

[551.8+551.248.1]: 551.733.1(571)

Н 62

И.Ф. НИКИТИН

ОРДОВИК КАЗАХСТАНА

ЧАСТЬ II

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ,
ПАЛЕОТЕКТОНИКА

АЛМА-АТА • 1973

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

И. Ф. НИКИТИН

ОРДОВИК КАЗАХСТАНА

Часть II

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ПАЛЕОТЕКТОНИКА



Издательство «Наука» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1973

УДК [551.8+551.248.1]:551.733.1(574)

В книге на основе обобщения материалов по стратиграфии ордовикских отложений Казахстана рассмотрена палеогеография всех веков ордовика, намечены области сноса (островные системы) и особенности седиментации в отдельных бассейнах. Описаны главные группы ордовикских формаций и отмечены связанные с ними полезные ископаемые (железо, марганец, бокситы, фосфориты и др.). Рассмотрены палеотектонические структуры и их положение в общей системе Урало-Сибирского геосинклинального пояса.

Намечены некоторые общие закономерности формирования структур внутренней части этого пояса на ранних стадиях его геосинклинального развития. Приведены палеогеографические и палеотектонические схемы, профили и колонки формаций.

*Книга рассчитана на широкий круг геологов.
Илл. 15, табл. 1, илл. табл. 16, библи. 141.*

Ответственный редактор
академик АН КазССР
Е. Д. ШЛЫГИН

Н $\frac{0293-060}{м 405(07)-73}$ 11-73

НИКИТИН Игорь Федорович
ОРДОВИК КАЗАХСТАНА. ЧАСТЬ II
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР

Редактор Л. Ф. Егорова. Худож. редактор А. Б. Мальцев. Техн. редактор Н. М. Мельникова. Корректор С. Г. Новикова.

*Сдано в набор 4/I 1973 г. Подписано к печати 5/IV 1973 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага № 1. Усл. печ. л. 10,2 (1 лист на мелованной бумаге). Уч.-изд. л. 11.
Тираж 850. УГ05338. Цена 1 р. 56 к.*

*Типография издательства «Наука» Казахской ССР, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.
Зак. 7.*

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Сведения по палеогеографии ордовика Казахстана и его отдельных областей приводятся в работах многих исследователей: С. Г. Анкиновича (1961), А. А. Богданова (1959, 1965), Л. И. Боровикова и Б. И. Борсука (1961), Р. А. Борукаева (1955), Н. Г. Марковой (1961), В. М. Сеницина (1962), Н. П. Четвериковой (1960). Единственным специальным трудом по палеогеографии Казахстана являются известные «Материалы по палеогеографии» Н. Г. Кассина (1947). В этой работе обобщены все геологические данные, накопленные к концу сороковых годов.

Предлагаемый очерк по палеогеографии ордовика Казахстана является результатом работы, начатой автором в 1963 г. в связи с составлением литолого-палеогеографических карт раннего, среднего и позднего ордовика Казахстана для изданного в настоящее время «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» (1968). В основу очерка и прилагаемых литолого-палеогеографических схем положены методические указания по составлению этого атласа (Наливкин, Ронов, Хаин, 1962). Показ литологии на схемах соответствует не какому-то определенному моменту, а характеризует соответствующий интервал времени. В случае заметного изменения в составе осадков, произошедшего за период, для которого составлена схема, значки осадков группируются в ряды, в общих чертах отражающие последовательность накопления осадков.

ОБЩИЙ ОБЗОР ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ОРДОВИКА КАЗАХСТАНА

Большая часть площади Казахстана в ордовике была покрыта морем. Это море, которое может быть названо Казахстанским, свободно сообщалось с сопредельными морями и в те времена являлось частью Мирового океана. На северо-востоке, в области Сибирской платформы, оно омывало обширную сушу Ангариды, на западе граничило с Уральским морем, примыкавшим к Фено-Сарматии (Сеницин, 1962). В его пределах намечаются дугообразные системы островов и отдельные крупные массивы суши. Одна из таких островных систем была приурочена к центральной части Кокчетау-Каратауской зоны и с запада обрамляла Центральный Казахстан, другая располагалась в Ерементау-Чуилийской зоне и прослеживалась от области Ерементау-Ниязского антиклинория до Кандыктаса. Особую категорию среди

областей суши составляли многочисленные мелкие вулканические острова, периодически возникавшие в вулканических зонах.

Ордовикское море Казахстана в основном покрывало мелководную часть шельфа, на которой интенсивно накапливались карбонатные и терригенные осадки или вулканогенные толщи. Глубоководные области, где отлагались маломощные глинисто-кремнистые осадки, намечаются в раннем и начале среднего ордовика по западной периферии Центрального Казахстана, прослеживаясь на юг, в область Большого Каратау.

Вероятно, аналогичные относительно глубоководные впадины, выполнявшиеся кремнистыми осадками, обособились в конце раннего и начале среднего ордовика по границе Степняк-Бетпакдалинской и Еремантау-Чуилийской зон и прослеживались от Сарысу-Тенизского водораздела через Бетпак-Далу до Кандыктаса, но оконтурить их на данном этапе не представляется возможным.

В среднем ордовике у подножия узкого шельфа, обрамляющего Кокчетау-Каратаускую и Еремантау-Чуилийскую островные системы, по-видимому, на значительных глубинах простирались подводные аккумулятивные равнины, где накапливались мощные ритмично построенные терригенные толщи, в образовании которых существенную роль играли суспензионные потоки. Видимо, относительно глубоководными были и те области, в которых в среднем ордовике в подводной обстановке формировались мощные толщи вулканогенных осадков, ставших впоследствии зеленокаменными. Однако присутствие в разрезах этих отложений явно мелководных терригенных и карбонатных осадков, несомненно, свидетельствует о том, что и здесь существовали мелководные участки и многочисленные вулканические острова. Все это побуждает рассматривать эти бассейны как относительно глубоководные вулканические области с контрастным вулканическим рельефом. Выделение таких бассейнов в особую категорию кажется тем более целесообразным, что наряду с ними преимущественно в позднем ордовике существовали вулканические области, в которых накопление вулканогенных осадков происходило в субаэральной обстановке.

В глубоководных впадинах раннего и начала среднего ордовика на западе Кокчетау-Каратауской зоны, а также в областях накопления карбонатных осадков на юго-востоке этой зоны (Таласская подзона) и на юго-востоке Еремантау-Чуилийской зоны (Агадыро-Джунгарская подзона) рельеф дна не был расчлененным. Об этом свидетельствуют однообразие соответствующих осадков и их мощностей, часто наблюдающаяся правильная и выдержанная слоистость. Что же касается других областей, в которых накапливались мощные терригенные, нередко флишоидные отложения или мощные кремнисто-терригенные толщи, то часто наблюдающиеся здесь текстурные признаки подводного оползания осадков и мутьевых потоков свидетельствуют о некоторых уклонах дна. Обычная для этих отложений невыдержанность слоев и пачек по простиранию указывает на расчлененность донного рельефа.

Несмотря на то, что намечающиеся в раннем и начале среднего ордовика области сноса (суша), судя по петрографическому составу докембрийских и кембрийских отложений, были сложены разнообразными изверженными, осадочными и метаморфическими породами, среди которых значительную роль играли продукты основного вулканизма, терригенные осадки этого времени во всем Казахстане имеют существенно кварц-полевошпатовый состав. Исключение составляют лишь те бассейны, где в раннем ордовике в той или иной степени проявилась вулканическая деятельность. Здесь наряду с кварц-полевошпатовыми

наблюдаются осадки грауваккового состава. Такое преобладание существенно кварцевых отложений при разнообразном составе пород в областях суши может быть объяснено длительным и интенсивным выветриванием и преобладанием равнинного низкогорного рельефа на островной суше. Последнее подтверждается преимущественно мелко-обломочным, песчанистым характером этих осадков.

Начиная с лландейльского века и до конца ордовика в терригенных комплексах резко преобладают полимиктовые или граувакковые осадки. Они состоят из чередующихся глинистых, песчаных, а во многих случаях и галечных слоев. Все это свидетельствует о значительной расчлененности рельефа в областях суши, сложенной, как и прежде, разнообразными изверженными и метаморфическими породами. Расчлененность рельефа и интенсивный снос обломочного материала способствовали лишь механическому выветриванию. Касаясь особенностей территориального распределения терригенных осадков среднего (исключая лланвирн) и верхнего ордовика, следует отметить, что в западных областях Центрального Казахстана (Жокчетау-Каратауская зона) среди терригенных компонентов значительную роль играют продукты разрушения метаморфических пород и часто встречаются слюдястые песчаники. Восточнее распространены преимущественно граувакки, состоящие главным образом из продуктов разрушения основных эффузивов или кремнистых образований, обычных для позднего докембрия и кембрия. Это свидетельствует о том, что в пределах Жокчетау-Каратауской системы островов были обнажены главным образом глубоко метаморфизованные осадки раннего докембрия, тогда как в более восточных областях суша была сложена преимущественно вулканогенными и кремнистыми осадками позднего докембрия и кембрия.

Особенности ордовикской фауны и флоры Казахстана, обилие кораллов в отложениях позднего ордовика, присутствие в отложениях среднего и позднего ордовика зеленых и красных известковых водорослей говорят о тепловодности ордовикского моря и побуждают полагать, что оно находилось в субтропическом поясе. Эти выводы подтверждаются широким распространением карбонатных осадков, особенно присутствием среди них рифогенных образований, и согласуются с данными о расположении в ордовике магнитных полюсов.

Переходя к характеристике палеогеографии ордовика Казахстана по этапам, необходимо в общих чертах рассмотреть палеогеографическую обстановку конца позднекембрийской эпохи. Реконструкцией палеогеографии кембрийского периода в Казахстане в течение ряда лет специально занималась группа сотрудников, работавших в ИГН им. К. И. Сатпаева под руководством Р. А. Борукаева. Материалы исследований опубликованы (Борукаев, 1967).

В соответствии со взглядами Р. А. Борукаева, территория Центрального и Южного Казахстана в позднекембрийскую эпоху так же, как и в ордовике, была покрыта шельфовым морем. Наиболее обширная суша находилась в Джунгаро-Балхашской области. Эта суша обрамлялась несколькими группами островов, в которых можно предугадать основные системы, намечающиеся в ордовике. В пределах моря, по данным Р. А. Борукаева (1967, рис. 6, 7), располагались две дугообразные глубоководные впадины (глубокая часть шельфа). Одна из них прослеживалась от западной части Тенизской впадины вдоль оси Улутау в область Чуйской депрессии, вторая охватывала южную Джунгарию и часть Илийской депрессии. Обе впадины, по Р. А. Борукаеву, с одной стороны примыкали к областям низменной или возвышенной суши, а с другой — граничили с мелководной частью шельфа. Следует отметить, что существование этих глубоководных областей в та-

ком сочетании с сушей и мелководной частью шельфа кажется маловероятным и не подтверждается фактическими данными.

Наиболее глубоководные бассейны в позднем кембрии так же, как и в раннем ордовике, по-видимому, располагались несколько западнее и обрамляли Центральный Казахстан, охватывая Приишимье и район Байконура, а отсюда прослеживались до Каратау. На существование этой области указывают распространены здесь маломощные, часто битуминозные, правильно-слоистые известняки со своеобразным комплексом трилобитов. К востоку от нее распространены преимущественно терригенные или вулканогенно-терригенные, явно мелководные осадки значительной мощности. Встречающиеся среди них карбонатные отложения нередко представлены обломочными известняками или ракушняками.

В свете изложенного кажется маловероятным существование в позднем кембрии обширной суши на западе Сарысу-Тенизского водораздела и в пределах Тенизской впадины, поскольку она должна была бы граничить с относительно глубоководной областью. Вряд ли существовала и обширная суша к востоку от Кокчетавского массива в Степнякском синклинории, где широко распространены осадки ордовика, в том числе и его ранней эпохи. Во всех достоверных разрезах позднего кембрия и раннего ордовика Казахстана осадки этих эпох тесно связаны между собой и представляют непрерывные ряды. Это побуждает считать, что и в Степнякском синклинории, как полагают некоторые исследователи (Величкин, 1965), осадконакопление продолжалось непрерывно в течение позднего кембрия и раннего ордовика.

РАННИЙ ОРДОВИК

Тремадокский век — сатпакское и олентинское время (рис. 1)

Наиболее крупные массивы суши в тремадоке представляли систему островов, протягивающихся вдоль Ерементау-Ниязского антиклинория на севере до Бурунтауского, Жельтауского и северного крыла Кандыктасского антиклинория на юге. Эта Ерементау-Чуилийская система подтверждается отсутствием отложений тремадокского возраста (аренигские, средне- или верхнеордовикские осадки налегают на доордовикские) и распределением песчаных осадков в бассейнах, прилегающих к этим областям.

По аналогичным данным намечается островной массив на севере Центрального Казахстана, в области Кокчетавского и Шатского антиклинориев. В Джунгаро-Балхашской области, где верхнеордовикские отложения трансгрессивно налегают на яшмово-диабазовый комплекс, который условно считается доордовикским, вероятно, существовали отдельные массивы суши. На западе в пределах Улутауского антиклинория на значительной площади также не известны отложения ордовика, и среднедевонские осадки трансгрессивно налегают на отложения докембрия. Однако, поскольку рядом с Улутау в Байконурском синклинории в раннем ордовике распространены исключительно маломощные глинисто-кремнистые отложения, и эта область являлась относительно глубоководной, трудно предположить существование вблизи нее крупных массивов суши; вероятнее всего, во всем раннем ордовике территория Улутау была покрыта морем.

По характеру осадков в пределах рассматриваемой территории обособляются две крупные области. Одна из них, расположенная к востоку от Каратау, Улутау и включающая на севере обрамление Кокчетавской суши, представляла собой наиболее мелководную часть шель-

фа, на которой накапливались глинистые и мелкопесчанистые, преимущественно кварц-полевошпатовые осадки, а местами галечные осадки и известняки с остатками донной фауны (олентинские известняки на севере, агалатасские в Кандыктасе). В этой области к востоку от южной части Еремантау-Чуилийской системы островов отмечается полоса накопления карбонатных илов — водорослевых и оолитовых известняков. Из Северо-Западного Прибалхашья эта полоса, очевидно, протягивалась на юго-восток, в Джунгарию. Обломочные осадки, сносившиеся с Джунгаро-Балхашской суши на юго-запад, в настоящее время не известны. Вероятно, они не достигли этой впадины.

