 м, в нижней трети содержащей кости млекопитающих и зубы акул. К западу эта песчано-глинистая пачка нередко замещается почти нацело песчаной толщей с обильным железистым плитняком.

У западного окончания обрывов Челкар-нуры (фиг. 11) слюдистая и песчаная свиты сливаются воедино и достигают общей мощности 35—40 м.

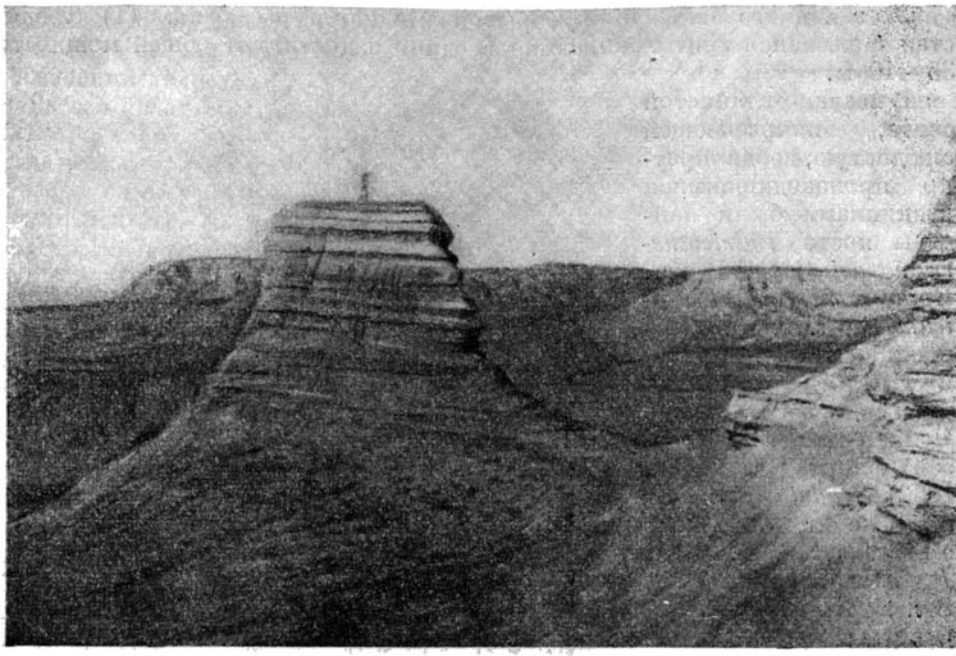
В песчано-глинистой свите, покрывающей слюдистую, неоднократно производившимися раскопками были найдены кости *Indricotherium asiaticum* Bor., *Epiaceratherium turgaicum* Bor. и др. (Борисяк, $1915_{1,2}$).

Индрикотериевые слои содержат в районе Челкар-тениза (Мын-сай) флору (Пояркова, 1932). *Sequoia Langsdorfii* Heer, *Phragmites oeningenensis* A. Br., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus nostraum* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus insignis* Heer, *Quercus Alexeevi* A. Pojark., *Zelkova Ungeri* Kov., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Quercus Gmelinii* A. Br., которая ни в видовом, ни, тем более, в возрастном отношении почти ничем не отличается от флоры болаттамских отложений восточного района.

Фиг. 10. Овраг в обрыве Челкар-нуры. Внизу эоцен-нижнеолигоценовые глины, вертикальный уступ — слюдистая свита, белое вверху — болаттамская (индриковая) свита.

К северу от обрывов Атам-бас-чинка, по берегу озера Ак-куль на описанные породы по сильно размытой поверхности налегает нижнемиоценовая сазанбайская свита, отсутствующая в районе Челкар-тениза, где наиболее молодыми породами являются вышеописанные песчано-глинистые и песчаные отложения. Отметим, что здесь в ряде мест среди песчано-глинистой серии в глинах находятся скопления раковин пресноводных моллюсков (*Paludina* sp., *Bythinia* sp., *Limnaea* sp. и др.). Мы их находили в обрывах Челкар-нуры, севернее в сае Бола-бай-мурат, в обнажениях по западной окраине Джаман-ак-куля. Отношение отложений с пресноводной фауной [они были известны и предыдущим исследователям (Кассин, 1914; Мордвилко, 1936; Пригоровский, 1915)] к подстилающим и покрывающим породам не вполне ясно. Н. Г. Кассин указывает, что они выполняют мульды в рельефе подстилающих отложений. В действительности они, повидимому, образуют линзы, выше и ниже которых залегают породы иного происхождения, без пресноводной фауны.

Болаттамская толща в южном районе построена значительно проще. Здесь на морские эоцен-нижнеолигоценовые глины совершенно спокойно (без следов размыва или перерыва в накоплении осадков) ложится пачка буро-красных или темнокрасных глин очень плотных, однородных, включающих один, реже два тонких прослоя песчанистого мергеля (последние не везде выдерживаются). Мощность глин обычно не превышает 10 м и лишь в останцах по правобережью р. Сары-су (Кулан-кизил, Бас-косун, Орта-косун и др.) увеличивается до 12—18 м (фиг. 12).



Фиг. 11. Останец слюдистой свиты в западных частях обрывов Челкар-нуры. Внизу выходят эоцен-нижнеолигоценовые глины.

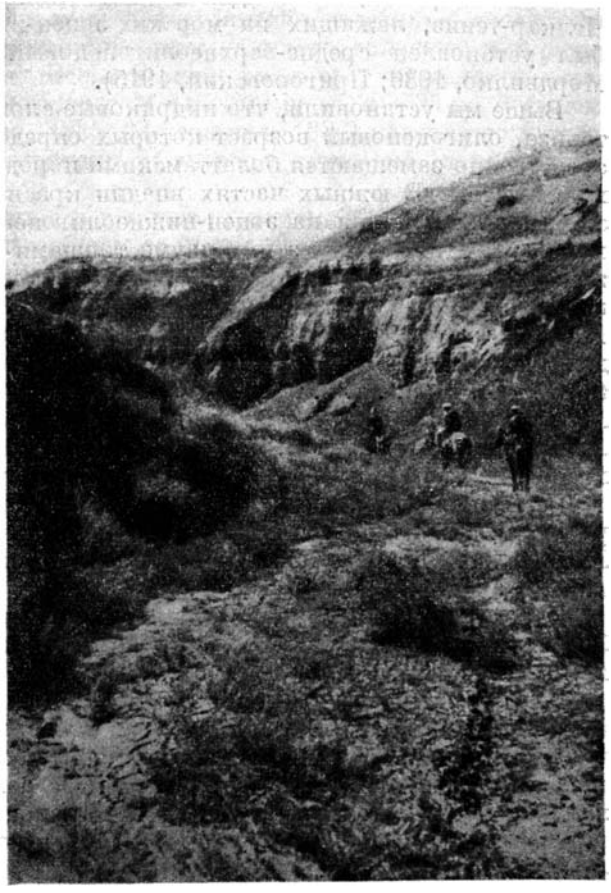
Выше глин залегают песчано-конгломератовые породы, состоящие из прослоев белых, бурых и желтых разнозернистых песков, гравийных песчаников, мелкогалечных конгломератов и железистых песчаников с отпечатками обычной «тургайской» флоры. Мощность песчаных пород не превышает 10 м. К их основанию местами приурочены выходы слабых родников.

В низовьях р. Сары-су в этих песчаных породах в 1936 г. (Орлов, 1937) были найдены остатки индрикотериевой фауны, повидимому несколько более молодой, чем на Челкар-тенизе, а в красных глинах обнаружены солоноватоводные водоросли.

Таким образом, из всех трех рассмотренных районов наименьшую мощность, в пределах 20—30 м, болаттамские породы имеют на юге.

Как уже указывалось, большинство исследователей (Кассин, 1914_2; Криштофович и Палибин, 1915; Матвеев и Нифантов, 1916; Пригоровский, 1915, 1935) возраст описанных отложений считали неогеновым, основываясь на содержащейся в них флоре, которая характеризует так называемые аквитанские слои Западной Европы. Позднее было установлено, что эта флора имеет широкое вертикальное распространение (большей частью начиная с эоцена и до миоцена включительно).

Эта лесная широколиственная флора, получившая от А. Н. Криштофовича название «тургайской», в последнее время (Криштофович, $1930_{1,2}$; Палибин, 1936) была признана собственно олигоценовой; естественно казалось, что слои, содержащие ее, также будут считаться олигоценовыми. Однако для нашего района, а также для некоторых смежных они продолжают именоваться нижнемиоценовыми или аквитанскими. Надо полагать, что большую роль в сохранении старого определения возраста сыграли описанные Н. А. Смирновым (с рч. Талды-эспе) представители меловой флоры, принятые им ошибочно за миоценовые *Platanus aceroides* Goepp. и *Quercus drymeja* Ung.



Фиг. 12. Обнажение болаттамской свиты в красноцветной фации. Тамгалы-нура, по левому берегу р. Сары-су.

Миоценовыми болаттамские отложения считались еще и потому, что породы среднего течения р. Джиланчик, содержащие остатки нижнемиоценовых носорогов, неправильно синхронизировались с отложениями болаттамской толщи. В действительности последние являются породами более древними, так как костеносные отложения выполняют в них руслообразные понижения (подробнее об этом ниже, стр. 94).

Далее, при отнесении рассматриваемых отложений в восточных частях Тургайской впадины к миоцену, сыграло некоторую роль то, что работавшие здесь геологи (Матвеев и Нифантов, 1916) недостаточно разобрались в стратиграфии района, вследствие чего обобщавший материал исследований Н. Г. Кассин провел неправильные сопоставления. Показав в своем районе неоген на очень ограниченных площадях, Н. Г. Кассин, пользуясь чужими описаниями для соседних районов, сопоставил с ним самые различные отложения, в значительной степени более древние.

Наконец, весьма велико оказалось значение теоретических представлений. Считалось, что все красноцветные отложения Тургайского пролива являются неогеновыми, и этот район соответственно закрашивался на геологических картах, иногда не только без полевых наблюдений, но и вопреки имевшимся в литературе указаниям. Целый ряд исследователей указывал на наличие мела в Приаральских Кара-кумах, в том числе и в красноцветных фациях (Яковлев, 1880; Гельмерсен, 1879; Романовский,

1878—1890; Мушкетов, 1886; Берг, 1908). Тем не менее сохранялась старая точка зрения, находившая свое отражение и в литературе, и на геологических картах. Только на карте, выпущенной к XVII Международному геологическому конгрессу, мы видим резкое изменение, но и здесь неоген показан шире своего действительного распространения — он отсутствует южнее 49 параллели.

Таким образом, только для песчано-глинистых свит окрестностей оз. Челкар-тениз, лежащих на морских эоцен-нижнеолигоценовых глинах, был установлен средне-верхнеолигоценовый возраст (Кассин, 1914_2; Мордвилко, 1936; Пригоровский, 1915).

Выше мы установили, что индриковые слои Атам-бас-чинка и Челкар-тениза, олигоценовый возраст которых определен давно, на восток непосредственно замещаются болаттамскими породами; следовательно, они одновозрастны. В южных частях впадин красноцветные глины болаттамской толщи ложатся на эоцен-нижнеолигоценовые отложения. Особенно хорошо контакт между этими двумя толщами виден в ур. Кизил-кия (между 5-м и 7-м пикетами трассы Джусалы-Карсакпай, фиг. 9), причем здесь в морских глинах досамого верха встречается фауна *Isocardia eichwaldiana* Rom., *Is. multicostata* Nyst., *Turritella sulcifera* Desh., ядра неопределимых туррителл; *Crassatella deshayesiana* Nyst. var. *elliptica* Vial., *Cardita* sp. и др. , т. е. в общем комплекс средне-верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых форм. Учитывая постепенный переход серых глин в вышележащие красные, мы, естественно, должны допустить, что отложение последних началось никак не позднее среднего олигоцена.

В тех же местах, где между соответственными толщами намечается перерыв (Челкар-тениз, припалеозойская часть), он был, очевидно, очень непродолжительным, так как нигде в районе не наблюдается сколько-нибудь значительного размыва.

Важно отметить, что над красными глинами на юге района, в низовьях Сары-су, найдена олигоценовая фауна носорогов, хотя и несколько более молодых, чем на Челкар-тенизе.

На олигоценовый возраст болаттамской толщи указывают также приведенные выше устрицы *Gigantostrea*, найденные в бассейне р. Каргалы в более высоких слоях, фауна млекопитающих, зубы акул *Odontaspis cuspidata* Ag. и, наконец, залегание описываемой толщи ниже нижнемиоценовых пород сазанбайской свиты и костеносных пород среднего течения р. Джиланчик, причем между ними и болаттамскими отложениями имеется значительный размыв.

Таким образом, средне-верхнеолигоценовый возраст для болаттамской толщи, как нам кажется, можно считать установленным.

Неогеновые отложения

В северо-западной части района на размытую поверхность нижнетретичных отложений налегает серия однообразных континентальных неогеновых пород. Они занимают левобережье нижнего и частью среднего течения р. Джиланчик, уходя далее на юг сплошной полосой до окончания песков Сазанбай, а кроме того, образуют отдельное пятно между озерами Джаксы и Джаман-ак-куль.

Нижние горизонты неогена представлены не очень выдержанными по петрографическому составу породами, среди которых преобладают белые, изредка розовато-красноватые, тонкозернистые кварцевые пески.

Пески косослоисты, пронизаны в различных направлениях железистым тонким плитняком (вторичного происхождения), включают маломощные пласты серых жирных и углистых глин и линзы бурых сильно глинистых

углей. К последним обычно приурочены значительные скопления пирита, который в виде крупных псевдоморфоз по растительным остаткам образует у могилы Дюсембай (в береговых подмывах р. Джиланчик) обильные россыпи.

Состав этой толщи не всюду остается одинаковым. Местами, как, например, у могилы Сарлытам на р. Джиланчик, в ур. Сазанбай, в ней появляются линзы ярко расцвеченных гипсовых песков, количество прослоев глин увеличивается и толща принимает песчано-глинистый характер. Непостоянству состава отвечает и непостоянство залегания слоев. Отдельные прослои быстро выклиниваются, волнисто залегают или даже срезают друг друга напело. Все это ясно указывает на непостоянство условий седиментации этой свиты. Мощность ее — 20—25 м. Укажем, что Т. А. Мордвилко (Борсук, 1935; Мордвилко, 1936) назвала ее нижнесазанбайской свитой, от урочища Сазанбая, где она лучше всего представлена.

Вышележащая свита, мощностью также примерно 20—25 м, отличается от описанной тем, что в ней преобладают глины, а коричневатые глинисто-углистые прослойки обнаруживают еще большее непостоянство. Т. А. Мордвилко называет ее верхнесазанбайской.

Общая мощность обеих свит, таким образом, достигает, повидимому, 50 м. Типичные их разрезы находятся в ур. Сазанбай, в обрывах левого берега р. Джиланчик, начиная от могилы Сарлытам и ниже, в обрывах Науша.

Породы, которые мы объединяем под общим названием сазанбайской свиты, так как они по литологическим, флористическим и генетическим признакам представляют единый комплекс, по возрасту скорее всего следует отнести к нижнему миоцену, т. е. к аквитанскому ярусу.

Мы основываемся при этом на целом ряде соображений. Во-первых, описываемые отложения залегают с размывом на подстилающих породах, переходя со средне-верхнеолигоценовых (индриковых) на более древние вплоть до морской толщи эоцена — нижнего олигоцена. В северо-западных обрывах оз. Джаксы-ак-куль весьма отчетливо видно, как на одном и том же уровне у уреза воды в одном случае выходят кварцевые с железистым плитняком пески сазанбайской свиты, а в другом, в нескольких сотнях метров к востоку — индриковые слои и подстилающие их морские эоцен-нижнеолигоценовые глины. При практически горизонтальном залегании слоев это явление, кроме как глубоким размывом в досазанбайское время, объяснить невозможно. Во-вторых, сазанбайская свита в урочище одноименного названия лежит гипсометрически выше кровли болаттамских пород, развитых непосредственно к югу и юго-востоку. Далее, сазанбайская свита должна залегать и выше верхнеолигоценовых зеленых (надболаттамских) глин с мергелями (хотя непосредственного налегания мы и не наблюдали), так как при приближении последних к полю сплошного развития сазанбайской толщи мергели из поверхностных россыпей исчезают, очевидно, перекрываясь кварцевыми песками сазанбайской свиты. Наконец, последнее доказательство в пользу миоценового возраста этих пород — это наличие в них богатой флоры. Флора содержится в обеих частях свиты. Из наших сборов в нижней части сазанбайской свиты в обнажении Кизил-джар на р. Джиланчик А. Н. Криштофович определил *Juglans acuminata* A. Br. и *Alnus* (или *Corylus*) sp., а из верхней — в ур. Сазанбай *Populus grandulifera* Heer и в обрывах Науша *Carpinus grandis* Ung. Во всех случаях отпечатки флоры сохранились на тонком железистом плитняке.

Т. А. Мордвилко на границе верхней и нижней свиты в обрывах Науша собрала, по определениям М. Борсук, следующую флору: *Salvinia mildeana* Goepp., *Glyptostrobus europaeus* var. *Ungeri* Heer, *Populus balsamoi-*

des Goepp., *Betula Brogniarti* Ett., *B. prisca* Ett., *B. macrophylla* Heer, *Alnus kefersteinii* Ung., *Rhamnus Gaudinii* Heer, *Liquidambar europaeum* A. Br. и др.

Эта флора обладает довольно широким вертикальным распространением, но, по мнению М. Борсук, наиболее характерна для миоцена и верхнего олигоцена. Нам кажется, что эта точка зрения не вполне верна. Приведенная флора довольно значительно отличается от обычной «тургайской», олигоценовой; общий облик ее, повидимому, несколько более молодой. Если учесть залегание сазанбайской свиты на размытой поверхности верхнеолигоценовых пород, то миоценовый возраст ее становится наиболее вероятным.

В нашем районе имеется еще один тип неогеновых отложений, занимающих очень ограниченную площадь. В среднем течении р. Джиланчик в обрывах Кушук-джар и Джилик-джар среди поля сплошного развития болаттамских пород появляются совершенно неожиданно породы иного габитуса. Они представлены темносерыми песками, песчаными глинами, глинистыми мергелями и известняками бобово-зернистой структуры, переполненными органическими остатками. На глинах и мергелях очень много отпечатков различных растений, среди которых А. Н. Криштофович определил *Salvinia mildeana* Göepp., *Gramineae* или *Cyperaceae* (листья злаков или осоки); здесь же встречаются кости миоценовых носорогов. Впервые костеносные отложения Кушук-джара были открыты И. Е. Гайлитом в 1913 г. Позднее здесь побывало много исследователей (Козлов, Прохоров, Пригоровский, Беляева и др.), частью со специальной целью раскопок костей. В настоящее время отсюда известны следующие формы: *Mastodon angustidens* Cuv., *Aceratherium* sp., *Ac. depereti* Bor., *Brachypotherium aurelianense* var. *gailiti* Bor., черепаха *Testudo escheri* Pict. et Humb., несомненно доказывающие миоценовый возраст этих слоев.