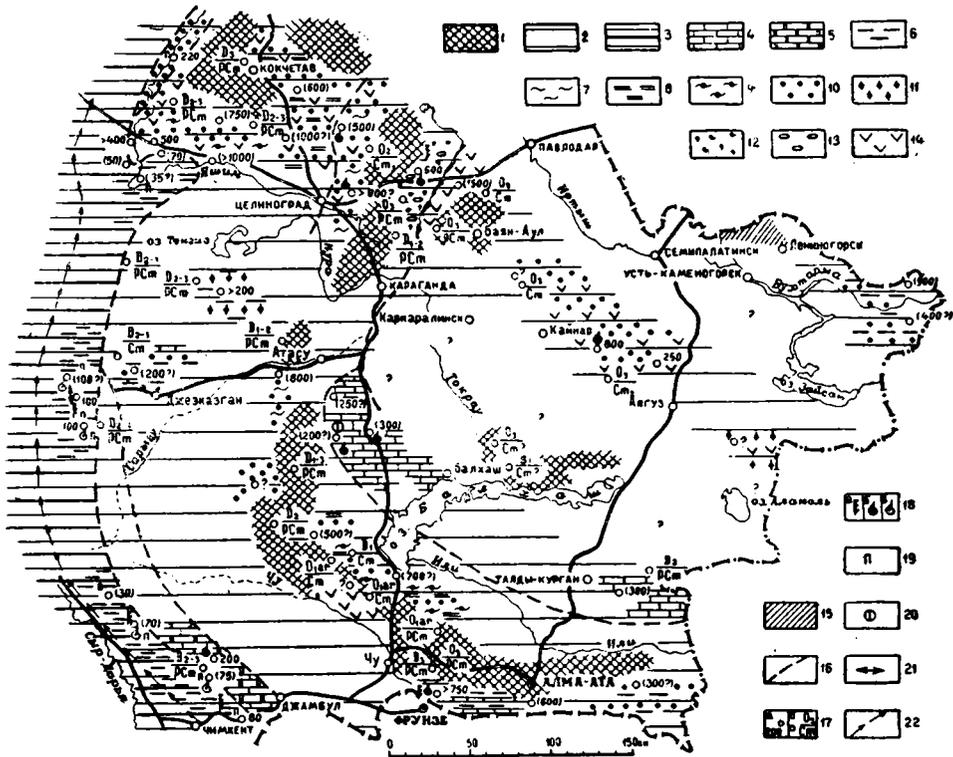


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема восточной части Казахстана в тремадосском веке (сатпакское и олентинское время). 1 — островная суша (области сноса); 2 — море; 3 — зона относительно глубоководных впадин; 4 — известковые осадки; 5 — доломиты; 6 — глинистые илы; 7 — красные глинистые илы; 8 — глинисто-кремнистые илы; 9 — кремнистые илы с радиоляриями (яшмы); 10 — пески кварцево-полевошпатовые; 11 — пески полимиктовые; 12 — пески туфогенные; 13 — песчано-галечные осадки; 14 — вулканогенные осадки преимущественно среднего состава; 15 — глубокометаморфизованные осадки ордовика?; 16 — границы распространения основных типов осадков; 17 — мощность осадков (а) и отсутствие отложений (б); 18 — фауна: а — граптолиты, б — головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты и др., в — тонкорачковинные беззамковые брахиоподы и клещачковые гастроподы; 19 — пиритизация; 20 — фосфориты; 21 — ориентировка органических остатков; 22 — предполагаемые течения.

На западе Южного Казахстана обособляется область накопления карбонатных илов, аналогичная Прибалхашской. От Малого Каратау этот бассейн, очевидно, протягивался на север, выклиниваясь в районе Джекказгана (сопки Эскулы), на юго-востоке он достигал Таласского хребта.

К западу и юго-западу от этих мелководных областей в более глубоководной зоне накапливались глинистые, обычно тонко- и правильно-

слоистые осадки, прослеживающиеся от Большого Каратау на север вдоль западного обрамления Центрального Казахстана до Ишимской Луки. Они тесно связаны с глинисто-кремнистыми и кремнистыми отложениями аренига и лланвирна и представляют вместе с ними единый комплекс, который накапливался в одинаковой обстановке (кара-суирская свита Байконура, камальская свита Каратау и др.). Об относительной глубокководности этих осадков свидетельствует следующее.

1. Их пространственное распределение по отношению к намечающимся островным системам и замещение глинисто-кремнистых отложений в восточном направлении карбонатными илами, а затем песчанистыми осадками или только последними.

2. Исключительная выдержанность разреза, сохраняющегося в деталях на огромных расстояниях от р. Ишим на севере до Чаткало-Нарынской зоны на юге (в Тянь-Шане).

3. Глинистый или глинисто-кремнистый состав осадков и их небольшие мощности, не превышающие 150—200 м для всего раннего ордовика.

4. Состав и характер органических остатков, представленных планктонными группами (радиоляриями, граптолитами) и тонкорачковидными донными организмами — колпачковыми гастроподами — *Scenella cf. reticulata* Billings, беззамковыми брахиоподами — *Obolus fesimantely* (V a r r.), *O. ex gr. mconelli* (W a l c o t t) и др.

5. Положение этих осадков в верхах трансгрессивной серии кембрия — нижнего ордовика и в основании регрессивной серии среднего — верхнего ордовика.

В Улутату встречающиеся в этих отложениях остатки граптолитов обычно ориентированы в меридиональном направлении, что может свидетельствовать о существовании здесь течения. Вероятно, это течение было относительно холодным и поступало из ордовикских приполярных широт.

Вулканическая деятельность в тремадоке проявилась в Чингизе и Тарбагатае, в Кендыктинском бассейне, на севере Селетинского бассейна, местами к югу от Кокчетавской суши и, по-видимому, к юго-западу от Бурунтау-Жельтауской суши. Наиболее интенсивной она была в Кендыктинском прогибе, где накапливались мощные толщи лав и пирокластов основного и среднего состава. В остальных областях вулканогенные образования в разрезах играют подчиненную роль, чередуясь с осадочными породами. С областями вулканической деятельности пространственно связаны толщи кремнистых пород, накапливающиеся наряду с терригенными осадками в раннем ордовике по периферии Кокчетавской суши, в Западном Прибалхашье и, вероятно, в Атасуйском районе.

Наибольшие колебания мощностей и их максимальные значения отмечаются в областях, где проявилась вулканическая деятельность. В Кендыктинском бассейне суммарная мощность вулканогенных образований достигает 1500 м, в других местах мощности колеблются от 200—300 до 1000 м. В районах накопления преимущественно мелкопесчанистых осадков мощности составляют в среднем около 1000 м и достигают максимума в обрамлении Кокчетавской суши. Во впадинах, где накапливались карбонатные осадки, мощности, как правило, менее значительны — около 200—300 м. Во внешней, наиболее глубоководной части Центрального Казахстана и Большого Каратау мощность накопившихся здесь глинистых осадков, как правило, не превышает 100 м. В карбонатных осадках нижнего ордовика в Северо-Западном Прибалхашье, по данным Е. В. Альперовича (1965), встречаются фосфориты.

Аренигский век — рахметовское и когашикское время (рис. 2)

В аренигском веке продолжают существовать все те бассейны и области суши, которые наметились в тремадоке. На юге Казахстана, в области Бурунтау-Жельтауской суши, отмечается начало трансгрессии, фиксирующаяся трансгрессивным залеганием акжальской свиты в Чу-Илийских горах и в горах Джамбул на отложениях кембрия или докембрия. В результате этого обширный массив суши, располагавшийся в тремадоке в южной части Ерементау-Чуилийской системы островов, по-видимому, оказался расчлененным. В остальных областях Восточного Казахстана об аренигской трансгрессии свидетельствуют смена в разрезах грубообломочных образований тонкообломочными и в общем трансгрессивное строение аренигских серий во всех бассейнах.

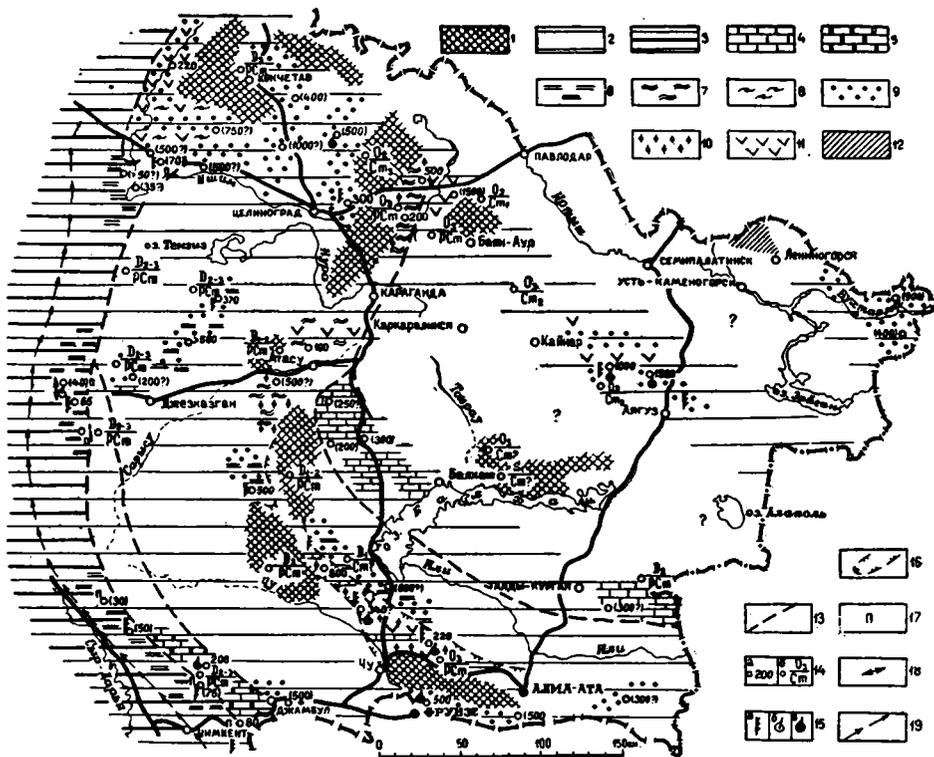


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема восточной части Казахстана в аренигском веке (рахметовское и когашикское время). 1 — островная суша (области сноса); 2 — море; 3 — зона относительно глубоководных впадин; 4 — известковые осадки; 5 — доломиты; 6 — глинисто-кремнистые илы; 7 — красные глинисто-кремнистые илы; 8 — кремнистые илы с радиоляриями; 9 — пески кварцево-полевошпатовые; 10 — пески полимиктовые; 11 — вулканогенные осадки преимущественно среднего состава; 12 — глубокометаморфизованные осадки ордовика?; 13 — границы распространения основных типов осадков; 14 — мощности осадков (а) и отсутствие отложений (б); 15 — фауна: а — граптолиты, б — тонкорачковинные беззачемковые брахиоподы и колпачковые гастроподы, в — головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты и др.; 16 — границы областей трансгрессивного залегания осадков; 17 — пиритизация; 18 — ориентировка органических остатков; 19 — предполагаемые течения.

Вдоль западного обрамления Центрального Казахстана и в большом Каратау по-прежнему обособляется относительно глубоководная область, в которой отлагались маломощные глинистые и в отличие от тремадока кремнистые осадки. В Байконурском прогибе в аренигских

осадках так же, как и в тремадокских отложениях, остатки граптолитов обычно оказываются ориентированными в субмеридиональном направлении, что, вероятно, связано с течением, следовавшим вдоль этих впадин. В Малом Каратау и в Агадыро-Джунгарском бассейне в течение всего аренига продолжали накапливаться карбонатные осадки. В остальных областях отлагались преимущественно терригенные мелкопесчаные илы, алевролитовые осадки кварцево-полевошпатового состава, глинистые или глинисто-кремнистые отложения.

Как и в тремадоке, в аренигском веке вулканическая деятельность наиболее интенсивно проявлялась в Кендыктинском бассейне. Судя по чередованию здесь вулканогенных пород с морскими осадками, а также по преимущественно зеленокаменному облику вулканогенных пород, излияния в основном происходили в подводных условиях, хотя временами в этом бассейне, очевидно, возникали вулканические острова, в результате размыва которых образовались толщи вулканомиктовых терригенных осадков. В аналогичных условиях, но менее интенсивно вулканическая деятельность протекала на юге, в области Бурунтау-Жельтауских островов. Как отмечает А. А. Недовизин (1961), преобладание здесь туфового материала над лавами указывает на центральный тип вулканических аппаратов, а крупнообломочный состав этих осадков свидетельствует о близости центров извержений.

Помимо рассмотренных областей признаки вулканической деятельности в виде отдельных пластов андезито-базальтовых лав и туфов, а также толщ грубообломочных вулканогенно-осадочных образований отмечаются в Чингизе (сарышокинская свита), в западном и юго-западном обрамлении Кокчетавской суши (верхи куприяновской и кумайской свит). С аренигским вулканизмом пространственно связано накопление толщ глинисто-кремнистых и кремнистых осадков, образовавших яшмы. Толщи этих осадков накапливались к востоку от Ерементау-Ниязской суши в области Олентинского бассейна, замещающая вулканогенные образования соседнего Кендыктинского прогиба. Отдельные пласты яшм встречаются повсеместно в областях, где установлены признаки вулканической деятельности.

Наибольшие мощности осадков (1500 м) по-прежнему отмечаются в Кендыктинском прогибе, где интенсивно проявилась вулканическая деятельность. В областях накопления песчаных осадков мощности не превышают 1000 м, закономерно уменьшаясь в западном направлении до 220—500 м. Во впадинах, в которых отлагались карбонатные осадки, мощности составляют 200—300 м. В наиболее глубоководной зоне, обрамлявшей с запада Центральный Казахстан, мощность аренигских осадков не превышает 100 м.

Наиболее распространенной группой аренигской фауны являлись граптолиты. Их остатки известны почти повсеместно от Улутау и Большого Каратау на западе до Чингиза на востоке. Встречаются они преимущественно в терригенных осадках. Остатки донной фауны обнаружены в немногих пунктах и все еще плохо изучены. Известны головоногие моллюски, брахиоподы и трилобиты. Они приурочены главным образом к областям, где накапливались карбонатные осадки, и встречаются в сплошных толщах этих пород, как это наблюдается в Малом Каратау, или в отдельных пластах и линзах (Чингиз, Чу-Илийские горы). На дне наиболее глубоководной зоны Большого Каратау и запада Центрального Казахстана, как и в тремадоке, обитало однообразное сообщество тонкораквинных колпачковых гастропод и беззамковых брахиопод.

Каких-либо признаков полезных ископаемых, связанных с осадками аренигского моря, в Казахстане не установлено.

Лланвирнский век — копалинское и караканское время (рис. 3)

Начавшаяся в раннем ордовике трансгрессия в лланвирне достигла своей кульминации. Области островной суши в это время имели, по-видимому, минимальные размеры. Трансгрессивное залегание осадков лланвирна на доордовикских отложениях устанавливается только в Чу-Илийских горах, но о трансгрессии в лланвирном веке свидетельствует положение лланвирнских осадков в верхах непрерывных серий раннего ордовика и лланвирна, которые в большинстве областей Казахстана имеют трансгрессивный характер. Терригенные осадки лланвирна, как правило, имеют более мелкообломочный состав по сравнению с нижележащими отложениями. По-прежнему на западе Центрального Казахстана и в Большом Каратау обособляется относительно глубоководная область, характеризующаяся маломощными осадками и свойственной этой области фауной. Здесь в лланвирне в отличие от раннего ордовика накапливались главным образом кремнистые темные илы с остатками радиолярий. Красные кремнистые осадки, давшие впоследствии яшмы и яшмовидные породы, также установлены во многих областях этого бассейна (Ишимская Лука, район Байконура, северо-запад Большого Каратау), но они отлагались здесь на ограниченных участках, обычно переслаиваясь с темными кремнистыми образованиями. На юге, в области Малого Каратау, как и в раннем ордовике, распространены карбонатные осадки. На крайнем северо-западе Центрального Казахстана в западном обрамлении Кокчетавской суши в бассейне сносились мелкопесчаные осадки, а в конце лланвирна в нем отлагались известковистые илы, образовавшие куприяновский известняк. К югу от Кокчетавской суши образовались относительно мощные толщи яшм и кремнистых пород, чередующихся с мелкопесчанистыми и глинистыми осадками. В области Степнякского прогиба лланвирнский век знаменуется началом интенсивного проявления вулканизма, выразившегося в накоплении, главным образом в подводной обстановке, мощной толщи лав и туфов андезито-базальтового состава вулканомиктовых и полимиктовых песчанистых осадков (низы сагской серии).