Соотношение костеносных отложений с сазанбайской свитой неясно, но, судя по тому, что костеносные отложения имеют русловой характер залегания (выполняют впадины в рельефе подстилающих пород), они, повидимому, являются более молодыми.

До наших работ, как мы уже отмечали выше, некоторыми исследователями (Пригоровский, 1915) эти костеносные отложения параллелизовались с болаттамскими и принимались за один и тот же горизонт на основании залегания тех и других на одном и том же гипсометрическом уровне. В действительности дело обстоит далеко не так.

Костеносные отложения выходят в нескольких местах по крутому правому берегу р. Джиланчик (Джилик-джар, Кушук-джар и др.). И вверх, и вниз по реке от обнажений костеносного миоцена на одном с ним уровне выходят типичные болаттамские породы среднего и верхнего олигоцена, которые затем ниже по реке перекрываются сазанбайской свитой.

Болаттамские породы здесь, так же как и в других местах, резко отличны от костеносных. В них нет известняков, нет травянистой болотной флоры, окраска, в отличие от серо- и темноцветных пород с костями носорогов — пестроцветная.

Отложения с костями носорогов пользуются весьма ограниченным распространением; кроме отмеченных выше обнажений, каждое из которых по длине не превышает полукилометра, они нигде больше не выходят. М. М. Пригоровский указывает на нахождение костей и ниже по реке. Во время наших работ берега Джиланчика в этих местах были везде задернованы.

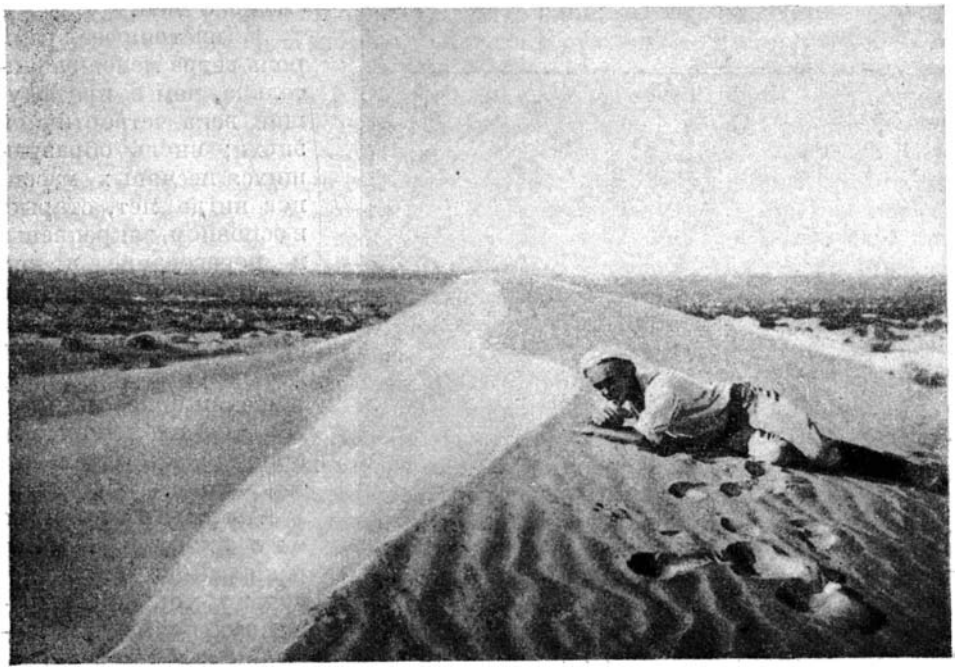
Кроме того, тот же автор писал, что находил кости позвоночных, вымываемые из обнажений глин и песков, в нескольких километрах выше по течению от Алтын-джара. Мы здесь не нашли никаких костей; не знали о них ничего и местные жители. Вполне возможно, что и здесь костеносные

отложения выполняют какие-то русловые понижения. Не исключено, впрочем, что эти кости принадлежат индрикотериям, так как в этом районе развиты болаттамские породы.

Таким образом, костеносные отложения образуют небольшие островки среди более древних средне-верхнеолигоценовых пород. Все отмеченные факты наводят нас на мысль, что эти отложения залегают в каких-то древних углублениях (скорее всего в русловых или озерных понижениях) донеогенового рельефа, выработанного до их отложения. Видимая мощность костеносных пород около 10 м.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения изучены далеко не достаточно, чтобы рассматривать их в стратиграфической последовательности; поэтому описание их дается по генетическим комплексам.



Фиг. 13. Перевеваемые пески (на меловых породах) вблизи ст. Бай-хожа Оренбургской ж. д.

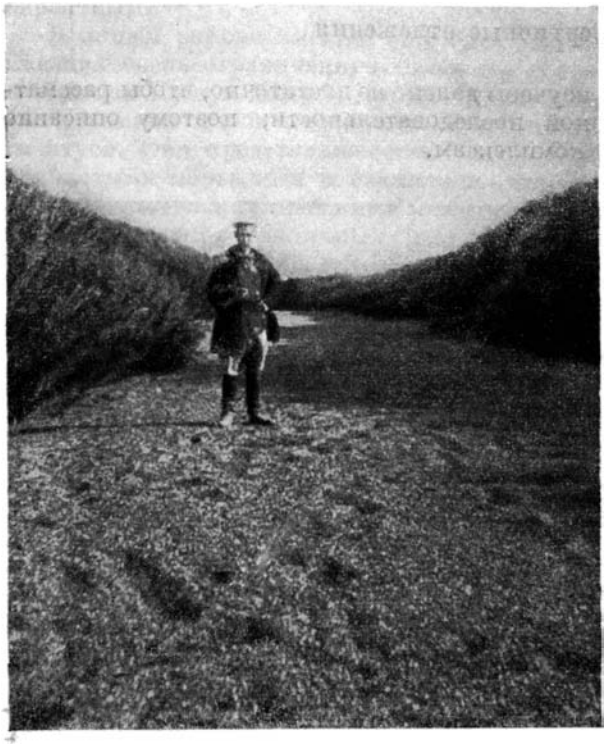
Элювиально-делювиальные суглинки и супеси. Элювиально-делювиальные суглинки и супеси распространены почти повсеместно. Они слагают поверхность столовых останцев и плато, склоны водораздельных возвышенностей и впадин. Состав их зависит от состава материнских пород. На водоразделах обычно преобладают суглинки, реже супеси. В основании толщи водораздельных суглинков нередко наблюдается дресва твердых пород (песчаников, мергелей и т. д.).

Склоны возвышенностей и особенно нижние, более пологие части обрывов покрыты обычно делювиальным глинистым шлейфом. Днища глубоких впадин заняты более или менее рыхлыми, иногда засоленными продуктами глинистого состава.

Мощность описанных пород различна. На плато и водоразделах она чаще исчисляется десятками сантиметров, реже доходит до 2—3 м; во впадинах, повидимому, она несколько больше.

Надо сказать, что по своему происхождению суглинки и супеси не укладываются полностью в рамки элювиально-делювиальных пород. В их образовании, несомненно, принимал участие также и ветер.

Эоловые пески. Бо́льшая часть развитых в районе песков произошла в результате развевания коренных пород. Это подтверждается строгой зависимостью между областями распространения коренных песчаных пород и перевеянных песков. Последние удивительно закономерно приурочены всегда к областям развития первых. Эта точка зрения не нова, ее и ранее высказывал целый ряд исследователей.



Фиг. 14. Сухое русло р. Буланты, с гравийно-галечниковыми накоплениями.

В настоящее время роль ветра менее значительна, чем в предыдущие века четвертичной эпохи; вновь образующихся песчаных массивов нигде нет, старые, в основном, закреплены, и перевевание в них наблюдается лишь в единичных случаях (фиг. 13). Тем не менее действие ветра при разрушении более или менее тонких глинистых пород оказывается интенсивным.

Аллювиальные отложения. Все реки района имеют довольно хорошо выраженную пойменную террасу, сложенную чаще всего разнозернистыми песчаными отложениями или коричневато-бурыми суглинками. Ширина террасы у разных рек различна. Так, у р. Сары-су в среднем течении она не превышает 1.5—2 км, в нижнем—увеличивается до нескольких километров, а при выходе р. Сары-су (ниже могилы Белен-ана) в долину р. Чу — достигает двух-трех десятков километров. Состав отложений террасы, как правило, к нижнему течению становится более тонким. Мощность аллювия в низовьях р. Сары-су (там, где он сливается с аллювием р. Чу) превышает, как показывают глубокие колодцы, 20 м.

Из других рек района широкую пойму имеет Джиланчик; он достигает в нижнем течении, вероятно, не менее 10 км.

Высота поймы над руслом никогда не превышает 4—5 м. Сухие русла многих рек, особенно в верховьях, загромождены гравийно-грубопесчаными и галечниковыми накоплениями (фиг. 14).

Вторые террасы, прислоненные к третьим (наиболее высоким) или чаще к коренным берегам, имеют высоту над поймой 4—5 м, а над руслом 8—

10 м. Прослеживаются они обычно обрывками; выражены у многих рек неясно, часто незаметно сливаясь с коренными берегами; сложены коричневато-бурыми пористыми суглинками, а в верховьях рек — песками и галечниками.

Еще менее отчетливо выражены третьи (наиболее высокие) террасы. Лучше всего они развиты у рр. Сары-су и Кайдаула. У первой из них эта терраса обычно всхолмлена бугристыми песками, уже сильно закрепленными (пески Бирюк-кум); высота ее над руслом не менее 15—20 м. У р. Кайдаула третья терраса возвышается над руслом на 10—12 м; она сложена разнозернистыми белыми кварцевыми песками мощностью до 10 м. Эти пески налегают на размытую поверхность коренных пород, местами срезанную до верхней части эоцен-нижнеолигоценовых глин.

На многих реках района аккумулятивным третьим террасам отвечают террасы размыва (коренные), а иногда и структурные террасы коренных берегов. Так обстоит дело на рр. Джиланчик (верхнее течение), Белеуты, Миор и др.

Из озерно-аллювиальных отложений следует отметить горизонтальнослоистые суглинки и пески по южной и юго-западной окраине оз. Джаксы-ак-куль. Мощность их здесь достигает 3—4 м.

ТЕКТОНИКА

В этой главе мы очень сжато излагаем лишь те главнейшие данные по тектонике, без знания которых будет неясна история развития района и, в ряде случаев, не вполне понятна геологическая карта. Подробный разбор обильного нового материала по структуре Тургайской впадины имеется в другой статье Б. А. Петрушевского (1939_1).

В тектоническом отношении южная часть Тургайских степей представляет собой очень пологую замкнутую мульду, вытянутую с ЮЮВ на ССЗ. Границы мульды намечаются: на востоке — палеозоем Казахской складчатой страны, на севере — Кустанайским подземным валом палеозоя (Быков, 1937), на западе — Каратауским и на юге — Улутаускими подземными палеозойскими валами, о которых мы скажем ниже.

В соответствии с мульдообразным строением впадины наблюдается падение слоев всех пород (до верхнего олигоцена включительно) от бортов впадины, вследствие чего в центральных ее частях выходят наиболее молодые — нижнемиоценовые породы, а по краям — мезозойские (главным образом меловые).

Однако падения слоев настолько незначительны (практически неизмеримы), исчисляясь минутами, реже десятками минут, что об их наличии приходится судить только по смене пород одних горизонтов другими (при прослеживании на значительном расстоянии) и по разному гипсометрическому уровню этих горизонтов в различных частях мульды.

Ось ее погружается к северо-северо-западу, о чем свидетельствуют увеличивающаяся мощность осадков в этом направлении и присутствие только на северо-западе наиболее молодых отложений.

До последнего времени на геологических картах область, заключенная между палеозоем Казахской складчатой страны и восточным окончанием Южного Урала и Мугоджар, изображалась единой структурой, известной под именем Тургайского пролива. Считалось, что на севере пролив соединяется с Западно-Сибирской впадиной, на юге — с Чуйской, на западе и юго-западе — с Приаральем и Кизил-кумами. При этом предполагалось, что палеозой Казахской страны на западе оборван меридиональными сбросами огромного протяжения (Кассин, 1931) и залегает в Тургайском проливе на большой глубине. Время опускания здесь палеозоя и формирова-

ния огромной дизъюнктивной Тургайской впадины считалось мезозойским и увязывалось с киммерийскими движениями.

В действительности эти движения, однако, не привели к большим опусканиям по линии современного окончания палеозоя Казахской страны, по границе его с мезо-кайнозоем Тургайских степей. Палеозойские отложения здесь не обрываются сбросом, а совершенно постепенно уходят под более молодые осадки. По речным долинам (фиг. 2) они прослеживаются в нашем районе на десятки километров в глубь сплошного поля развития третичных пород. Для северных частей Тургайской впадины аналогичная картина установлена Г. Е. Быковым (1937). На других участках южной части Тургайской впадины палеозой залегает на различной, но, в общем, также незначительной глубине. Особенно неглубоко от поверхности он находится, очевидно, в области Каратауского и Улутауского валов.

Существование Каратауского вала, сложенного, в основном, меловыми породами, доказывается следующими фактами. На западной окраине района в направлении ССЗ — ЮЮВ тянется широкая полоса ненормально высоко залегающих меловых пород. Непосредственно к востоку от этой полосы на тех же и даже значительно меньших гипсометрических высотах выходят породы не более древние, а более молодые, именно— палеогеновые. Кое-где, как, например, по тракту Джусалы-Карсакпай, вблизи 4-го пикета, видно, что слои наклонены к востоку под углом 3—5°. Такая же картина наблюдается и по западной окраине, в районе нижнего течения р. Сыр-дарьи (Петрушевский, 1933, 1939_1).

Аналогичная картина наблюдается для Улутауского вала. На юго-востоке нашей области, в Арыськульской депрессии, выходят меловые породы, оконтуренные с обеих сторон палеогеновыми. Сопоставление абсолютных отметок кровли меловых отложений, выходящих здесь и в соседних районах, показывает, что в Арыськульской депрессии мел залегает ненормально высоко. Отметка его кровли в Арысь-куле находится на абсолютной высоте примерно 140—150 м, причем часть меловых пород размыта; в 90—100 км к югу отсюда, у оз. Аще-куль (как установлено буровой скважиной) эта отметка равна примерно минус 100 м абс. высоты; к северо-западу от Арысь-куля (если следовать по оси мульды), несмотря на то, что понижения в рельефе достигают местами 50 м абсолютной высоты (Челкар-тениз), меловые породы на дневную поверхность нигде не выходят. У оз. Челкар-тениз, если исходить из ориентировочной мощности всего палеогена в 200 м (видимая мощность его здесь около 150 м), отметка кровли мела должна находиться около 0 абс. высоты; наконец, еще севернее, в г. Тургае, толща эоцен-нижнеолигоценовых глин достигает более 300 м мощности.

Таким образом, Улутауский вал обрисовывается довольно рельефно; более крутым является его юго-восточное крыло и пологим — северо-западное. Простирание Улутауского вала ЮЮЗ — ССВ. Своим северным концом он почти соединяется с палеозоем Казахской страны (их разъединяет неширокая полоса палеогена, слагающего повышенные участки рельефа), а южным почти смыкается (под углом, близким к прямому) с меловыми породами Каратауского вала (их разделяет только полоса четвертичных отложений).

Повышенное залегание меловых пород в описанных структурах с несомненностью свидетельствует о том, что в их основании лежит приподнятый палеозойский фундамент. Простирание Каратауского вала, в общем, совпадает с простиранием складчатости в хребте Кара-тау (отклоняясь несколько круче к северу в северной части вала — в Приаральских Каракумах), а простирание Улутауского вала — с простиранием палеозоя западной окраины Казахской страны; тем самым как бы намечается дальнейшее продолжение (под более молодыми осадками) этих складчатых

сооружений. У нас имеется, кроме приведенных соображений, некоторый фактический материал по этому поводу. Близ оз. Кара-куль (при слиянии рр. Тургая и Иргиза), в пункте, находящемся на продолжении к северу Каратауского вала, если считать его простирание неизменным, на глубине всего около 55 м от поверхности (почти на уровне моря) — встречены палеозойские породы (Козырев, 1927).

Мы уже указывали, что все палеогеновые горизонты резко уменьшаются в мощности при приближении к валам; особенно резко это заметно для палеоцена (начало морской трансгрессии), мощность осадков которого вообще невелика (фиг. 15, 16, 17); с приближением к Улутаускому валу они почти нацело выклиниваются. Прекрасно это видно и для эоцен-нижнеолигоценовых глин по восточному склону Каратауского вала.

Интересно в связи с этим привести указания Г. Е. Быкова, что мощность палеогеновых осадков с приближением к Кустанайскому подземному валу палеозоя также уменьшается. Нельзя, однако, согласиться с автором в его трактовке Кустанайского вала как широтной структуры, соединяющей два складчатых сооружения меридиональных простираний — Урал и западную окраину Казахской страны. Нам кажется более правильным рассматривать этот вал как поперечную перемычку между двумя впадинами—Тургайской и Западно-Сибирской—образовавшуюся в результате подъема оси этих впадин.

Таким образом, в отличие от прежних представлений о Тургайском «проливе», западного ограничения которого мы не знали, Тургайская впадина представляется сейчас замкнутой со всех сторон сложенными палеозоем структурами, в большей своей части не выходящими на поверхность; неизвестно пока лишь строение северо-западной ее границы, к северу от окончания Каратауского вала. Впадина не является глубокой дизъюнктивной мульдой; палеозойский фундамент подымается к ее окраинам полого и даже в центральных частях не погружен очень глубоко.[1]

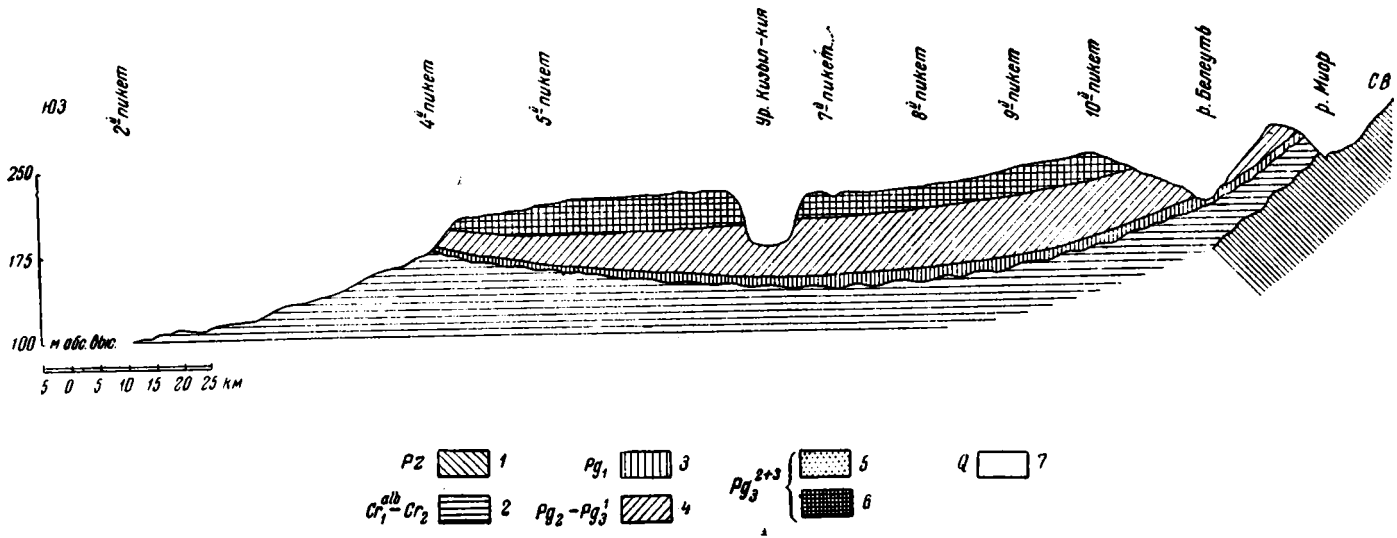
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТУРГАЙСКОЙ МУЛЬДЫ

В настоящей работе эта глава, как и предыдущая, дается лишь в самом сжатом конспективном виде; данные, касающиеся истории развития Тургайской мульды, несколько более полно изложены в другой статье Б. А. Петрушевского (1939_1).