Южнее, на Сарысу-Тенизском водоразделе в области Конского бассейна в раннем лланвирне отлагались кремнистые осадки, накопление которых к концу этого века сменилось мощными излияниями лав андезито-базальтового состава и выбросами туфов (низы савидской свиты). Близкая обстановка существовала в области Северной Бетпак-Далы. Здесь также распространены кремнистые осадки, но эффузивная деятельность, по-видимому, началась позже, и в конце лланвирна в этой области накопились известковистые илы, образовавшие караканские известняки. К западу от Ерементау-Ниязской суши в Селетинский бассейн сносились мелкопесчанистые и глинистые осадки, а в конце лланвирна здесь местами отлагались известковые илы.

Аналогичные по составу отложения отмечаются на юге, в районе Бурунтау-Желтауских островов. Здесь, на юге Джалаир-Найманского бассейна, в течение лланвирна устанавливаются два трансгрессивных ритма, каждый из которых начинается грубообломочными галечными осадками и заканчивается известняками. В центральной части Джалаир-Найманского прогиба в лланвирне отмечаются последние отголоски вулканической деятельности, начавшейся еще в раннем ордовике. Они фиксируются маломощными прослоями мелкообломочных туфов, имеющих в отличие от раннего ордовика кислый состав (туфы дацитовых порфиров и кварцевых альбитофиров). К востоку от системы

Бурунтау-Жельтауских островов в лланвирне распространены мелкопесчанистые и кремнистые образования. Далее на восток по-прежнему обособляется Агадыро-Джунгарский бассейн с карбонатными осадками, в формировании которых местами существенное значение играли водоросли (водорослевые известняки).

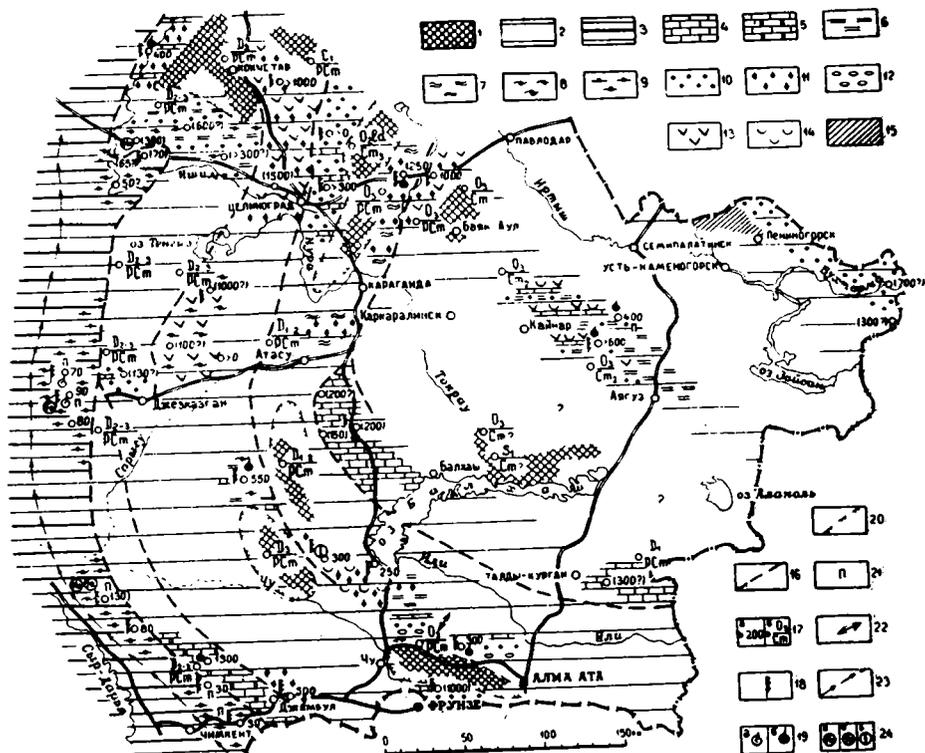


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема восточной части Казахстана в лланвирном веке (копальническое и караганское время). 1 — островная суша (области сноса); 2 — море; 3 — зона относительно глубоководных впадин; 4 — известковые осадки; 5 — доломиты; 6 — глинисто-кремнистые илы; 7 — красные глинисто-кремнистые илы; 8 — красные кремнистые илы с радиоляриями; 9 — темные кремнистые илы с радиоляриями; 10 — пески кварцево-полевошпатовые; 11 — пески полимиктовые и вулканомиктовые; 12 — галечные осадки; 13 — вулканогенные осадки преимущественно среднего состава; 14 — вулканогенно-осадочные отложения; 15 — глубоко-метаморфизованные осадки ордовика?; 16 — границы распространения основных типов осадков; 17 — мощности осадков (а) и отсутствие отложений (б); 18 — граптолиты; 19 — а — тонкорачковинные беззамковые брахиоподы и колпачковые гастроподы, б — головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты и др.; 20 — границы областей трансгрессивного залегания осадков; 21 — пиритизация; 22 — ориентировка органических остатков; 23 — предполагаемые течения; 24 — рудная минерализация: а — марганец, б — железо, в — фосфориты.

К востоку от Еремантау-Ниязской суши, в Олентинском бассейне и к юго-западу от Караганды накапливались толщи песчано-глинистых, иногда кремнистых осадков. В отличие от раннего ордовика в лланвирне здесь отлагались главным образом полимиктовые и вулканомиктовые песчанистые осадки, накопление которых временами прерывалось излиянием лав преимущественно среднего состава. Источником терригенного материала служили как области Еремантау-Ниязской и Майкаинской суши, так и мелкие вулканические острова, возникшие в нижнем и начале среднего ордовика в самом бассейне.

Юго-восточнее, в области Чингиза в начале раннего лланвирна распространены исключительно мелкопесчанистые осадки кварц-полевошпатового, реже кварцевого состава, сменившиеся к концу лланвирна пиритизированными обогащенными органическим детритом, глинисто-кремнистыми осадками и известковистыми илами. Конец лланвирна (караканский горизонт) ознаменовался здесь началом вулканической деятельности, в результате которой образовалась мощная толща лав, а также туфов основного и среднего состава. Как и в раннем ордовике, терригенные песчано-глинистые осадки накапливались в казахстанской части Горного Алтая.

Наибольшие мощности осадков лланвирна наблюдаются в районах проявления вулканической деятельности и достигают в Степнякском и Кендыктинском прогибах 1000 м. В областях накопления песчанистых и глинисто-кремнистых осадков они обычно колеблются от 200 до 600 м. Мощность карбонатных осадков в Агадыро-Джунгарском бассейне 150—300 м. В Малокаратаском бассейне мощность карбонатных осадков достигает 1300 м. В относительно глубоководной зоне мощности пород лланвирна не превышают 80—90 м.

Органический мир лланвирнского моря по сравнению с аренигским более разнообразен. Всюду распространены граптолиты, остатки которых известны как в терригенных, так и в карбонатных осадках (шундинские известняки). Почти повсеместно в кремнистых осадках устанавливаются остатки радиолярий. В области накопления карбонатных осадков селились разнообразные трилобиты, брахиоподы, головоногие моллюски и морские лилии.

Во внешней, относительно глубоководной зоне лланвирнского моря Казахстана местами существовали условия, благоприятные для накопления гидратов железа и марганца (Анкинович, 1961; Новохатский, 1968; Хабелашвили, 1966а, 1966б).

Лландейльский век и начало карадока — целиноградское время (рис. 4)

В лландейльском веке произошли существенные преобразования во всех основных бассейнах и на островной суше ордовикского моря Казахстана. Исчезли относительно глубоководный бассейн Большого Каратау и запада Центрального Казахстана, а также бассейн Малого Каратау, в котором до этого накапливались карбонатные осадки. Появление мелкопесчанистых и глинистых терригенных осадков в районе Ишимской Луки, Байконура и Большого Каратау, т. е. в тех областях, где ранее существовал довольно глубоководный бассейн, побуждает полагать, что где-то поблизости, очевидно в Улутауском и Макбальском антиклинориях, возникла система пока еще низменных островов. К западу от этой системы, в районе Ишимской Луки и западнее Кокчетавской суши накапливались в основном мелкопесчанистые осадки, а в области Байконура — мелкопесчанистые осадки и глинистые илы, часто окрашенные гидроксидами железа в красноватые цвета.

Южнее, в Большом Каратау в это время отлагались преимущественно глинистые осадки. К югу от Кокчетавской суши по-прежнему намечается обособленный Калмыккульский бассейн с кремнистыми и кремнисто-глинистыми, обычно радиоляриевыми илами, обогащенными окислами железа.

Восточнее, в области Степнякского синклиория и во всей Степняк-Бетпақдалинской зоне в лландейльском веке интенсивно проявлялась вулканическая деятельность, в результате которой сформировались мощные толщи вулканогенных пород.

В Степнякском районе извергались лавы и туфы главным образом андезито-базальтового состава, но к концу лландейльского века произошло заметное поокисление продуктов извержений, стали преобладать андезитовые лавы и их туфы, появились отдельные пласты дацитовых лав и их пирокластов. В интервалах между импульсами вулканизма отлагались толщи полимиктовых и вулканомиктовых песчаных осадков и алевролитов, реже глинистых илов, образовавшихся как в результате сноса с основных областей суши, так и вследствие размыва вулканических построек, которые возвышались над уровнем моря. Отдельные пачки этих осадков имеют ритмичное строение и состоят из чередующихся слоев песчаников и алевролитов мощностью 5—10 см.

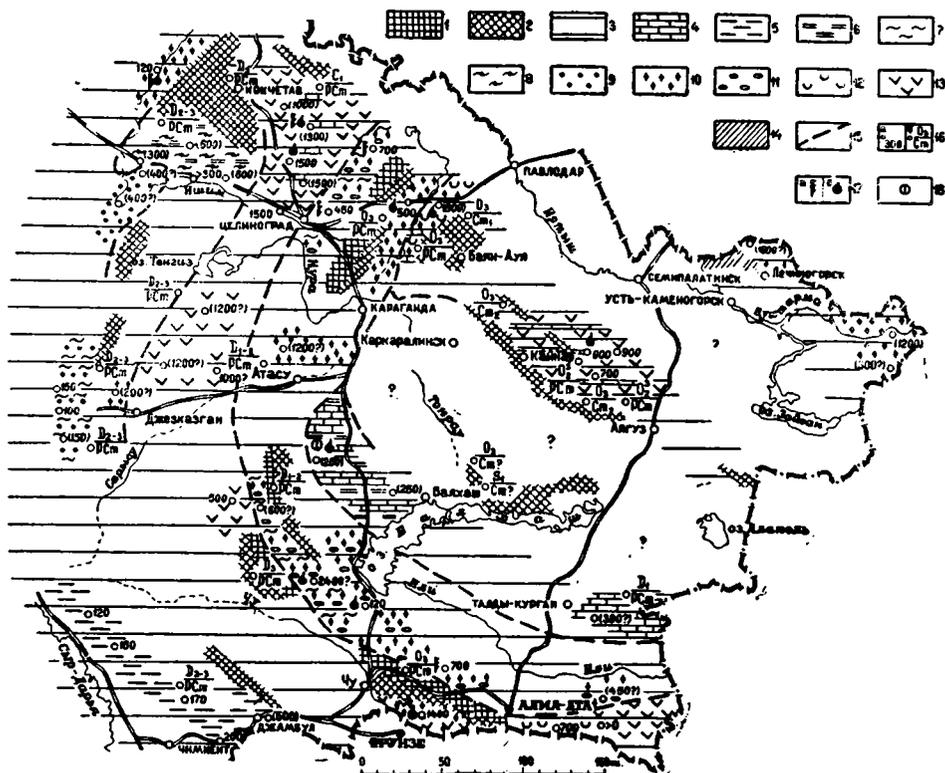


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая схема восточной части Казахстана в лландейльском веке и в начале карадока (целиноградское время). 1—2 — островная суша (области сноса): 1 — горные области, 2 — возвышенные равнины и низкие горы; 3 — море; 4 — известковые осадки; 5 — глинистые илы; 6 — глинисто-кремнистые илы; 7 — красные глинистые илы; 8 — красные кремнистые илы с радиоляриями (яшмы); 9 — пески кварцево-полевошпатовые; 10 — пески полимиктовые; 11 — галечные осадки; 12 — туфы; 13 — вулканогенные осадки преимущественно среднего состава; 14 — глубокометаморфизованные осадки ордовика?; 15 — границы распространения основных типов осадков; 16 — мощности осадков (а) и отсутствие осадков (б); 17 — фауна: а — граптолиты, б — брахиоподы, трилобиты и др.; 18 — фосфориты.

К концу лландейльского века вулканическая деятельность в Степнякском бассейне в значительной мере ослабла и в его центральной части создались благоприятные условия для накопления как терригенных осадков, так и известковых илов, давших отдельные пласты известняков. К началу раннего карадока процессы вулканизма почти полностью прекратились. Вулканогенные образования сменились преимущественно терригенными осадками с примесью вулканогенного ма-

териала с тонкими прослоями псаммитовых ювенильных туфов андезитовых порфиритов и туффитов.

Интенсивная вулканическая деятельность, выразившаяся в накоплении мощных толщ лав и туфов, проявилась также южнее, в области Конского бассейна и в Северной Бетпак-Дале. Далее на юго-восток, в Кандыктасском бассейне, она была менее значительной и проявлялась локально. В течение лландейльского века на отдельных участках этого бассейна образовались мощные накопления лав и туфов преимущественно андезитового состава. В других участках в это же время отлагался полимиктовый и вулканоимиктовый песчанистый материал, реже — более грубообломочные гравийные и галечные осадки.

В бассейнах, прилегающих к системе Ерементау-Чуилийских островов, по-прежнему накапливались терригенные осадки. Появление среди них в Селетинском, Джалаир-Найманском и Сарытумском бассейнах грубообломочных полимиктовых образований свидетельствует о расчлененности и возвышенности сопредельных областей суши. С этих областей сносились продукты разрушения кембрийских и докембрийских вулканогенных и кремнистых пород (кварцитов и яшм). Они смешивались с обломочным материалом, поступавшим с запада вследствие размыва вулканических построек, возникших в Степняк-Бетпакдалинской зоне. С процессами вулканизма в этой зоне связано, по-видимому, образование в Селетинском бассейне и на некоторых участках Джалаир-Найманского бассейна характерных толщ, состоящих из ритмично переслаивающихся окрашенных окислами железа красных мелкозернистых песчаников и кремнистых алевролитов или из чередующихся сероватых песчаников и красных алевролитов. Эти осадки в отдельных частях Селетинского бассейна образуют пачки, состоящие из чередующихся слоев мощностью 3—10, реже 30—40 см. Они описаны С. М. Бандалетовым (1953), считавшим их в то время карадокскими. Ритмичное флишоидное чередование зеленоцветных песчанистых осадков и алевролитов отмечается на многих участках Селетинского, Олентинского и Джалаир-Найманского бассейнов. Характерным примером таких осадков является бекейская свита Чу-Илийских гор (Келлер, 1956а). Тем не менее типичные флишевые образования среди осадков лландейльского века и начала раннего карадока в Казахстане не обнаружены.

На юго-востоке Ерементау-Чуилийской зоны продолжал существовать Агадыро-Джунгарский бассейн, в котором, как и раньше, накапливались известковые илы. На севере в этот бассейн помимо карбонатного материала поступало значительное количество кремнистых осадков. Кроме того, среди этих отложений местами отмечаются небольшие линзы кислых кристаллокластических и витрокластических туфов (Альперович, 1965). И кремнистые, и карбонатные осадки этого бассейна местами обогащены соединениями фосфора.