После эпохи герцинского горообразования наступает длительный эрозионный цикл; в конце триаса или начале юры начинается отложение континентальных осадков, грубых (конгломераты) внизу, более мелких (сланцы, глины, песчаники) вверху. Характер пород свидетельствует о большом выравнивании рельефа и наводит на мысль, что юрские болота и озера были широко распространены; приподнятыми оставались лишь отдельные участки герцинской суши. Мы не знаем юрских отложений моложе лейаса и доггера (?), но надо полагать, что они просто срезаны позднейшей денудацией.

В конце юры или начале мела происходят новые интенсивные движения, приводящие к поднятию Казахской складчатой страны. Мы можем говорить об этих поднятиях на основании следующих фактов: а) отсутствия в районе пород мальма и неокома; б) грубообломочного характера альбской толщи, начинающей собой разрез мела (песчаные отложения типа

[1] На приложенных к статье профилях пришлось дать очень резкие искажения масштабов, без чего не выделялись описанные выше структуры. Напомним, что абсолютный масштаб явлений — разница между высотным положением одного и того же горизонта в мульде и на валу — здесь таков же, как во многих нарушениях на Русской платформе.

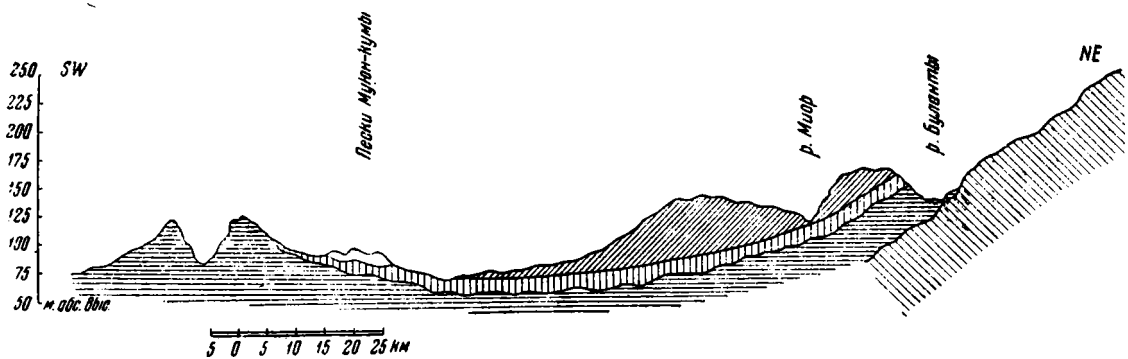


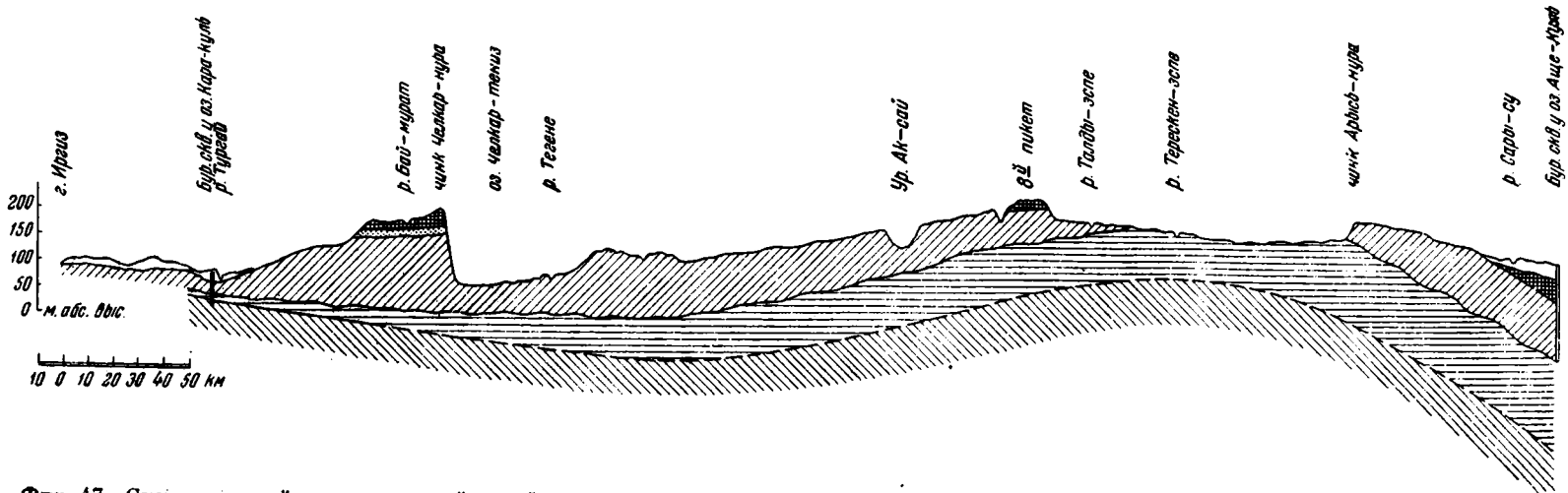
Фиг. 15. Схематический геологический профиль через южную часть Тургайской впадины вдоль тракта Джусалы — Карсакпай. Отношение вертикального и горизонтального масштабов 5 : 1.

1 — нерасчлененный палеозой (Pz); *2* — меловые отложения — пески, песчаники, глины (Cr_1^{alb}—Cr_2); *3*—палеоценовые отложения—глауконитовые пески (Pg_1); *4* — эоценовые — нижнеолигоценовые отложения — морские серые глины (Pg_2 — Pg_3^1); *5* —средне- и верхнеолигоценовые отложения — косослоистая слюдистая свита (Pg_3^{2+3}); *6* — средне- и верхнеолигоценовые отложения — болаттамская толща (Pg_3^{2+3});— *7* четвертичные отложения — пески (Q).

Фиг. 16. Схематический геологический профиль через южную часть Тургайской впадины. Отношение вертикального и горизонтального масштабов 5 : 1.

Условные обозначения те же, что на фиг. 15.





Фиг. 17. Схематический геологический профиль через южную часть Тургайской впадины с северо-запада на юго-восток. Отношение вертикального и горизонтального масштабов 5 : 1.

Условные обозначения те же, что на фиг. 15.

временных потоков); в) сохранения юрских пород лишь в тектонических грабенах и уничтожения их на всей остальной, большей части территории приподнятой Казахской страны. Таким образом, в отличие от К. И. Сатпаева и некоторых других авторов, мы считаем время образования грабенов, где сохранились юрские осадки, последующим, а не предшествующим эпохе их отложения.

В конце нижнемеловой эпохи начинается новый осадочный цикл. На всей площади юга Тургайской мульды, даже в таких удаленных от палеозойских массивов районах, как Джусалы, отлагаются грубые конгломерат-песчаные породы, сносимые с омоложенной приподнятой Казахской страны. Впоследствии они сменяются более тонкими красноцветными глинисто-песчаными породами. В восточных районах континентальный режим сохраняется в течение всей верхнемеловой эпохи; в западные в верхнем сеноне проникает море, но ненадолго, и в конце верхнемелового времени здесь опять отлагаются континентальные породы.

Несомненно, что Тургайской впадины в это время еще не существовало. Иначе в Джусалах, лежащих далеко к западу от впадины (в центральной части Каратауского вала), не мог бы отлагаться грубообломочный материал, выносившийся временными потоками и реками с Казахской страны; естественно, что при наличии на территории современной Тургайской депрессии впадины с ее местным базисом эрозии, эти потоки не проникали бы на 100 км к западу, сохраняя притом способность переносить гравийные зерна, мелкие галечки и т. д. С другой стороны, искать для грубообломочных пород Джусалов иной источник сноса, чем Казахскую страну, не приходится.

Таким образом, в мелу на западной окраине современной Казахской страны выработался полого падающий на запад палеозойский склон, на котором отлагались красноцветные меловые породы, а впоследствии возникла и развилась Тургайская впадина.

На границе мела и палеогена происходят новые движения, очевидно более слабые, чем предыдущие. Наибольшей силы они достигают к северо-западу от Кара-тау и на продолжении к югу Казахской страны, где приводят к образованию пологих валообразных структур. Тем самым впервые намечается Тургайская мульда.

Палеоцен-нижнеолигоценовая трансгрессия распространяется на всю рассматриваемую область; в значительной степени залиты и западные районы Казахской страны. Средние части Тургайской впадины прогибаются интенсивнее, чем ее окраины; мощность палеогеновых осадков на валах в несколько раз меньше, чем в центральных зонах впадины.