На северо-западном окончании Чингиз-Тарбагатайской зоны, в Кендыктинском бассейне, отлагались в основном песчанистые и алевритистые, полимиктовые и вулканоимиктовые осадки, чередующиеся с редкими пластами туфов андезитового состава и туффитов, образовавшихся в результате отдельных эксплозий. К концу рассматриваемого времени поступление терригенного и вулканогенного материала в этот бассейн почти прекратилось. Здесь образовалась однородная толща известковых илов, давших сарыбидаикский известняк.

В центральной части Чингиз-Тарбагатайской зоны в течение всего лландейльского века интенсивно проявлялась вулканическая деятельность. Здесь накопилась мощная толща лав и пирокластов андезитобазальтового состава (абаевская свита). Трансгрессивное залегание

бестамакских известняков, принадлежащих, по-видимому, к верхам целиноградского горизонта, на нижнеордовикских отложениях и гра-нодiorитах свидетельствует о том, что в начале среднего ордовика и, что наиболее вероятно, в лландейльском веке здесь возникла система небольших островов, которые в раннем карадоке частично погрузились ниже уровня моря и оказались перекрытыми карбонатными осадками, отлагавшимися в это время и в других частях бассейна.

Наиболее мощные осадки, как и в предыдущие века, отлагались в вулканических областях. В Степнякском и Кандыктасском бассейнах их мощности достигают 1400—1500 м. В районах накопления терригенных осадков они колеблются от 100 до 1000 м. При этом во внешней части Кокчетау-Каратауской зоны, где распространены главным образом мелкопесчаные и глинистые осадки, мощности, как правило, не превышают 200 м и лишь на севере, в районе Ишимской Луки, достигают 400 м. В Еремантау-Чуилийской зоне, где распространены более грубообломочные осадки, мощности составляют 400—700 м, хотя в отдельных частях этих бассейнов указываются более значительные мощности, достигающие в центральной части Джалаир-Найманского бассейна 2400 м. В Калмыккульском бассейне отлагались главным образом кремнистые осадки, мощность которых, как правило, не превышает 600 м. В Агадыро-Джунгарском бассейне мощность карбонатных и карбонатно-кремнистых осадков 250—300 м.

Интенсивно проявившийся лландейльский вулканизм мало способствовал развитию жизни в морских бассейнах Казахстана, поэтому органические остатки в таких отложениях редки. Более благоприятные условия создались в начале раннего карадока (верхи целиноградского горизонта), особенно на тех участках бассейна, где накапливались карбонатные осадки. Здесь обитали разнообразные сообщества донной фауны — брахиоподы, трилобиты, головоногие моллюски и др. По-видимому, как и раньше, были широко распространены граптолиты. Интересны находки в бестамакских известняках Чингиза первых в Казахстане красных и зеленых водорослей, свидетельствующие о тепловодности морского бассейна.

Из полезных ископаемых в отложениях лландейльского яруса и начала раннего карадока известны только фосфориты, встречающиеся на севере Агадыро-Джунгарского бассейна.

В конце лландейльского века в основном завершился один из наиболее значительных этапов вулканической деятельности, начавшейся еще в лланвирне. Поскольку этот процесс отразился на всей палеогеографической обстановке того времени и на условиях седиментации почти во всех бассейнах, кажется уместным более подробно рассмотреть как историю этого вулканизма, так и те особенности седиментации, которые были им predeterminedены. Это удобно сделать на примере Степнякского бассейна по материалам Р. А. Копяткевича и Н. М. Фрид (1965), специально изучавших вулканизм этой области. Ими выделен ряд последовательных вулканических комплексов, в совокупности охватывающих верхи нижнего и средний ордовик. Принятая в нашей работе стратиграфическая схема несколько отличается от схемы Р. А. Копяткевича и др., и в соответствии с этим проявления вулканической деятельности рассматриваются в целом как непрерывный процесс, охвативший по времени лланвирнский и лландейльский века.

По материалам Р. А. Копяткевича и Н. М. Фрид, интенсивному вулканизму начала среднего ордовика предшествовали отдельные локальные проявления эруптивного характера, имевшие место в раннем ордовике и выразившиеся в образовании отдельных потоков лав преимущественно андезитового состава. В начале среднего ордовика

вулканическая деятельность охватила весь Степнякский бассейн. В большинстве областей этого бассейна вначале она проявилась рядом периодических эксплозий, давших мощные толщи ювенильных и резургентных туфов и туфогенных песчаников, которые сменились чередованием эксплозий и излияний лав базальтового состава. За этим этапом следовали сильные извержения, давшие мощные толщи ювенильных и резургентных туфов, а потом туфов и лав андезито-базальтового и андезитового состава. Наконец, последний этап характеризуется редкими выбросами пирокластического материала, а затем некоторым усилением вулканической деятельности, с которым связано появление кварцевых порфиров и их туфов.

Такая последовательность вулканической деятельности, которой свойственно закономерное изменение состава лав от основных к кислым, устанавливается в центральной части бассейна (Лидиевский разрез). В других областях эта последовательность выражена менее четко или вообще нарушена незакономерным чередованием извержений лав и пирокластов андезитового и базальтового состава, а также отсутствием продуктов кислого состава в конце периода. Последние вообще проявлялись очень редко на общем фоне андезито-базальтового характера вулканической деятельности. Такое нарушение общей закономерности, по мнению Н. М. Фрид и Р. А. Копяткевича, свидетельствует о существовании в то время на территории бассейна многочисленных вулканических центров, одни из которых характеризуются нормальной последовательностью эволюции магмы во времени, другие поставляли недифференцированный материал.

Исключительно большое количество пирокластического материала, преобладающего над продуктами излияний, частая перемежаемость лав и туфов, обилие грубообломочных пирокластических образований свидетельствуют о том, что основным типом вулканической деятельности был центральный. Центры, судя по распределению пирокластических осадков, хаотическим скоплениям вулканических бомб, которые достигают в разрезе по р. Саге 1 м в диаметре, а также по большому числу нечков жерловой фации и субвулканических тел, располагались главным образом вдоль осевой зоны бассейна. Лишь к концу вулканической деятельности, когда в центральной части бассейна она почти прекратилась и здесь стали накапливаться преимущественно терригенные и карбонатные осадки, центры вулканизма переместились к периферии бассейна, где в это время вулканическая деятельность еще продолжалась.

Чередование продуктов вулканизма с морскими осадками, процессы альбитизации и хлоритизации, которые обусловили зеленокаменный облик пород, часто наблюдающаяся шаровая отдельность в лавах свидетельствуют о подводных извержениях и, вероятно, об относительной глубоководности бассейна. Кроме того, появление в некоторых разрезах пизолитовых туфов, следы локальных перерывов и несогласий, обилие вулканогенного материала в терригенных осадках бассейна говорят о том, что здесь возникали вулканические острова, абразия и денудация которых приводила в периоды затишья вулканической деятельности к накоплению в бассейне вулканомиктового терригенного материала. Часто наблюдающиеся ритмично построенные пачки туфов, состоящие из пластов, в каждом из которых устанавливается закономерное уменьшение размерности одинакового по удельному весу пирокластического материала от почвы к кровле пласта, указывают на то, что почти весь этот материал при выбросах попадал в морской бассейн, а сами вулканические острова имели небольшие размеры. Правильное чередование таких пластов свидетельствует о пульсационном характере вулканической деятельности.

Характерной особенностью лланвирнского осадконакопления в бассейнах, располагавшихся за пределами вулканических зон, являлось обилие и разнообразие кремнистых осадков (см. рис. 10). Такое количество кремнистых образований не устанавливается ни в предыдущий, ни в последующий периоды истории ордовикского моря этой области. Представление о том, что накопление кремнезема в морских бассейнах в определенных случаях связано с вулканической деятельностью, кажется в настоящее время общепризнанным, и естественно связать поступление кремнезема в бассейны ордовика Казахстана с интенсивной вулканической деятельностью в Степняк-Бетпакдалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонах. Как это будет видно при рассмотрении палеогеографической обстановки последующих веков, вулканическая деятельность, проявившаяся в этих зонах в лланвирском и лландейльском веках, по своим масштабам и характеру не имеет себе равной ни в предыдущей, ни в последующей истории ордовикского вулканизма.

Таким образом, максимум проявления вулканической деятельности в подводных условиях или в обстановке, при которой почти весь вулканогенный материал, извергавшийся на вулканических островах, попадал в морской бассейн, совпадает по времени с максимумом накопления кремнезема в других, иногда достаточно удаленных бассейнах ордовикского моря Казахстана. Связь во времени и пространстве кремнистых осадков и вулканогенных толщ достаточно определена, но в меньшем масштабе устанавливается и в предыдущие века, особенно в Кеңдыктынском и Олентинском бассейнах (см. рис. 10). Не менее определено, хотя также в меньших масштабах она отмечается позже. В самих зонах вулканизма, как это отчетливо видно на примере наиболее изученного Степнякского прогиба, кремнистые осадки играют незначительную роль и представлены обычно зелеными (в связи с присутствием закисных соединений железа) кремнистыми образованиями. Эти осадки слагают маломощные пласты и линзы в толщах туфов, а также в пачках терригенных пород и туффитов, отлагавшихся в интервалах между импульсами вулканизма. Остатков радиолярий в этих отложениях обычно нет.

Кремнезем в тех или иных количествах обычно присутствует в качестве цемента в терригенных породах, переслаивающихся с вулканогенными пачками, а также в самих обломочных вулканогенных образованиях. В соседних бассейнах, как это особенно наглядно видно на примере Калмыккульского бассейна, за время проявления среднеордовикской вулканической деятельности в Степнякском прогибе накопилось до 1500 м терригенно-кремнистых осадков, среди которых собственно кремнистые образования составляют около 60%. В отличие от кремнистых отложений вулканических областей эти осадки в большинстве случаев имеют красный цвет, обусловленный присутствием гидратов окиси железа, и в изобилии содержат остатки радиолярий.

В периферической части Калмыккульского бассейна существовали благоприятные условия для осаждения соединений марганца. Здесь образовались залежи браунит-псиломелановых руд. Наконец, в наиболее удаленном от зон вулканизма и областей сноса, по-видимому, наиболее глубоководном бассейне в лланвирне накопилось около 100 м глинисто-кремнистых образований, из которых собственно кремнистые осадки также, очевидно, составляют немногим более половины мощности. В отличие от кремнистых накоплений других областей эти осадки имеют темную, почти черную окраску, обусловленную присутствием органического вещества и соединений марганца. Так же как и красные кремнистые илы, они содержат остатки радиолярий.

Происхождение кремнистых осадков лланвирна и других кремнистых образований этой зоны на примере Байконурского синклиниория рассмотрено А. Л. Книппером (1963). По его мнению, эти осадки образовались путем хемогенной садки кремнезема из истинных растворов. Их источником служили подводные термальные проявления вдоль зон глубинных разломов, которые могли существовать в непосредственной близости от областей накопления кремнистых осадков. В пользу существования таких «местных» источников кремнезема им приводится известный довод о том, что пересыщенность кремнеземом и садка его в морском бассейне могли иметь место лишь в непосредственной близости от источников, поскольку в удалении от этих участков в разбавленных растворах коллоиды кремнезема оказываются стабильными.

В настоящее время на всей огромной площади распространения рассматриваемых кремнистых осадков в подстилающих их породах нигде не установлены зоны окварцевания или гидротермальной переработки, которые могли бы считаться подводными путями растворов и дать всю огромную массу кремнезема, накопившегося в этом бассейне. Более того, исключительная выдержанность кремнистой пачки по мощности и вещественному составу, ее приуроченность к одному стратиграфическому уровню и постоянство деталей ее строения на огромных пространствах от Северного Тянь-Шаня до Улутау и даже до района Ишимской Луки противоречат ее связи с такими локальными явлениями, которыми, несомненно, должны были бы быть приуроченные к разломам источники терм. Возможность образования кремнистых отложений обычным для кремнезема биогенным путем отвергается А. Л. Книппером потому, что органические остатки, в том числе радиолярии, в этих осадках составляют менее 50% всего объема породы. В данном случае не учитывается то обстоятельство, что приведенные процентные соотношения ни в коей мере не могут являться истинными, поскольку они определяются на основании подсчета относительно крупных, хорошо сохранившихся остатков (обычно псевдоморфоз по ним) и не учитывают того тонкодисперсного материала, который, несомненно, формировался в результате разрушения чрезвычайно хрупких скелетных образований этих организмов. Это подтверждается изучением кремнистых пород карасуирской свиты под электронным микроскопом (Азербайев, 1969). Вероятно, определенную роль в осаждении кремнезема могли играть также бактерии, водоросли и другие микроорганизмы. Биогенная садка кремнезема в этом бассейне кажется тем более вероятной, что органическое вещество, обуславливающее темную окраску пород, отмечается в этих осадках всеми исследователями, изучавшими толщу. Оно свидетельствует о насыщенности бассейна организмами, основная масса которых, по-видимому, представляла собой микроскопический зоо- и фитопланктон.

Очевидно, непосредственно в областях вулканической деятельности существовала малоблагоприятная среда для обитания радиолярий и других организмов. Остатки их в вулканогенно-осадочных толщах очень редки. Вероятно, непосредственно в областях интенсивной вулканической деятельности воды бассейна были загрязнены различными продуктами подводных терм, эманацій и выделениями в процессе диагенеза вулканического материала. Все это создавало малоблагоприятную среду для обитания различных организмов, в том числе радиолярий, и садка кремнезема могла происходить здесь химическим путем. Явления эти, видимо, были локальными и не привели к образованию значительных толщ кремнистых осадков. Более благоприятная обстановка для жизни радиолярий и других использовавших кремне-

зем организмов и повышенная концентрация кремнезема, очевидно, существовали по периферии вулканических зон. Отсюда эти организмы разносились течениями в другие бассейны и образовывали скопления жестких кремнистых илов на тех участках, куда не поступал в значительном количестве терригенный материал. В некоторых случаях определенную роль в садке кремнезема (как это могло иметь место во внешней части Кокчетав-Каратауской зоны) играло поступление в бассейн холодных вод, приносимых течением. Существование такого течения намечается по ориентировке органических остатков в осадках раннего ордовика и, как это будет показано ниже, по распределению карбонатных пород и некоторых организмов в позднем ордовике. В других бассейнах по периферии вулканических зон, в которых происходило интенсивное накопление терригенных осадков (Селетинский, Олентинский, Джалаир-Найманский бассейны и др.), кремнистые осадки образовывали отдельные маломощные пласты и линзы в соответствии с импульсными поступлениями кремнезема в вулканических областях.

Конец раннего карадока — еркебидаикское время (рис. 5)

Конец раннего карадока знаменуется почти полным прекращением вулканической деятельности и накоплением терригенных, преимущественно зеленоцветных осадков, нередко имеющих флишеоидное строение. Мощные толщи полимиктовых, песчаных и алевроитовых осадков по периферии Центрального Казахстана и в Большом Каратау свидетельствуют о расширении областей существовавшей здесь ранее островной суши. Грубообломочные гравийные и галечные осадки, чередующиеся в западном обрамлении Кокчетавской суши с пачками песчаных и алевроитовых осадков, указывают на расчлененность рельефа горных массивов.

Ритмично построенные флишевые толщи осадков устанавливаются к югу от Кокчетавской суши и в области Байконурского бассейна. Эти толщи, в образовании которых существенную роль играли суспензионные потоки, накапливались, по-видимому, на значительных глубинах в областях аккумулятивных подводных равнин, располагавшихся за пределами узкой зоны шельфа, которая обрамляла острова.

Карбонатные осадки отмечаются лишь на крайнем северо-западе Центрального Казахстана, где отдельные пласты этих образований, чередующихся с пачками мелкообломочных терригенных пород, накапливались, очевидно, в некотором удалении от береговой линии, на тех участках бассейна, куда не поступал терригенный материал. Восточнее, в области Степнякского бассейна, в Северной Бетпак-Дале и в Кандыктасе, также накапливались преимущественно зеленоцветные песчаные и алевроитовые осадки. Вулканомиктовый состав этих накоплений и появление в их разрезе отдельных пластов вулканомиктовых же гравийных и галечных осадков, тонкообломочных и псаммитовых туфов андезитового и дацитового состава свидетельствуют об отдельных импульсах вулканической деятельности и о существовании в этом бассейне многочисленных мелких вулканических островов, возникших еще в предшествующее время.

Ориентированное расположение граптолитов в некоторых пачках лидиевской свиты Степнякского бассейна говорит о существовании донных течений, которые, по-видимому, были направлены вдоль бассейна. По-прежнему продолжает существовать система Ерементау-Ниязских, Бурунтау-Жельтауских и Кандыктасских островов. Значи-

тельное количество грубообломочных осадков, отлагавшихся наряду с песчанистым и алевроитовым материалом в бассейнах, прилегающих к этим островам, свидетельствует о расчлененности рельефа в областях сноса и о существовании горных массивов. В Селетинском бассейне среди этих отложений встречаются ритмично построенные толщи, несущие все характерные признаки флишевых образований, накапливавшихся на подводных аккумулятивных равнинах (Бандалетов, 1953). Преобладающее направление наклона косых слоев в некоторых пачках еркебидайкской свиты этого бассейна указывает на то, что обло-

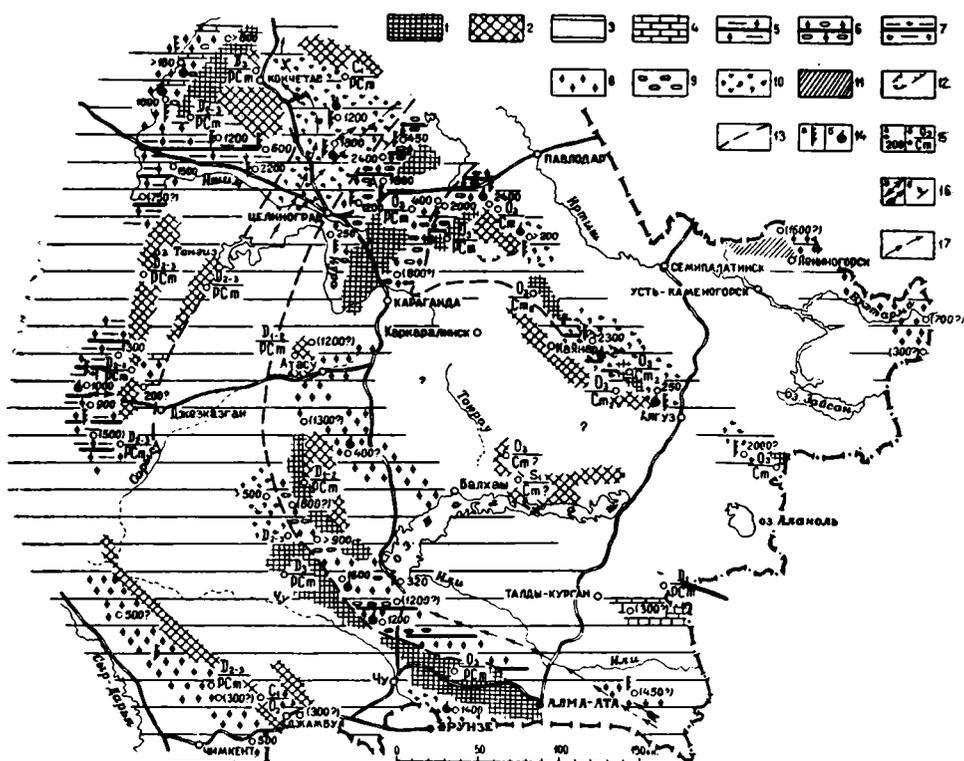


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схема восточной части Казахстана в конце раннего карадокха (еркебидайкское время). 1—2 — островная суша (области сноса): 1 — горные области, 2 — возвышенные равнины и низкие горы; 3 — море; 4 — известковые осадки; 5—7 — флишевые осадки: 5 — тонкий терригенный флиш, 6 — грубый терригенный флиш, 7 — туфогенный флиш; 8 — пески полимиктовые и вулканомиктовые; 9 — галечные осадки; 10 — вулканогенно-терригенные осадки; 11 — глубокометаморфизованные осадки ордовика; 12 — границы областей трансгрессивного залегания осадков; 13 — границы областей распространения основных типов осадков; 14 — фауна: а — граптолиты, б — брахиоподы, трилобиты и др.; 15—а — мощности осадков, б — отсутствие отложений; 16 — а — ориентировка органических остатков, б — преобладающие наклоны косых слоев в косослойных пачках; 17 — предполагаемые течения.

мочный материал поступал в этот бассейн в основном с востока, с областей суши, существовавших в пределах Ерементгау-Ниязского антиклинория. Тем не менее большое количество обломков вулканогенных пород, придающее терригенным осадкам этих областей вулканомиктовый облик, говорит о том, что значительное количество обломочного материала поступало в Селетинский бассейн также и с

запада, из областей интенсивного проявления вулканической деятельности в начале среднего ордовика. Наблюдавшаяся С. М. Бандалетовым (1953) ориентировка знаков размыва указывает на существование течений, следовавших вдоль бассейна.

Устанавливающийся в Чу-Илийских горах перерыв в осадконакоплении между отложениями целиноградского и андеркенского горизонтов и отсутствие здесь осадков еркебидаикского горизонта свидетельствуют о локальных регрессиях и временном расширении областей суши в пределах этой системы островов. С этими движениями и общим обмелением морских бассейнов, очевидно, связано появление песчаных осадков в Северо-Западном Прибалхашье, в той области, где в течение всего раннего и в начале среднего ордовика отлагались карбонатные илы. Карбонатные осадки в еркебидаикское время, возможно, продолжали накапливаться лишь на юго-востоке этого бассейна, в области Джунгарии.

На востоке Центрального Казахстана, в Чингиз-Тарбагатайской зоне, в еркебидаикское время также накапливались главным образом мелкопесчаные и алевритовые, реже галечные отложения. Отдельные пласты туфов и вулканомиктовый состав терригенных отложений говорят о том, что в этих областях так же, как и в Степняк-Бетпақдалинской зоне, имели место отдельные проявления вулканической деятельности, являющиеся последними отголосками интенсивного вулканизма начала среднего ордовика. Так же как и в других областях Центрального и Южного Казахстана, терригенные осадки еркебидаикского времени в Кендыктинском бассейне и в Чингизе имеют ритмичное строение, характерное для флишевых образований.

В отличие от западных зон в Чингиз-Тарбагатайской зоне отмечается сокращение областей островной суши. Майкаинская суша в еркебидаикское время оказалась расчлененной узким проливом, в котором накапливались терригенные осадки. Трансгрессивное залегание бестамских известняков верхов целиноградского горизонта на отложениях кембрия и нижнего ордовика в Чингизе свидетельствует о том, что к началу еркебидаикского времени некоторые из существовавших здесь ранее островов оказались размывтыми.

Наибольшие мощности осадков еркебидаикского времени устанавливаются в бассейнах севера и северо-востока Центрального Казахстана, достигая максимума (2000—2500 м) в областях, где накапливались ритмично построенные флишеидные толщи (Калмыккульский, Селетинский, Кандыктасский и Чингизский бассейны). В остальных областях они, как правило, составляют 1000—1500 м.

Прекращение вулканической деятельности и мелководность бассейнов способствовали интенсивному развитию жизни. Почти во всех областях распространения еркебидаикских осадков известны граптолиты. Из других групп фауны наиболее обычны остатки морских лилий, брахиопод и трилобитов, обитавших как в зонах накопления терригенных осадков, так и на тех участках бассейнов, где отлагались карбонатные илы. Следует отметить, что, несмотря на разнообразие организмов, строивших свои скелетные образования из карбоната кальция, карбонатные отложения в целом не характерны для еркебидаикского времени и известны главным образом на севере Центрального Казахстана. Это обстоятельство, возможно, обусловлено некоторым похолоданием, наступившим в еркебидаикское время.

Полезные ископаемые, связанные с осадками еркебидаикского времени, в Казахстане не известны.

Средний и поздний карадок — андеркенское и дуланкаринское время (рис. 6)

Начало андеркенского времени ознаменовалось существенными палеогеографическими преобразованиями, выразившимися в дальнейшем поднятии и расширении областей суши во внешней Кокчетау-Каратауской островной системе и в локальной трансгрессии в области внутренней Ерементау-Чуилийской островной системы и Джунгаро-Балхашской суши. Эти преобразования сопровождалась активизацией вулканической деятельности главным образом в пределах основных вулканических зон (Степняк-Бетпакдалинской и Чингиз-Тарбагатайской) и на отдельных участках за их пределами.

Общее поднятие в областях Кокчетау-Каратауской системы островов привело к обмелению окружающих бассейнов и расширению шельфовых областей за счет впадин. Здесь накапливались мощные толщи зеленоцветных грубопесчаных гравийных, реже алевролитовых осадков. О мелководности этих образований свидетельствуют часто наблюдающаяся косая слоистость и знаки ряби, ориентированные вдоль береговой линии. Карбонатные отложения в этой зоне известны лишь на крайнем северо-западе, западнее Кокчетавской суши. Отдельные биогермные постройки устанавливаются к югу от этой суши в Калмыккульском бассейне, но в основном здесь, как и в конце среднего ордовика, накапливались зеленоцветные терригенные осадки.

В результате вулканической деятельности дуланкаринского времени к западу от Кокчетавской суши, в Калмыккульском и Байконурском бассейнах, накопились мощные толщи лав и пирокластов различного состава — от диабазов до альбитофиров, но с явным преобладанием продуктов андезитового вулканизма. Преобладающая буроватая окраска этих отложений, обусловленная присутствием гематита, чередование их с мелководными, часто тоже гематитизированными терригенными осадками, а также следы локальных размывов и часто наблюдающиеся признаки переважающего вулканогенного материала указывают на то, что извержения происходили в мелководной обстановке и здесь возникали и размывались вулканические острова (Заравняева, Антонюк и др., 1965). Как установлено на примере изучения вулканогенных толщ верхнего ордовика Байконурского синклинория (Книппер, 1963), основным типом вулканических построек в этой области был центральный, а большая мощность лавовых потоков, наблюдаемая в районе гор Каргалы-Караадыр, свидетельствует о том, что вулканические очаги располагались где-то вблизи этого участка.

В Степняк-Бетпакдалинской зоне проявления вулканической деятельности отмечаются повсеместно (Степнякский бассейн, Конский бассейн, Северная Бетпак-Дала и Кандыктас). В отличие от более западных областей она началась здесь значительно раньше — в начале андеркенского времени и в основном завершилась к его концу. В разрезах вулканогенных толщ этого времени преобладают продукты вулканизма андезитового и андезито-базальтового состава, но наряду с ними местами встречаются отдельные толщи лав и пирокластов более кислого состава, при этом, как правило, не устанавливается какой-либо определенной закономерности в последовательности извержений по составу.

В центральной части Степнякского бассейна и в Северной Бетпак-Дале с прекращением вулканической деятельности на вулканических постройках местами возникали рифовые сооружения, которые к концу дуланкаринского времени оказались перекрытыми толщами мелкопес-

рифа у подножия зоны биогермов, имевшей ширину от 200 до 1000 м, отлагались известняковые брекчии, известняковый гравий и песок, в глубь бассейна замещающиеся глинистыми и песчанистыми осадками, чередование которых обычно имеет ритмичный характер. Присутствие в этих осадках переотложенного туфогенного материала указывает на существование за пределами рифовой постройки многочисленных островов вулканического происхождения.

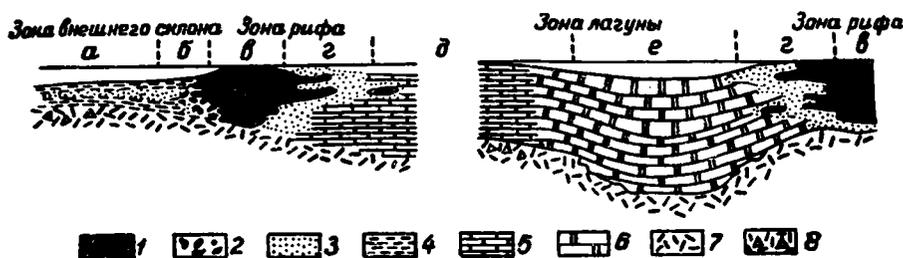


Рис. 7. Принципиальный разрез через Майлisorский риф, по Т. Н. Львовой, П. К. Деметьеву, Д. Н. Иванову, Я. М. Кислякову (1964). Подзоны: а — подножия, б — склона, в — биогермов, г — прибиогермной отмели, д — собственно лагуны, е — лагунной впадины; типы пород: 1 — биогермные известняки, 2 — детритусовые и различные обломочные известняки, 3 — известняковые песчаники, 4 — аргиллиты, 5 — афанитовые известняки, 6 — темные тонкозернистые и пелитоморфные известняки, 7 — туфы и туффиты, 8 — туфобрекчии.

Дугообразная система Ерементау-Чуилийских островов в начале андеркенского времени испытывала погружение, фиксирующееся трансгрессивным залеганием андеркенских осадков на отложениях докембрия и кембрия в Ерементау-Ниязском антиклинории и в ряде мест Джалаир-Найманского антиклинория. В бассейнах, прилегающих к этим островам, накапливались мощные толщи галечных, песчаных и алевритовых осадков, временами карбонатных илов. Грубообломочные андеркенско-дуланкаринские осадки Олентинского бассейна в районе Бощекуля содержат многочисленные обломки известняков и песчаников с фауной среднего, верхнего кембрия и нижнего ордовика. Это свидетельствует о том, что в областях прилегающей суши, вероятно, на Ерементауских островах и на островах, возникающих в области Кызылтас-Экибастузского синклинория, размывались отложения кембрия и нижнего ордовика.

В Селетинском и Олентинском бассейнах встречаются пачки осадков, имеющие ритмичное флишоидное строение. Такие пачки в разрезе чередуются с толщами алевритовых и аргиллитовых осадков, нередко насыщенных разнообразными по размеру включениями (от мелких песчинок и галек до крупных глыб) кремнистых алевролитов, кварцитов, чаще известняков. Эти отложения, ассоциирующие с мелкообломочными образованиями, несущими текстурные признаки подводных оползней и мутьевых потоков, указывают на контрастность рельефа дна и возвышенный рельеф в области островной суши. В моменты максимального погружения островов сносившийся с них терригенный материал не достигал восточной окраины Селетинского бассейна; здесь временами накапливались карбонатные илы с остатками разнообразной донной фауны, а местами возникали биогермные и рифовые постройки. Отдельные биогермы и рифовые постройки существовали и в Олентинском бассейне. Об этом свидетельствуют встречающиеся здесь конгломератовидные известняки с андеркенской фауной, очевидно, представляющие собой отложения фаций подножий рифов. Отдельные пласты вулкано-

миктовых конгломератов и туфогенных песчаников среди терригенных осадков Олентинского бассейна образовались, по-видимому, в результате размыва вулканических построек в соседнем Кендыктинском бассейне.

В области Атасу-Нурина бассейна в андеркенско-дуланкаринское время отлагались исключительно терригенные осадки с примесью вулканогенного материала, поступавшего из смежной Степняк-Бетпакалинской зоны.