В среднем олигоцене происходит постепенная регрессия — отлагаются красно-пестроцветные континентальные породы (болаттамская серия); западные части Казахской палеозойской страны попрежнему погружены, идет снос лишь самого тонкого обломочного материала. В средних частях Тургайской мульды сохраняются полуморские условия, в конце олигоцена море на короткий срок ингрессирует и на восток (зеленые глины с раковинами устриц в бассейне р. Каргалы).

В западных районах регрессия проявляется более отчетливо и сопровождается слабым размывом подлежащих пород; позднее здесь время от времени отлагаются настоящие континентальные осадки с пресноводной фауной; с суши в окружающие ее бассейны сносятся трупы индрикотериев и других млекопитающих, кости которых залегают сейчас вместе с морской фауной (зубы акул). Район Челкар-тениза, где это наблюдается, является самой восточной оконечностью суши, возникшей в конце олигоцена в Арало-Тургайских степях. Таким образом, в отличие от предшествующих эпох, наиболее интенсивные движения в олигоцене распространяются не с востока, от Казахской страны, а с запада.

В конце олигоцена происходит окончательная регрессия. При новом эрозионном цикле кое-где уничтожаются все средне-верхнеолигоценовые породы и континентальный миоцен ложится непосредственно на морские эоцен-нижнеолигоценовые глины. Наибольшие поднятия происходят, повидимому, в середине нижнего миоцена, причем движения распространяются снова с востока, от Казахской страны. В районе валов, как и в лярамийскую фазу, эти поднятия максимальны; меловые отложения выводятся до уровня денудации, Тургайская мульда приобретает свой современный характер. В Казахской стране поднятия происходят по старому структурному плану, согласно меридиональному направлению складчатости. Благодаря этому при позднейшей денудации граница размыва молодых осадков на палеозойском фундаменте принимает меридиональное и прямолинейное направление. Эти обстоятельства, как известно, послужили одной из главных причин для отнесения Тургайской мульды в разряд дизъюнктивных грабенов, с «обрубанием» ее с востока огромным прямолинейным разломом. В действительности граница палеозоя Казахской страны и молодых осадков представляет собой денудационный срез.

В неогене и в четвертичное время на нашей территории господствует континентальный режим. Аридные циклы, предшествующие современному, отличаются большей сухостью; основными чертами своего строения рельеф юга Тургайской впадины обязан дефляции (замкнутые депрессии, останцы, эоловые пески), в меньшей степени эрозии. Нет также никаких данных о большом развитии речной сети в конце неогена; основные массивы эоловых песков происходят, во всяком случае, от развевания коренных пород. В настоящее время роль дефляции в районе незначительна.

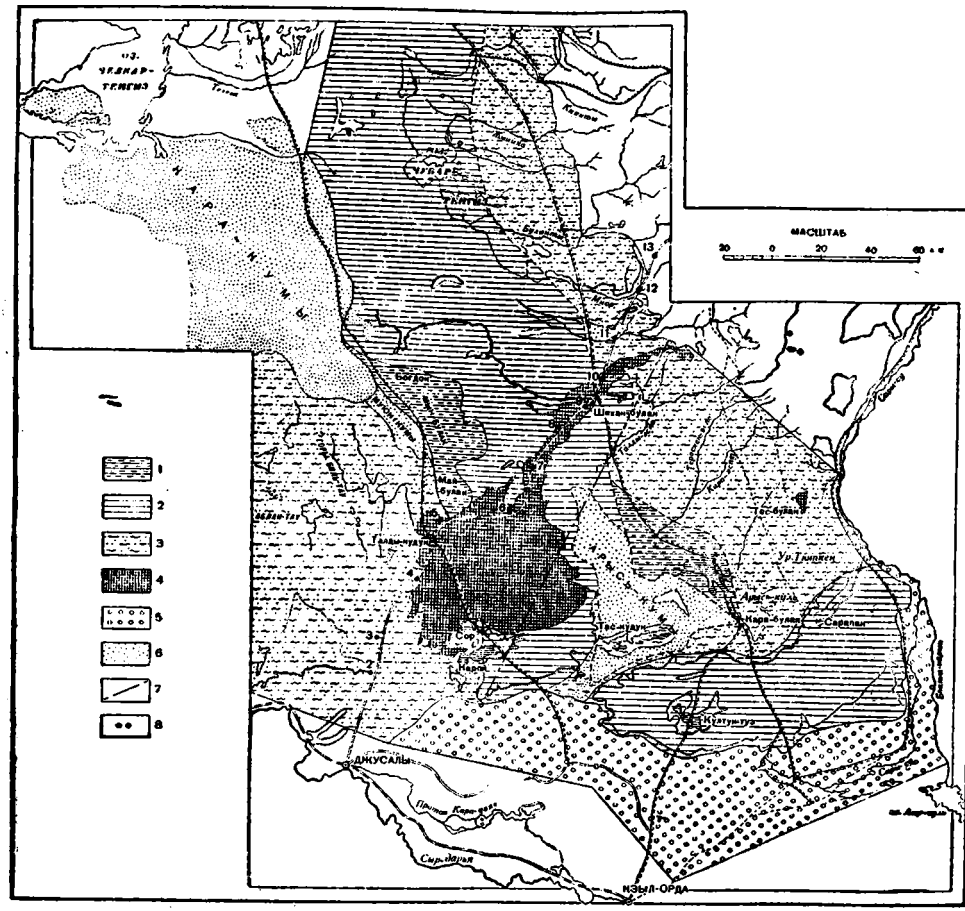
Тургайская мульда представляет собой нормальную платформенную впадину, причем характеризующие ее признаки (глубина залегания палеозойского фундамента, условия залегания слоев, характер ограничивающих валообразных структур и т. д.) близки к тому, что мы знаем о впадинах Русской платформы, находящейся в иной стадии развития, чем более молодая Казахская платформа.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеология Тургайской впадины до работ Академии Наук была изучена очень слабо. В сводке А. А. Козырева (1927) исследованный нами район обозначен на карте частью белым неизученным пятном, частью отнесен к области глубокого залегания соленых вод. В более поздних сводках Б. К. Терлецкого ($1932_{1,2}$) наш район отнесен частью к зоне развития соленых пластовых вод, частью (на крайнем юго-востоке) к зоне пресных трещинных вод и, наконец, частично также показан белым неисследованным пятном. Работы В. А. Сергеева (1936, 1937) касаются лишь крайней северо-западной части района, причем в ней рассматриваются исключительно грунтовые воды. Наиболее правильные, но далеко не полные данные по гидрогеологии изложены М. М. Пригоровским (1935).

Водоносных горизонтов (фиг. 18), интересных в смысле возможности использования их вод, в обследованной области три: в олигоценовых песках, лежащих на красноцветных болаттамских глинах, в палеоцен-меловых песках (напорные воды Мын-булака) и в меловых отложениях на Улутавском валу (Арыськульский бассейн). Помимо этого, непостоянные водоносные горизонты наблюдаются в четвертичных породах, преимущественно в эоловых песках, а также в соровых и других котловинах. Роль этих последних вод сравнительно невелика; мы скажем о них после описания коренных водоносных горизонтов.

Верхний горизонт, приуроченный к кровле болаттамской серии, наиболее хорошо развит в тех местах, где эта серия представлена красноцветными глинами и покрывающими их песчаными породами, т. е. в южной части изученной территории. В бассейне Джиланчика, а также на Атам бас-чинке и у Челкар-тениза, где болаттамская серия замещается другими породами, этот водоносный горизонт выражен гораздо менее отчетливо и нередко нацело выклинивается.



Фиг. 18. Гидрогеологическая схема южной части Тургайской впадины. Составили Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский, 1938 г.

1 — районы восходящих источников палеоцен-мелового горизонта; *2* — напорные воды палеоцен-мелового горизонта; *3* — грунтовые воды палеоцен-мелового горизонта; *4* — грунтовые воды болаттамского горизонта; *5* — грунтовые воды речного и озерного аллювия; *6* — грунтовые воды эоловых песков; *7* — условная граница выклинивания палеоценовых пород; *8* — пикеты на тракте Джусалы — Корсакпай.

На юге он дает начало многочисленным родникам, чаще колодцам-родникам, с еле сочащейся через края водоема струйкой; иногда дебит настолько мал, что вода находится только на дне ям, которые выкапывает местное население. Незначительностью дебита объясняется и то, что в ряде пунктов родники пересохли и узнаются лишь по густым зарослям камыша; они, однако, могут быть восстановлены путем простейшего каптажа. Наиболее мощными родниками, питающимися из этого горизонта, являются северный и южный Тес-булак.

Так как красноцветные глины слагают вершины многочисленных столовых останцов и плато, достигающих иногда сотен квадратных километ-

ров по площади, то выходы вод описываемого горизонта обычно приурочены к верхним частям склонов уступов и обрывов, образуемых этими останцами, и зачастую еще издали заметны по густым зарослям камыша. Таким образом, областью питания здесь является сама поверхность данного останца или плато; никакого притока воды извне нет и запасы ее строго зависят от количества атмосферных осадков, выпадающих на эту площадь. Этим объясняется крайнее непостоянство дебита родников. Мы работали оба года после малоснежных зим, в сухие лета, когда многие родники, раньше, по словам проводников, являвшиеся очень многоводными, давали ничтожное количество воды или же совсем пересохли.

Этот водоносный горизонт может быть использован не только путем эксплоатации существующих родников, но и путем заложения новых колодцев, глубина которых в среднем будет колебаться между 2—5 м и, вероятно, не свыше 10—15 м. Располагать эти колодцы можно почти в любых точках поверхности плато и значительных останцов, учитывая, конечно, мощности надкрасноцветных пород. На большой приток воды рассчитывать нельзя. Границы распространения этого водоносного горизонта в большинстве случаев совпадают с границами распространения болаттамской толщи в ее красноцветной фации, там, где выше глин сохранились песчаные породы (Тес-булак, Тамгалы-нура, плато, по которому между 5-м и 10-м пикетом идет Карсакпайский тракт).