Южнее, между системами Бурунтау-Жельтауских и Чуйско-Кандыктасских островов располагался узкий Джалаир-Найманский бассейн, в котором были распространены галечные, песчаные и алевроитовые осадки, а временами накапливались карбонатные отложения. Северо-восточные берега Чуйско-Кандыктасской системы островов фиксируются в районе гор Дуланкара и к западу от горы Байгара пачками рыжеватых, иногда красноцветных среднезернистых и грубозернистых, часто косослоистых аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов. В песчаниках встречаются многочисленные остатки наземной флоры. Залегающие в низах этой толщи пачки зеленоцветных песчаников иногда переполнены остатками гастропод и пелеципод. Наряду с ними в отдельных прослоях известняков обнаружены остатки обычной морской фауны — трилобитов и замковых брахиопод. В основании этой толщи в горах Дуланкара местами залегают глыбовые конгломераты, состоящие из беспорядочного нагромождения огромных плохо окатанных глыб и валунов интрузивных пород. Выше по разрезу встречаются линзы крупногалечных конгломератов, сложенных хорошо окатанными плоскими гальками обнажающихся тут же кулжебашинских песчаников. Вверх по разрезу обломки становятся более разнообразными по составу, округлыми по форме, конгломераты постепенно сменяются гравелитами, а затем песчаниками.

Андеркенское море в этом районе трансгрессировало на хорошо расчлененную сушу. Вдоль ее берегов прослеживались обрывы, сложенные интрузивными породами. Выносы горных рек и временных потоков образовали местами скопления галечников. В дальнейшем горный рельеф оказался в значительной мере сnivelированным и вдоль берегов образовался шлейф песчаных, реже гравийных дельтовых осадков. В глубь бассейна в северо-восточном направлении прибрежные осадки андеркенского горизонта сменяются зеленоцветными морскими песчаными и алевроитовыми осадками, среди которых в удалении от береговой линии располагалась зона андеркенских биогермных построек и, вероятно, рифов.

Эти сооружения представляли собой отдельные биогермы, состоящие из светло-серых, местами розоватых водорослевых известняков, мощность которых достигала 75 м при протяженности в современном срезе до 1000—1200 м (рис. 8). В промежутках между этими биогермами накапливались серые желваковые мастопоровые известняки или серые грубослоистые известняки с остатками разнообразной донной фауны. Некоторые из этих органогенных сооружений, по-видимому, достигали уровня моря и представляли собой настоящие рифы. Об этом свидетельствуют быстро выклинивающиеся пачки глыбовых известняковых конгломератов, обычно накапливающихся у подножий рифов. Такие конгломераты, ассоциирующие с андеркенскими известняками, особенно многочисленны в бассейнах рек Сарыбулак и Акдаласай, где они отмечались еще Д. И. Яковлевым (1941). Судя по превышениям биогермных построек над их ложем, глубина бассейна между ними была не более 50—60 м. К концу андеркенского периода в связи с кратковременными поднятиями в области суши в этот бассейн

вновь начало поступать большое количество терригенного материала, который первоначально заполнил межрифтовые пространства, а затем перекрыл и сами постройки. В дуланкаринское время на всей площади бассейна накапливались преимущественно глинистые осадки, временами известковистые илы, образовавшие отдельные пласты известняков, замещающихся по направлению к берегам известковистыми песчаниками.

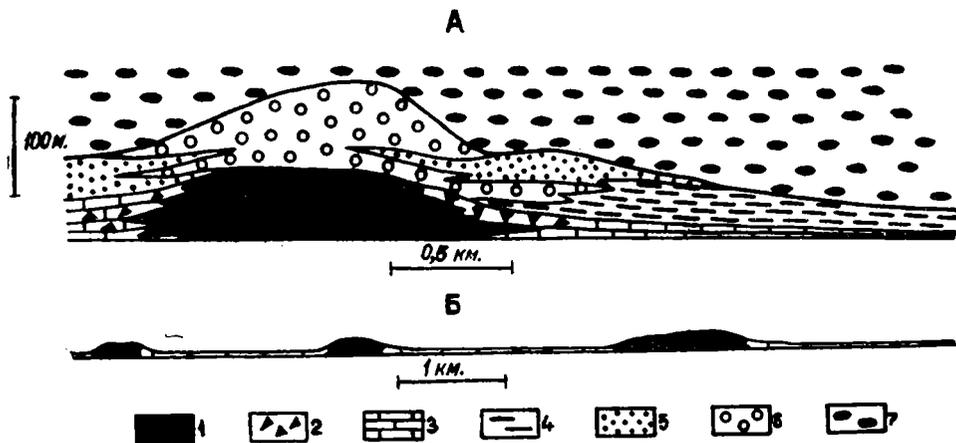


Рис. 8. Принципиальные профили через биогермные массивы ур. Андеркентынакчок и покрывающие их осадки. А — профиль через Андеркентский биогермный массив в левобережье р. Ащису; Б — продольный профиль вдоль выходов андеркентских известняков (крайний справа — Андеркентский массив в левобережье р. Ащису, крайний слева — массив в междуречье Узунбулак — Ащису). 1—6 — отложения андеркентского горизонта верхнего ордовика: 1 — светлые рифовые известняки, 2 — брекчиевидные известняки, 3 — серые желваковатые мастопоровые или грубослоистые известняки, 4 — алевролиты и аргиллиты, 5 — песчаники, 6 — конгломераты; 7 — красноцветные конгломераты и песчаники девона.

В пределах Джунгаро-Балхашской зоны отдельные острова фиксируются трансгрессивным налеганием силурийских осадков на доордовикские отложения в Северо-Балхашском синклинии и отложения ашгиллия на осадки кембрия в Юго-Западном Предчингизье. Накопление терригенного материала в Джунгаро-Балхашском бассейне сопровождалось вулканической деятельностью, в результате которой здесь образовались мощные вулканогенно-осадочные толщи, состоящие из чередующихся галечных и песчаных терригенных осадков, в которых существенную роль играют перемытые продукты вулканизма и отдельные пласты лав и туфов андезито-базальтового состава. Редкие пласты и небольшие биогермы известняков с разнообразной донной фауной, характер терригенных и вулканогенных отложений свидетельствуют о мелководности моря вблизи островов. По северо-западной и северо-восточной периферии Джунгаро-Балхашского бассейна намечается глубоководная область, в которой в течение андеркентского и дуланкаринского времени главным образом в подводных условиях накопились мощные толщи лав и пирокластов андезито-базальтового состава, ставшие впоследствии зеленокаменными. С вулканогенными осадками во многих местах этих областей ассоциируют толщи яшм и кремнистых алевролитов.

Вдоль западной периферии Чингиз-Тарбагатайской зоны в андеркентское время намечается система поднятий, в пределах которых в начале этого периода проявилась вулканическая деятельность. Во многих областях поднятия фиксируются появлением в низах андеркентско-дуланкаринских осадков грубообломочных толщ, в которых, подобно

тому как это наблюдается в Шидерты-Олентинском бассейне, в изобилии встречаются обломки кембрийских пород, в том числе известняков с кембрийской фауной (г. Жандос на правом берегу р. Тундык, г. Акдомбак в Чингизе, хр. Тарбагатай). Вулканогенные осадки в большинстве областей этой полосы несут все признаки относительной мелководности. Многочисленные вулканические острова нередко имели крутые обрывистые берега и во впадинах у их подножий местами накапливались толщи, состоящие из нагромождения крупных глыб (иногда достигающих в поперечнике 10—15 м) эффузивных пород, яшм и кварцитов, цементирующихся песчаным вулканомиктовым материалом. Толщи таких осадков известны в районе гор Агырек.

К концу андеркенского времени вулканическая деятельность вдоль западной периферии Чингиз-Тарбагатайской зоны почти полностью прекратилась. В начале дуланкаринского времени в пределах этих поднятий сформировалась полоса биогермных и рифовых построек. Она протягивалась от Тарбагатая на юге через хр. Акчатау до гор Токай и далее на северо-запад, вероятно, до района гор Агырек. Резко изгибаясь в северо-восточном направлении, она прослеживалась отсюда вдоль Кызылтас-Экибастузского антиклинория и уходила за пределы Центрального Казахстана. Эта полоса состояла из отдельных массивов, иногда достигающих по протяженности 10—15 км (Акдомбакский, Майлишатский, Керегетасский массивы и др.). В промежутках между ними накапливались слоистые, часто глинистые известняки. Мощность биогермных построек местами достигает 600—800 м. В промежутках между этими массивами мощность известняков обычно не превышает нескольких десятков метров. Общая протяженность полосы более 600 км; по-видимому, она представляла собой по существу единый барьерный риф, прослеживающийся вдоль западной окраины Чингиз-Тарбагатайской зоны по ее границе с более глубоководными бассейнами Джунгаро-Балхашской зоны, располагавшимися западнее.

Майкаинская суша, намечавшаяся в раннем и среднем ордовике на севере Чингиз-Тарбагатайской зоны по трансгрессивному наложению отложений позднего ордовика на кембрийские осадки, в андеркенское время оказалась полностью перекрытой морем. Здесь отлагались карбонатные осадки или сносившийся с мелких островов терригенный материал.

В более восточных бассейнах Чингиз-Тарбагатайской зоны в андеркенское время и в начале дуланкаринского накапливались зеленоцветные песчано-глинистые осадки, а порой известковистые илы. Очевидно, эти бассейны изобиливали мелкими островами, были мелководными и населялись разнообразной фауной кораллов, брахиопод, трилобитов и др. В результате эпизодических проявлений вулканической деятельности здесь образовались отдельные маломощные пласты лав и туфов преимущественно андезитового состава. В отличие от западной окраины Чингиз-Тарбагатайской зоны в ее центральных и восточных областях интенсивные проявления вулканической деятельности относятся к концу дуланкаринского времени. Они привели к повсеместному накоплению мощных вулканогенных толщ андезитового, андезито-базальтового состава и отдельных пластов дацитовых лав и туфов. Встречающиеся среди этих отложений прослойки терригенных осадков с морской фауной (брахиоподы, трилобиты, граптолиты) при общих бурых тонах окраски вулканогенных пород свидетельствуют о мелководности бассейна. Отдельные часто протягивающиеся на значительные расстояния пачки пестроцветных мелкопесчаных и глинистых осадков, среди которых единственными органическими остатками являются створки

беззамковых брахиопод, указывают на то, что временами крупные участки моря оказывались изолированными и образовывали лагуны.

На крайнем востоке Казахстана, в области Горного Алтая, по-прежнему продолжал существовать мелководный морской бассейн, в котором отлагались песчаные и алевроитовые осадки.

Наибольшие мощности отложений андеркенского и дуланкаринского горизонтов наблюдаются в областях вулканической деятельности и, как правило, колеблются от 2000 до 3000 м, реже достигают 4000 м. В тех областях, где накапливались преимущественно терригенные осадки, мощности составляют 500—1500 м, но в отдельных прогибах (Джалаир-Найманский бассейн) они местами и здесь увеличиваются до 2500—3000 м.

Общая мелководность морских бассейнов андеркенско-дуланкаринского времени способствовала развитию жизни. Органический мир этого времени отличается исключительным разнообразием. Как и прежде, повсеместно были распространены граптолиты. Их остатки известны в терригенных осадках почти всех бассейнов. В составе донной фауны обособляются два комплекса. Один из них связан с областями накопления терригенных осадков. Для него характерны брахиоподы родов *Dinorthis*, *Austinella*, *Schizophorella*, *Leptestiina*, *Zygospira*, *Catazyga*, а из трилобитов — разнообразные представители *Asaphidae* и родов *Dulanaspis*, *Brontocephalus*, *Cyclopyge*, *Microparia*, *Hammatocnemis* и др. Этот комплекс распространен во всех бассейнах и известен от Приишимья, Улутау, Каратау и Джебаглов на западе до Чингиза и Тарбагатая на востоке.

Другой комплекс андеркенско-дуланкаринской фауны связан с областями накопления карбонатных осадков. Для него из брахиопод характерны разнообразные *Camerella*, *Triplesiacea*, гладкие и мелко-ребристые атрипиды (*Cyclospira*, *Spirigerina*), из трилобитов — *Scutellidce*, *Iliaenidae*, *Pliomeridae*, *Lichidae*, *Holotrachelidae*, *Cheiruridae*, а также строматопороидеи, кораллы, криноидеи и известковистые зеленые и красные водоросли. Распространение этой фауны в соответствии с распределением карбонатных осадков, биогермных массивов и рифов с запада ограничивается линией, обрамляющей бассейны, которые прилегали к Кокчетавской суше, прослеживающейся на юг вдоль восточной границы Конского бассейна, через Бетпак-Далу и далее, на юго-востоке разделяющей Чу-Илийские и Каратауские бассейны. К западу от этой линии, в южной части Калмыккульского бассейна, а также в Байконурском и Каратауском бассейнах отсутствуют карбонатные осадки и не известны связанные с ними комплексы фауны. В областях накопления карбонатных осадков состав донной фауны был наиболее разнообразен там, где отлагались слоистые глинистые известняковые илы. Население биогермов и рифов, как правило, не отличалось разнообразием и в основном было представлено порообразующими водорослями, но в изолированных нишах и здесь селились многочисленные брахиоподы и трилобиты, составляющие характерный андеркенский комплекс, а также кораллы.

Касаясь распространения кораллов, следует отметить, что наибольшего разнообразия они достигли в бассейнах Чингиз-Тарбагатайской зоны. Характерным элементом дуланкаринской коралловой фауны этой области являются разнообразные представители рода *Agetolites*, пока в Казахстане не известные за пределами этой зоны. Состав кораллов Чу-Илийских бассейнов отличается от более восточных областей меньшим разнообразием. Как отмечает О. Б. Бондаренко (1958), наиболее распространены здесь гелиолитиды. Такое зональное распределение кораллов как бы вписывается в общую зональность

распространения карбонатных осадков и связанных с областями накопления этих осадков комплексов другой донной фауны. Эту зональность в соответствии с имеющимися в настоящее время материалами трудно объяснить разницей в глубине бассейнов или какими-то другими, сугубо локальными физико-географическими условиями, поскольку характер терригенного осадконакопления и его интенсивность, выразившиеся в мощности осадков, были приблизительно одинаковыми во всех бассейнах верхнеордовикского моря Казахстана. Кажется более вероятной связь намечающейся зональности как в распределении карбонатных, в том числе рифогенных осадков, так и фаунистических комплексов с различным температурным режимом бассейнов; можно предположить, что внешняя Кокчетау-Каратауская система островов с запада омывалась холодным течением, подымавшимся из южных приполярных областей.

Из полезных ископаемых, связанных с отложениями андеркенского и дуланкаринского горизонтов, известны лишь фосфориты, залежи которых встречаются среди карбонатных и терригенных осадков Степнякского бассейна (Сагунов, 1965).

Ашгилльский век (рис. 9)

Конец позднего ордовика характеризуется общим обмелением Казахстанского моря и дальнейшим расширением шельфов. На крайнем западе Центрального Казахстана, западней Кокчетавской суши и в области Байкснурского бассейна, в ашгиллии, по-видимому, продолжалась вулканическая деятельность, начавшаяся еще в конце позднего карадока. Продукты вулканизма накапливались здесь в мелководном бассейне, а временами — на суше. На это указывает появление в разрезах пачек красноцветных терригенных осадков. Южнее, в области Большого Каратау, по крайней мере, в течение части ашгилльского времени отлагались грубообломочные терригенные осадки, слагающие верхи регрессивной джебаглинской серии, а местами, возможно, накапливались красноцветные образования (Похвиснева, 1961). Сформировавшиеся здесь мощные толщи галечных осадков свидетельствуют о близости хорошо расчлененной, вероятно, горной суши. Очевидно, такая суша прослеживалась вдоль оси Каратау-Таласского антиклинория, составляя часть горной системы, которая простиралась на север в область Улутау. Северной, по южной и восточной периферии Кокчетавской суши, а также в бассейнах, тяготеющих к системе Ерементау-Ниязских островов, отлагались преимущественно песчаные и глинистые осадки, которые местами (в Селетинском и Джалаир-Найманском бассейнах) имеют ритмичное строение. Грубообломочные гравийные и галечные осадки широко распространены в Олентинском бассейне. Гористые острова, существовавшие на юге Ерементау-Чуилийской зоны в начале позднего ордовика, к концу ашгиллия оказались сnivelированными, и в чокпарское время в прилегающих к ним илистых впадинах отлагались обогащенные органическим веществом глинистые осадки, а затем известковистые илы.

В Чингиз-Тарбагатайской зоне в ашгиллии в отличие от позднего карадока вулканическая деятельность проявилась только в восточной части зоны, на севере — к востоку от Кызылтас-Экибастузского антиклинория, в Чингизе и Северном Тарбагатае. Чередование вулканических осадков с пачками зеленоцветных терригенных, среди которых местами встречаются остатки морской фауны, и с пластами красноцветных терригенных пород свидетельствует о мелководности морского бассейна и о существовании здесь обширных участков суши. В северной части зоны, к западу от Кызылтас-Экибастузского антикли-

нория в области Кендыктинского бассейна накапливались мощные толщи зеленоватых и бурых алевролитовых, песчаных, иногда галечных и гравийных осадков. Их вулканомиктовый состав указывает на то, что основным источником терригенного материала служили вулканические постройки, возникшие в восточной части зоны. С проявившимися на востоке процессами вулканизма, по-видимому, связано накопление в Кендыктинском бассейне пачек бурых мелкопесчаных, иногда кремнистых алевролитовых осадков, окрашенных гидроокислами железа. Эти толщи, подобно тому как это наблюдается в среднем ордовике по периферии вулканических областей, нередко имеют ритмичное строение и состоят из тонко чередующихся песчаников и алевролитов. В

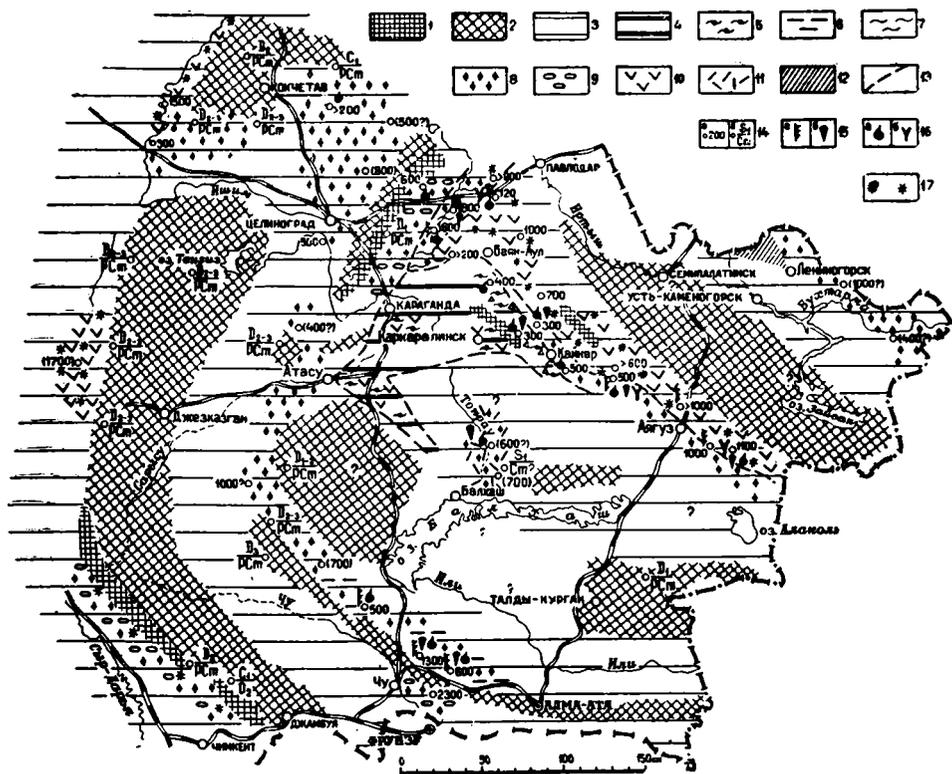


Рис. 9. Литолого-палеогеографическая схема восточной части Казахстана в ашгильском веке. 1—2 — островная суша (области сноса): 1 — горные области, 2 — возвышенные равнины; 3 — море; 4 — относительно глубоководные вулканические области; 5 — кремнистые илы с радиоляриями (яшмы); 6 — глинистые илы; 7 — красные глинистые илы; 8 — пески полимиктовые и вулканомиктовые; 9 — галечные осадки; 10 — вулканогенные осадки преимущественно среднего состава; 11 — вулканогенные осадки преимущественно кислого состава; 12 — глубокометаморфизованные осадки ордовика?; 13 — границы областей распространения основных типов осадков; 14 — а — мощности осадков, б — отсутствие отложений; 15—16 — фауна и флора: 15—а — грантолиты, б — кораллы, 16 — а — брахиоподы и трилобиты, б — известковые зеленые и красные водоросли; 17 — красноцветность осадков.

Чингизе, к юго-западу от вулканической области, в пределах Акчатауского и Акбастауского антиклинориев накапливались главным образом зеленоцветные мелкопесчаные и глинистые осадки, а в конце ашгилля — местами известково-глинистые и известковые илы. На отдельных участках этого бассейна существовали отмели, населявшиеся крупными пентамеридами, строфоменидами и другой донной фауной.

На северо-западе Джунгаро-Балхашской зоны по-прежнему намечается относительно глубоководная вулканическая область, в которой главным образом в подводной обстановке отлагались толщи основных лав и яшм. Последние отмечаются преимущественно по северо-восточной периферии области (гора Отызбес, район Егендыбулака) и достигают здесь значительной мощности. Так же как в среднеордовикский период интенсивной вулканической деятельности, в верхнем ордовике устанавливается определенная связь между вулканическим процессом и накоплением кремнистых осадков (рис. 10). Там, где привнос терригенного материала был значительным, по периферии вулканических областей формировались кремнисто-терригенные осадки. Это отмечается в Кендыктинском бассейне и на востоке Чингиз-Тарбагатайской зоны. Связь вулканогенных осадков с существенно кремнистыми яшмовыми толщами особенно четко устанавливается в северной части Джунгаро-Балхашской зоны и по ее обрамлению. В соотношении вулканогенных толщ и кремнистых осадков позднеордовикского и среднеордовикского этапов вулканизма отмечаются определенные различия. В среднем ордовике накопление вулканогенных и кремнистых толщ происходило одновременно и было разобобщенным в пространстве. В позднем ордовике эти процессы были разобобщены во времени, а интенсивное накопление кремнезема следовало за проявлениями вулканизма, как бы венчая этот процесс.

В районе гор Отызбес распространена ашгильская толща плохо сортированных песчаников и конгломератов с разнообразными по размерам, вплоть до крупных глыб, обломками яшм, реже известняков. Среди этих отложений залегают линзы известняков и часто брекчиевидных яшм, а также пласты кремнистых алевролитов с внутренней складчатостью оползневого характера. Все это, видимо, свидетельствует о контрастности донного рельефа и о существовании здесь мелких скалистых островов.

Вулканическая деятельность отмечается и в центральной части Джунгаро-Балхашской зоны, но здесь она протекала в обстановке мелководного моря и выразилась в накоплении лав и пирокластов преимущественно среднего и кислого состава. Очевидно, здесь сохранились массивы суши, служившие источником терригенного материала, отлагавшегося в интервалах между импульсами вулканизма. Возможно, крупные массивы суши существовали и в пределах Зайсанской геосинклинали, как бы намечая с северо-востока контуры будущего силурийского внутреннего бассейна Центрального Казахстана (Бандалетов, 1969). В Горном Алтае продолжали накапливаться терригенные песчаные и глинистые осадки.

Наиболее мощные отложения ашгиллия наблюдаются в вулканических областях на западе Центрального Казахстана (1500—1700 м). Приблизительно такие же мощности (1600 м) отмечаются в Кендыктинском бассейне, где накапливались главным образом терригенные осадки, образовавшиеся в результате разрушения вулканических построек в соседней вулканической области. В других областях мощности терригенных осадков, как правило, не превышают 1000 м.

Для того чтобы судить о характере распределения фауны в морских бассейнах Казахстана начала ашгиллия, в настоящее время недостаточно данных, поскольку известно лишь одно достоверное местонахождение этого возраста на северо-востоке Центрального Казахстана, в урочище Жарык. Здесь найдены остатки трилобитов, брахиопод и морских лилий. Разнообразный комплекс трилобитов из этих отложений позволяет считать, что Казахстанское море этого времени свободно сообщалось с Мировым океаном.

Значительно больше данных о распределении фауны в позднем ашгиллии. Наиболее благоприятные условия для развития жизни в это время, очевидно, существовали, как и в начале позднего ордовика, на востоке Центрального Казахстана, в Чингиз-Тарбагатайской зоне. В мелководных бассейнах этой области селились разнообразные кораллы, брахиоподы, трилобиты, граптолиты и водоросли. Чингиз-Тарбагатайской зоной, по существу, ограничивается распространение известного позднеашгильского комплекса брахиопод, характерным представителем которого является *Holorhynchus giganteus*. Этот комплекс обычно

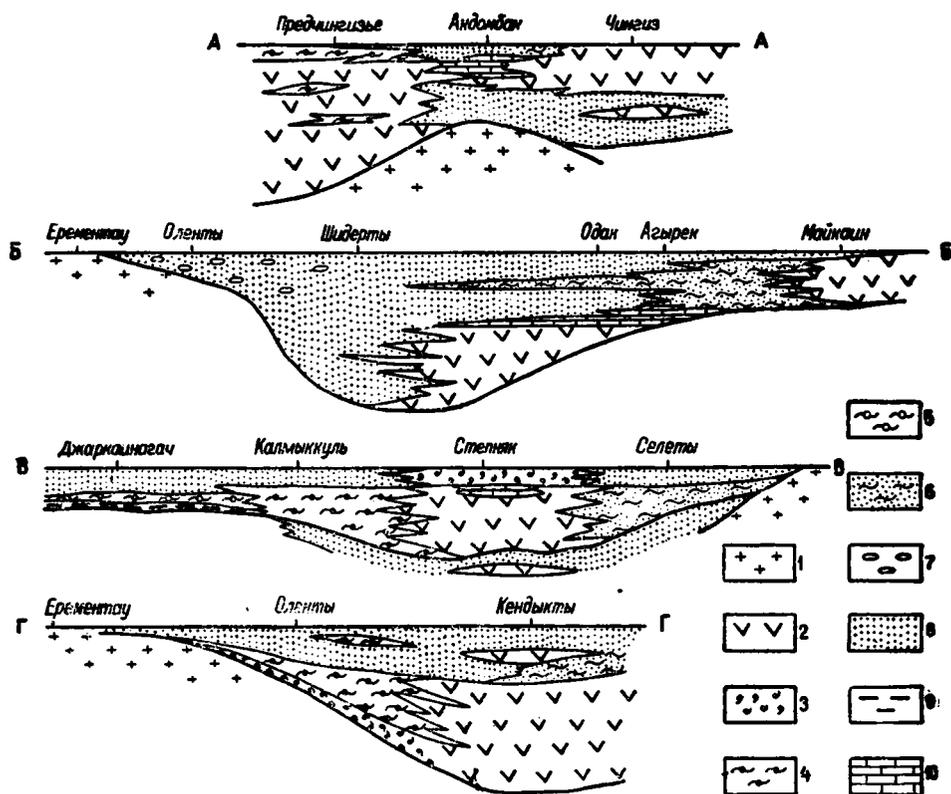


Рис. 10. Принципиальные профили, иллюстрирующие соотношение вулканогенных толщ с кремнистыми, терригенными и карбонатными осадками. А—А — верхний ордовик Чингиза и Юго-Западного Предчингизья; В—В — верхний ордовик северо-востока Центрального Казахстана; Г—Г — нижний и средний ордовик северо-востока Центрального Казахстана. 1 — доордовиковские отложения в областях сноса; 2 — вулканогенные осадки; 3 — вулканогенно-осадочные толщи; 4 — яшмы; 5 — лидиты; 6 — кремнисто-терригенные осадки; 7 — грубообломочные терригенные осадки; 8 — средне- и мелкообломочные терригенные осадки; 9 — тонкообломочные терригенные осадки; 10 — карбонатные осадки.

приурочен к участкам накопления известково-песчанистых, реже песчано-глинистых осадков. По-видимому, он обитал преимущественно на отмелях. В небольших обособленных впадинах, где накапливались известковистые осадки, образовавшие впоследствии отдельные пласты известняков, селился несколько отличающийся комплекс брахиопод, характерным представителем которого был *Conchidium münsteri*. Этот комплекс был распространен и на юге Джалаир-Найманского бассейна

(улькунтасские известняки), но более обычным здесь являлось сообщество, состоящее из нескольких видов трилобитов — *Dalmanitina micropata*, *D. olini* и др., и мелких строфоменаций. Оно, очевидно, было связано с обособленными илистыми впадинами с известково-глинистым дном.

На обширных пространствах, охватывающих запад Центрального Казахстана и Каратау, остатки апгильской фауны по настоящее время не обнаружены. Возможно, это связано с недостаточной изученностью соответствующих отложений, но не исключено, что развитию жизни здесь препятствовало общее обмеление и интенсивное поступление терригенного материала, сносившегося с поднимающейся суши.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

В настоящей главе с целью определения тектонической природы ордовикских структурно-фациальных зон Центрального и Южного Казахстана, установления места этих структур в общей цепи геосинклинального развития и их положения в системе всего Урало-Сибирского пояса обобщены материалы, изложенные в предыдущих разделах работы.

Тектонические структуры, существовавшие на территории Казахстана в ордовике, намечались и рассматривались многими исследователями, занимавшимися обобщением материалов по геологии, тектонике, тектоническому районированию всего Казахстана или его отдельных областей (Аполлонов, 1968, 1972; Афоничев, 1967; Беспалов, 1964; Беспалов, Еремин, Есенов, 1964; Богданов, 1959, 1965; Боровиков, Борсук, 1961; Борсук, 1960; Борукаев, 1955а, 1955б, 1960а, 1960б; Борукаев, Беспалов, 1959; Борукаев, Ляпичев, 1964, 1957; Кассин, 1952; Книппер, 1963; Макарычев, 1961; Маркова, 1961; Никитин, 1964; Четверикова, 1960 и др.). В настоящее время становится возможным в ряде случаев по-новому трактовать тектоническую природу главнейших структур Казахстана, существовавших в ордовике, и определять их положение в общей последовательности развития геосинклинальных систем.

ГЛАВНЫЕ ФОРМАЦИИ

Главнейшие формации нижнего палеозоя Казахстана намечены в работах Р. А. Борукаева на примере северо-востока Центрального Казахстана и Чингиза (Борукаев, 1955а, 1955б, 1961, 1962; Борукаев, Каюпов, Ляпичев, Мирошниченко, 1965). Вулканогенные формации Чингиза описаны в работе Ю. И. Лялина, Е. Е. Миллер, Л. Г. Никитиной (1964), а северной части Центрального Казахстана — в сборнике статей под редакцией Р. А. Борукаева («Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана», 1965). Ордовикские формации Джунгаро-Балхашской области наряду с формациями другого возраста в последние годы изучали сотрудники ВСЕГЕИ Н. А. Афоничев (1967), М. И. Александрова, Н. А. Пупышев и Е. Н. Сизова. Формации ордовика запада Центрального Казахстана описаны Н. П. Четвериковой (1960) и А. Л. Книппером (1963). Пространственное размещение и стратиграфическое положение в конкретных тектонических структурах многих из рассмотренных во всех этих работах

формаций в настоящее время трактуются по-иному. Особенно это касается севера и востока Центрального Казахстана.