Качество воды не везде постоянное — от пресной до солоноватой,— но сколько-нибудь сильно она не бывает засолена; объясняется это, вероятно, главным образом хорошей дренированностью. Сами же по себе вмещающие и подстилающие породы обычно загипсованы и, очевидно, несколько засолены.

Палеоцен-меловой артезианский горизонт дает начало обильным родникам Мын-булак (не менее 100 на площади около 1000—1200 км²). Подробное описание этого бассейна дано в специальной статье (Петрушевский, 1939_2), здесь же мы ограничиваемся лишь самым кратким изложением.

К палеоценовым глауконитовым пескам и отчасти к верхним горизонтам меловых красноцветных песчано-глинистых пород южной части Тургайской впадины приурочен мощный водоносный горизонт. Благодаря мульдообразному изгибу слоев и залеганию между водоупорными толщами он является артезианским и в районе своего выклинивания (на восточном склоне Каратауского вала) дает начало напорным родникам Мын-булак[1], приуроченным к вершинам небольших — до 25 м высотой — изолированных холмиков. Некоторые из родников принадлежат к весьма мощным. Вода хорошего качества, мягкая, слабо минерализованная. Далее к западу (уже в области развития меловых отложений вала) этот или близкий водоносный горизонт питает серию небольших ненапорных родничков, вода которых является более минерализованной и жесткой. Областью питания служат районы около самих родников, тогда как Мынбулакские источники питаются водами, стекающими на запад с Казахской складчатой страны, поглощаемыми по западной ее окраине в полосе песчаных палеоцен-меловых пород и, благодаря мульдообразному изгибу слоев, поступающими затем в глубь Тургайской впадины. В центральных частях впадины воды не выходят на поверхность, так как прикрыты мощными глинами эоцена — нижнего олигоцена. Глубина залегания этого горизонта здесь не свыше 150—200 м, а возможно, что и значительно меньше.

[1] В 1938 г. на восточном склоне Каратауского вала в более северном участке (горы Кайнар-булак в Приаральских Кара-кумах, широта ст. Аральск) обнаружен новый район выхода на поверхность напорных вод этого горизонта, но в меньшем количестве и несколько худшего качества, чем в Мын-булаке.

По восточной окраине Тургайской впадины рассматриваемый горизонт питает немногочисленные колодцы с хорошей водой (низовья р. Жмийки, среднее течение р. Миор).

О распространении описываемого артезианского горизонта дальше к северу у нас очень мало данных. Известно, что вода этого горизонта в г. Тургае сильно минерализована, что, несомненно, зависит от застойности артезианского бассейна, лишенного выходов на поверхность, а также от выклинивания к северу глауконитовых палеоценовых песков.

Площадь развития пресных артезианских вод, залегающих на глубине не свыше 150—200 м, можно оценивать приблизительно в 16 000—18 000 км² (исключая Мынбулакский район, площадью около 1000—1500 км²), проводя северную границу этой территории на широте оз. Чубар-тениз.

Фиг. 19. Грязевая сопочка («мий») в Арыськульской депрессии.

В северных ее частях воды, как это показывают кайнарбулакские анализы, будут в ряде мест солоноватыми, а общий их характер более пестрым, чем в Мын-булаке. Имеющиеся неполные анализы их дают следующие содержания: воды наиболее мощного родника Кайнар-булака (в мг/л): Cl — 318, SO_4 — 416, жесткость — 2.44°; воды других, менее мощных родников: Cl — 1400—1900, SO_4 — 680—700. Бо́льшая, чем в Мынбулаке, минерализация зависит от удаленности Кайнар-булака от области питания и выклинивания к северу глауконитовых песков палеоцена, благодаря чему воды перемещаются в верхи сенона, породы которого более засолены, чем палеоценовые.

В восточных частях площади, вблизи от Казахской палеозойской страны, воды, вероятно, в ряде случаев не будут самоизливающимися, но глубина их залегания здесь значительно меньшая, чем в центральных частях Тургайской впадины.

Тургайский и Чуйский артезианские бассейны не являются, как это думал Д. И. Яковлев (1932), образованными единым водным подземным потоком, идущим на север с Тянь-шаня. Они разделены подземным палеозойским Улутауским валом, являющимся преградой для этого потока. В районе Арыськульской депрессии на нем выходит небольшое количество слабо напорных родников с солоноватыми водами; родники приурочены к таким же коническим холмикам, как в Мын-булаке и на Чу, но небольших размеров. Областью питания здесь, очевидно, служит южная часть Казахской страны; стекающие с нее воды на северном склоне Улутауского вала и в центральной его зоне являются еще слабонапорными. Незначительный дебит родников зависит, повидимому, от небольшой площади водосбора. Этот водоносный горизонт, в общем, соответствует палеоцен-меловому Мын-булака, с той разницей, что у Арысь-куля отсутствует песчаная толща палеоцена и вода держится только в мелу. Благодаря этому (так как меловые породы значительно загипсованы и засолены) она здесь заметно солоноватая.

Кроме родников, рассматриваемый горизонт питает целый ряд вязких солевых соров — Култун-туз, Туз-кудук, Арысь-куль и др.

В северной части Арыськульской депрессии встречено несколько маленьких, до 2 м высотой, конических сопок (известных у местного населения под названием «мии»), сложенных засохшей грязью (фиг. 19); в центре холмиков грязь интенсивно черная (на воздухе быстро белеет) и совершенно жидкая; 3-метровый шест свободно уходит в нее, не доставая дна. Происхождение этих грязевых сопочек связано со слабым напором вод описываемого горизонта и пропитыванием ими частью четвертичных, частью палеогеновых глин.

В северо-восточной части района, ближе к Казахской стране, этот горизонт является уже не артезианским и питает здесь ряд колодцев.

Состав вод родников Арысь-куля и их незначительный дебит резко отличают этот район от северной части Чуйской впадины, с ее мощным водоносным горизонтом прекрасного качества (Аще-куль, Чулак-эспе, южная часть Бедпак-далы). Это различие может служить прекрасным подтверждением разобщенности Тургайского и Чуйского артезианских бассейнов. Вероятно, песчаные породы основания палеогена — верхов мела, в которых держатся воды в Чуйской впадине, выклиниваются на южном склоне Улутауского вала, вследствие чего водоносный горизонт оказывается зажатым между глинистыми толщами мела и эоцена. Поэтому, несмотря на наличие большого напора, несомненно позволившего бы водам подняться на Улутауский вал (и перейти на его северный склон и дальше в Тургайскую впадину), они остаются погребенными в северной части Чуйской депрессии, выходя на поверхность несколько юго-восточнее, в низовьях Чу.

Остается сказать несколько слов о водах в четвертичных отложениях, чаще всего приуроченных к крупным понижениям типа сухих озер (бидаяки). В настоящее время действующих колодцев, питающихся из этих горизонтов, очень мало, но сухих колодцев в подобных впадинах довольно много. Воды, судя по расспросным сведениям и немногочисленным собственным наблюдениям, пестрого состава, несколько солоноватые. Мощных колодцев, как правило, здесь не бывает, родников, естественно, нет совсем.

Реже воды скапливаются в песчаном элювии на поверхности коренных пород, причем в тех случаях, когда этот процесс происходит на поверхности столовых останцов и плато, иногда образуются даже небольшие роднички. Эти воды имеют очень малое практическое значение, так как мощность элювия, за редкими исключениями, весьма незначительна.

Наконец, воды скопляются в крупных массивах эоловых песков; явление это широко наблюдается в зоне наших Казахстанских и Среднеазиатских пустынь и полупустынь, и останавливаться на нем мы не будем.

В заключение укажем, что довольно большими запасами вод обладают речные долины. Рек с постоянным течением во все время года в нашем районе нет; вода держится в них разобщенными плёсами, причем во всех реках, кроме Джиланчика, количество плёсов к низовьям уменьшается, вода засоляется, и, наконец, остается только сухое русло. Это сохранение воды в плёсах, несмотря на почти полное отсутствие летних осадков, в условиях очень жаркого климата, не может быть объяснено только незначительностью площади испарения плёса при его довольно большой глубине (до 5—7 м). Совершенно несомненно, что питание плёсов происходит за счет подземного тока под руслом. Прекрасным подтверждением этому служат, например, колодцы в низовьях Сары-су, в нескольких десятках километров южнее последних плёсов, в совершенно сухом русле. Эти неглубокие — до 2 м — колодцы дают немного солоноватой воды, и именно на таких колодцах, находящихся друг от друга на расстоянии всего в 100—200 м, базируются здесь многочисленные животноводческие фермы. Подобные воды в случае необходимости могут быть получены и в других речных долинах.

В широкой полосе мощного древнего аллювия, тянущейся от низовьев Сары-су и Чу к Сыр-дарье, имеется целый ряд колодцев; глубина их обычно не менее 10 м, а иногда достигает 20 м и более. Вода вполне пригодна для питья; дебит часто очень значительный. Так как эту полосу мы пересекли всего одним маршрутом, то более подробно говорить о ее водах не можем.

Из всего изложенного вытекает, что бедность обследованной территории водами в значительной степени только кажущаяся.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. К. Палеоген Северного Приаралья (реферат доклада). Пробл. сов. геол., 1936, № 10.

Бер А. Г., Боровиков Л. И., Бойцова Е. И. и Овечкин Н. К. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу М-41 (Тургай). Госгеолиздат, 1948.

Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Изв. Турк. отд. Русск. геогр. общ., 1908, **5**, вып. 9.

Беспалов В. Ф. Варисская структура Джезказган-Атбасарского района. Пробл. сов. геол., 1936, **6**, № 11.

Борисяк А. А. (I). Об индрикотерии (Indricotherium n. g.). Геол. вестн., 1915, № 3.

Борисяк А. А. (2). Об остатках Epiaceratherium turgaicum n. sp. Изв. Акад. Наук, 1915, № 8.

Борисяк А. А. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих Союза ССР. Киргизгосиздат, 1943.

Борсук М. К изучению Тургайской третичной флоры. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 37-а.

Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. Пробл. сов. геол., 1937, № 8.

Вихерский В. Гидрогеологические исследования северной части Иргизского уезда Тургайской области. СПб., изд. Отд. зем. улучш., 1913.

Гельмерсен Г. П. Очерк геологии и физической географии Арало-Каспийской низменности. Горн. журн., 1879, **4**.

Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Инст. геогр. Акад. Наук СССР, 1937, вып. 25.

Дубянский В. А. Краткий очерк о поездке в Тургайскую и Уральскую область. Изв. Главн. ботан. сада, 1904, **4**, вып. 7.

Жижченко Б. П. Нижний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12, 1940.

Зайцев И. К. Гидрогеологический очерк Карсакпай-Байконурского района. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объед., 1934, вып. 323.

Зайцев Н. С. О возрасте красноцветных третичных толщ южной части Тургайской впадины. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 3.

Зайцев Н. С. О строении Сарысуйских куполов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1940, № 5.

Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Краткие итоги двухлетних работ в южной части Тургайской впадины. Сб. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Сов. произв. сил. Акад. Наук СССР, 1940.

Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в центральной части Тургайского уезда в 1912 г. СПб., изд. Отд. зем. улучш., 1913.
Кассин Н. Г. (1). Заметка о нижнетретичных отложениях Тургайского уезда. Зап. Горн. инст., 1914, **5**, вып. 1.
Кассин Н. Г. (2). Гидрогеологические исследования, произведенные в юго-восточной части Иргизского уезда в 1913 г. СПб., изд. Отд. зем. улучш., 1914.
Кассин Н. Г. О мощности третичных отложений в «Тургайском проливе» Зюсса. Вестн. Геол. ком., 1925, № 3.
Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объед., 1931, вып. 165.
Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, **2**, № 6.
Кассин Н. Г. (1). О древних долинах в Центральном Казахстане. Пробл. сов. геол., 1936, № 1.
Кассин Н. Г. (2). К характеристике четвертичных отложений Казахстана. Пробл. сов. геол., 1936, **6**, № 2.
Кассин Н. Г. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадин. Пробл. сов. геол., 1937, № 7.
Козырев А. А. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана. Мат. ОКИСАР, сер. Казах., 1927, вып. 4.
Криштофович А. Н. (1). Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношении к ископаемой флоре Северной Азии. Мат. Ком. эксп. иссл., 1930, вып. 26.
Криштофович А. Н. (2). Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Главн. ботан. сада, 1930.
Криштофович А. Н. Ангарская свита. Байкальский отдел. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объед., 1933. вып. 326.
Криштофович А. Н. и Палибин И. В. Новые материалы к третичной флоре Тургайской области. Изв. Акад. Наук, 6 сер., 1915, № 12.
Лавров В. В. и Бажанов В. С. Новое захоронение среднетретичной континентальной фауны в Центральном Казахстане. Вестн. Акад. Наук Каз. ССР, 1948, № 7.
Матвеев П. В. и Нифантов А. П. Гидрогеологические исследования в степных областях. Пг., изд. Отд. зем. улучш., 1916.
Мордвилко Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Кара-тау со смежными районами Средней Азии и Казахстана. Пробл. сов. геол., 1936, № 12.
Мушкетов И. В. Туркестан, т. 1, СПб., 1886.
Неуструев С. С. К вопросу о происхождении Приаральских Кара-кумов и других бугристых песков Туркестана. Изв. Русск. геогр. общ., 1912, **48**, вып. 6.
Неуструев С. С. От ст. Аральское море до ст. Арысь. Путевод. экскурсий III Всесоюзн. геол. съезда в Ташкенте, 1928, вып. 1.
Орлов Ю. А. Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане. Природа, 1937, № 9.
Палибин И. В. Заметка о третичных отложениях Киргизской степи. Изв. Геол. ком., 1904, **23**.
Палибин И. В. Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. Акад. Наук СССР, 1936.
Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1933, **11**, № 3.
Петрушевский Б. А. Геоморфологический очерк нижнего течения р. Сыр-Дарьи. Землеведение, 1935, **37**, вып. 1.
Петрушевский Б. А. (1). Заметка о куполах Приджезказганского района. Доклады Акад. Наук СССР, 1938, **19**, № 1—2.
Петрушевский Б. А. (2). Сарысуйские купола. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1938, № 3.
Петрушевский Б. А. (1). Структура Тургайской впадины. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 4.
Петрушевский Б. А. (2). Артезианский бассейн Мын-Булак в Тургайском проливе. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1939, № 4—5.
Петрушевский Б. А. (3). О строении Сарысуйских куполов. Сов. геол., 1939, № 7.
Петрушевский Б. А. К вопросу о строении Сарысуйских куполов. Нар. хоз. Казахстана, 1940, № 1.
Петрушевский Б. А. Происхождение эоловых песков и некоторые вопросы геоморфологии Туранской низменности. Изв. Гос. геогр. общ., 1941, № 3.
Петрушевский Б. А. Чуйская мульда и западная Беднак-дала. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.
Петрушевский Б. А. Геологическая карта СССР, Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу L-41 (Кзыл-Орда). Госгеолиздат, 1946.
Пояркова А. И. Флора индрикотериевых слоев Центрального Казахстана. Тр. геол. инст. Акад. Наук СССР, 1932, № 2.

Пояркова А. И. Новые материалы к третичной флоре Северного Приаралья. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, 1935, вып. 39, палеоботан. сб., вып. 2.
Пригоровский М. М. Несколько данных о континентальных третичных отложениях Тургайской области. Изв. Акад. Наук, сер. 6, 1915, № 12.
Пригоровский М. М. К геологии западной части Киргизских степей. Геол. вестн., 1918—1921, 4, № 1—6.
Романовский Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края, вып. 1—3. СПб., 1878—1890.
Сергеев В. А. Материалы к гидрогеологической характеристике грунтовых вод Северного Приаралья. Изв. Гос. геогр. общ., 1936, 68, вып. 5.
Сергеев В. А. Грунтовые воды Прикаспийских и Приаральских полупустынь. Л., Изд. Ленингр. унив., 1937.
Смирнов Н. А. Некоторые данные к вопросу о миоценовой флоре Туркестана. Изв. Главн. ботан. сада, 1914, 14, вып. 4—6.
Спиридонов М. Д. Киргизские пустынные степи. Сиб. природа, 1922, № 1 и № 2.
Терлецкий Б. К. (1). Подземные воды Казахской АССР. Сб. Недра Советской Азии. Подземные воды. М., Изд. Сов. Азии, 1932.
Терлецкий Б. К. (2). Основные черты гидрогеологии Казахстана. Тр. конфер. по изуч. произв. сил Казахстана. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1932.
Яковлев. Заметки о геологическом строении местности по линии кратчайшего направления Ср.-Аз. ж. д., Изв. Русск. геогр. общ., 1880, 16, вып. 1.
Яковлев Д. И. Предварительный отчет о геологических и гидрогеологических исследованиях низовья р. Чу. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1931, вып. 73.
Яковлев Д. И. Проблема Голодной степи. Сб. Казахстан. Тр. Конфер. по изуч. произв. сил. Казахстана. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1932.
Ярмоленко А. В. Верхнемеловая флора сев.-зап. Кара-тау. Тр. Ср.-Аз. Гос. унив, сер. 8, 1935, вып. 28.
Abich H. u. Heer O. Zur Geologie und Palaeontologie des Asiatischen Russlands. Mem. Acad. Sci. Spl,. 1858, 7.

СОДЕРЖАНИЕ

П. Н. Кропоткин. **Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана** 1

Глава I. Основные структурные элементы Центрального Казахстана . . . 1
Глава II. Строение различных тектонических зон Центрального Казахстана 4
Глава III. Интрузии Центрального Казахстана 24
Глава IV. Геологическая история Центрального Казахстана 37
Литература 64

Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский. **Геологические исследования в южной части Тургайской впадины** 66

Введение 66
История исследования 67
Стратиграфия 76
Тектоника 97
История развития Тургайской мульды 99
Гидрогеология 103
Литература 108

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

*

Редактор издательства *В. Я. Марков*
Технический редактор *Н. А. Невраева*
Корректор *Т. С. Петрикова*

*

РИСО АС СССР № 3426, Т-10012. Издат. № 2579.
Тип. заказ № 388. Подп. к печ, 12/XII 1950 г.
Формат. бум. 70×108 1/16. Печ. л. 9,59. Бум. л. 3,5.
Уч.-издат. л. 12,5. Тираж 1000.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
27	3 св.	Топрак	Толпак
30	20 св.	пос. Сталинский	(пос. Сталинский)
51	1 св.	линзами и и	линзами или
52	В столбце «Джезказганский район», для Намюрск. яруса и Яговкинск. слоев	лаивание известкрасных и серых ков и сланцев $C_1^3 - C_3$	Пересланивание известняков, красных и серых песчаников и сланцев. Фауна $C_1^2 - C_3$
53	В столбце «Мощность», для Франского яруса	Свыше 000	Свыше 1000

Цена 10 руб.