Термин «формація» понимается в настоящей работе в соответствии с определением, данным Н. С. Шатским, а затем Н. П. Херасковым 1967, стр. 30).

Среди ордовикских формаций Казахстана выделяются ряды, свойственные каледонидам, а также формации, которые распространены в области герцинид. Герцинидами считаются области раннегерцинской консолидации или Джунгаро-Балхашской остаточной геосинклинали, по Е. Д. Шлыгину и А. Е. Шлыгину (1964), а также Карагандинский синклинорий и его обрамление. Этот синклинорий многие исследователи (Богданов, 1965; Борукаев, Каюпов, Ляпичев, Мирошниченко, 1965) относили и раньше к герцинидам (вариспидам). Что же касается Чингиза и Тарбагатая, а также Атасу-Моинтинского района, Центральной и Южной Джунгарии, которые обычно также считаются герцинскими (варисскими), то ордовикские формации этих областей описаны ниже, в составе каледонид, поскольку такие же в формационном отношении отложения распространены в типичных каледонидах Казахстана. Своеобразие этих областей отмечают многие исследователи, которые либо выделяют их как области неустойчивой каледонской консолидации (Е. Д. Шлыгин, А. Е. Шлыгин, 1964), либо относят к ранним герцинидам (Борукаев, Каюпов, Ляпичев, Мирошниченко, 1965).

ОРДОВИКСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

В каледонидах Казахстана обособляются формации раннего и среднего ордовика, отвечающие среднему этапу развития геосинклиналей. По-видимому, к этому же этапу принадлежат и верхнекембрийские формации. В таком случае к начальному этапу каледонских геосинклиналей Казахстана относятся лишь формации нижнего и среднего кембрия, среди которых распространены преимущественно вулканогенные и кремнистые образования, в том числе и такие типичные для начального этапа формации, как спилито-диабазовая, возможно, офиолитовая. К позднегеосинклиналильному этапу в каледонидах Казахстана отнесены верхнеордовикские формации молассовой группы.

Среднегеосинклиналильные формации

Карбонатная формация нижнего и среднего ордовика

Карбонатные осадки довольно обычны среди ордовикских отложений Казахстана. К собственно карбонатной формации относятся осадки нижнего и среднего ордовика Таласской подзоны Кокчетау-Каратауской зоны и Агадыро-Джунгарской подзоны Еремантау-Чуилийской зоны (рис. 11). Они слагают мощные непрерывные толщи, накопившиеся в течение длительного времени (кембрий, ранний — средний ордовик), и характеризуют собой определенные тектонические структуры. Остальные карбонатные отложения, в том числе рифовые образования, встречающиеся в различных структурах среди терригенных, кремнисто-терригенных и вулканогенных осадков (прослой, пласты, линзы и даже иногда толщи значительной мощности), рассматриваются как спутники вмещающих эти отложения формаций и описаны вместе с последними.

Таким образом, к карбонатной формации относятся шабактинская свита тамдинской серии Малого Каратау, бештакская свита се-

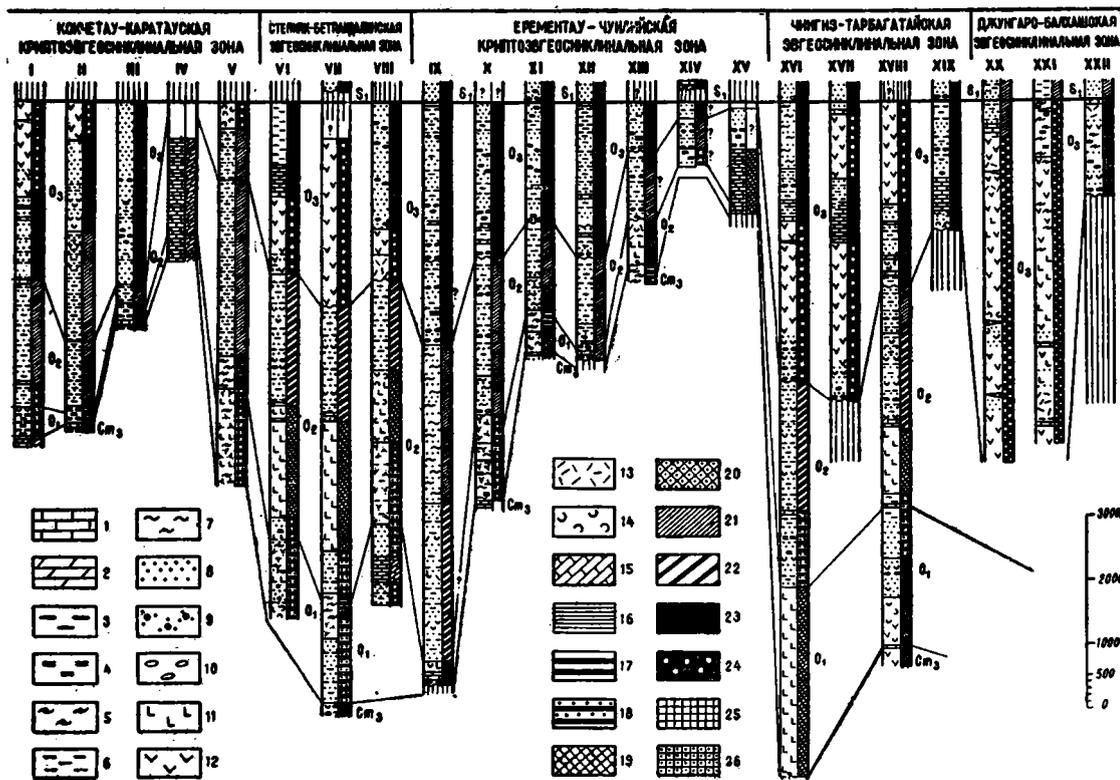


Рис. 11. Стратиграфические колонки и колонки формаций ордовика внутренней части Урало-Сибирского геосинклинального пояса (Центральный и Южный Казахстан). 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — аргиллиты; 4 — кремнистые алевролиты и аргиллиты; 5 — яшмы; 6 — алевролиты; 7 — красные туфогенные алевролиты; 8 — полимиктовые и вулканомиктовые песчаники; 9 — кварцево-полевошпатовые песчаники; 10 — конгломераты; 11 — порфириды и туфы андезитового и базальтового состава; 12 — порфириды и туфы андезитового состава; 13 — дацитовые и липаритовые порфиры и их туфы; 14 — туфы различного состава; 15 — 24 — формации каледонид: 15 — карбонатная, 16 — отдаленно-кремнистая, 17 — яшмовая, 18 — кремнисто-песчаниковая, 19 — андезито-базальтовая, 20 — осадочно-вулканогенная андезитовая, 21 — терригенная флишевая, 22 — туфогенная флишевая, 23 — нижняя терригенная моласса, 24 — нижняя вулканогенная моласса; 25 — 26 — формации герцинид: 25 — кремнисто-андезито-базальтовая, 26 — андезито-дацитотерригенная.

веро-восточной части Таласского хребта, шундинская свита Северо-Западного Прибалхашья и жиландинская свита Джунгарского хребта. Эти отложения образуют две серповидные в плане полосы, располагающиеся в зоне сочленения каледонских структур Центрального Казахстана со структурами Тянь-Шаня и Джунгарии. Обе полосы занимают приблизительно одинаковое положение соответственно в Кокчетау-Каратауской и Еремантау-Чуилийской зонах и сочетаются в них с общим одинаковым набором других смежных формаций. Возможно, к этой формации относятся также карбонатные осадки нижнего ордовика, распространенные в хр. Кандыктас на юге Степняк-Бетпақдалинской зоны (агалатасская свита).

В Малом Каратау накопление этих осадков началось еще в раннем кембрии; низы формации здесь с несогласием залегают на осадках каройской серии позднего докембрия. В Северо-Западном Прибалхашье известны разрезы, в которых ордовикские карбонатные осадки залегают согласно, но со следами размывов на мощных карбонатных образованиях, по-видимому, относящихся к кембрию или даже к позднему докембрию (бассейн р. Чажагай), либо, как это наблюдается в горах Шунды, с размывом и несогласием на кремнисто-сланцевых осадках кембрия. В Джунгарском хребте карбонатные образования жиландинской свиты сменяют кремнисто-сланцевые осадки текелийской свиты, относящейся одними исследователями к докембрию, другими — к кембрию или даже к ордовику. Верхняя граница формации в пределах Таласской подзоны не установлена. В Агадыро-Джунгарской подзоне формация перекрывается толщей терригенных осадков среднего ордовика. В целом формирование осадков карбонатной формации продолжалось от начала палеозоя, местами, возможно, даже от позднего докембрия до начала среднего ордовика. По простиранию осадки ордовикской части рассматриваемой формации в низах замещаются различными формациями кремнисто-терригенной группы, а в верхах — флишoidalными или вулканогенными образованиями.

По данным Е. В. Альперовича (1965), Г. А. Ярмака, К. А. Лисогор (Лисогор, 1960, 1966а, 1966б) и др., в строении формации участвуют светло- и темно-серые, порой почти черные массивные зернистые или афанитовые, иногда битуминозные известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Встречаются пачки оолитовых и водорослевых известняков. В некоторых слоях отмечаются желваки темно-серых кремней. В Агадыро-Джунгарской подзоне по сравнению с Таласской магнезиальные осадки распространены, по-видимому, меньше, но увеличивается роль кремнистых осадков, образующих в отдельных разрезах пачки переслаивания с карбонатными породами, что особенно характерно для низов и верхов формации. Кроме того, здесь отмечаются прослои известковистых алевролитов и песчаников мощностью до 1 м, а также прослои фосфоритов.

В тех случаях, когда в породах рассматриваемой формации наблюдается слоистость, она обычно правильная, параллельная, но в чажагайских разрезах Е. В. Альперовичем указываются и косослоистые прослои. Общая мощность формации колеблется от 500 до 1900 м. Из органических остатков характерны главным образом донные организмы — трилобиты, брахиоподы и головоногие моллюски. Последние известны только в Малом Каратау. В шундинских известняках района ст. Киик обнаружены граптолиты.

Состав фауны и флоры, присутствие оолитовых известняков и кося слоистость свидетельствуют о том, что описываемая формация накапливалась в условиях относительно мелководного открытого морского бассейна в областях поднятий, не выступавших над уровнем моря

и удаленных от областей сноса. В эти структуры не поступал или поступал в очень ограниченных количествах терригенный материал.

В Северо-Западном Прибалхашье с формацией связаны мелкие проявления фосфатной минерализации. По данным Е. В. Альперовича (1965), фосфориты образуют здесь прослои мощностью до 2 см, фосфаты встречаются в виде фосфатизированных обломков органических остатков или в виде распыленного фосфатного детрита. Среднее содержание P_2O_5 в известняках и кремнистых породах этого района около 0,01%, максимальное — 9% в кремнистых осадках и до 13% в карбонатных.

Следует отметить, что в связи со скрытыми перерывами, которые устанавливаются в Агадыро-Джунгарской подзоне в низах ордовикской части формации и в ее кровле, области распространения нижнепалеозойских карбонатных отложений в Северо-Западном Прибалхашье и Джунгарском хребте могут представлять определенный интерес в отношении поисков палеозойских бокситов.

Группа отдаленных кремнисто-терригенных формаций нижнего и среднего ордовика

Отдаленно-кремнистая формация. К отдаленно-кремнистой формации могут быть отнесены глинисто-кремнистые образования нижнего и низов среднего ордовика запада Кокчетау-Каратауской зоны (камальская свита Большого Каратау, карасуирская и терскенсайская свиты Улутау, талсайская свита Ишимской Луки). Эти отложения представляют собой верхи непрерывной толщ глинисто-кремнистых образований, накапливавшейся в течение всего кембрия, а также нижнего и низов среднего ордовика. Нижнеордовикская часть этой формации в большинстве разрезов отделяется от кембрийской небольшой по мощности пачкой темно-серых битуминозных известняков (кокбулакская свита среднего — верхнего кембрия). Залегающая на этих известняках, а в других разрезах непосредственно сменяющая кремнисто-сланцевые осадки кембрия ордовикская часть формации состоит из тонкослоистых аргиллитов, кремнистых аргиллитов и яшм. В низах местами отмечаются прослои битуминозных известняков, а на севере — кварц-полевошпатовых песчаников. Большинство пород формации окрашено в темные зеленовато-серые или даже почти черные тона, но местами, главным образом по периферии областей распространения формации, появляются пачки сургучно-красных или буроватых кремнистых аргиллитов и яшм (терскенсайская, талсайская свиты и др.). Низы ордовикской части формации обычно сложены аргиллитами, в верхах преобладают кремнистые породы. Аргиллиты, как правило, обладают параллельной тонкой слоистостью и нередко содержат включения барита и кальцита. Черно-зеленые яшмы имеют пятнистую окраску, обусловленную чередованием пятен черного и зеленого цвета, или состоят из чередования черных и зеленых слоев. В первых слоистость обычно неправильная линзовидная, во вторых — ленточная. Красные яшмы полосчатые.

Петрографическая и химическая характеристики этих кремнистых осадков приведены в работах Л. И. Боровикова (1955), С. Г. Анкиновича (1961) и А. Л. Книппера (1963). Как в красных, так и в черных яшмах встречаются остатки радиолярий. Кроме них для формации характерны граптолиты, а также тонкораковинные колпачковые гастроподы и беззамковые брахиоподы. Общая мощность формации не превышает 700 м. Мощность ее ордовикской части колеблется от 240 до 330 м.

В восточном направлении отдаленно-кремнистая формация сменяется терригенно-яшмовой, которая, в свою очередь, замещается вулка-

ногенными и терригенными осадками Степняк-Бетпакдалинской зоны. Таким образом, от областей, в которых отмечается вулканическая деятельность, отдаленно-кремнистая формация лежит на расстоянии 200—300 км на севере и около 150 км на юге, что, по Н. С. Шатскому (1955), и характерно для подобных образований.

Как отмечено в предыдущих главах, рассматриваемые отложения являются относительно глубокоководными осадками, накопившимися в системе впадин, прослеживающихся от обрамления Кокчетавского массива на севере вдоль западной окраины Центрального Казахстана в Улутау и Большой Каратау и далее на юго-восток, в пределы Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня. Эти впадины представляли собой систему прогибов, не компенсированных осадконакоплением, удаленных от областей поднятий.

С ордовикскими осадками отдаленно-кремнистой формации связан ряд мелких месторождений железа и марганца, известных в районе Байконура (Новохатский, 1968) и в Большом Каратау (Анкинович, 1961). Рудные тела этих месторождений представляют собой пластовые залежи среди красных кремнистых или кремнисто-глинистых аргиллитов. По данным Н. М. Салова, отдельные пласты гематит-магнетитовых сланцев в камальской свите Большого Каратау содержат до 36% железа и около 4% марганца.

К кембрийской части формации приурочены известные ванадиевые осадки Большого Каратау и Джебаглов, а также мелкие проявления фосфорной минерализации (Книппер, 1963).

А. Л. Книппер, впервые определивший формационную принадлежность описываемых отложений, отнес их к кремнисто-сланцевой формации. Пространственные соотношения этих отложений с терригенно-яшмовой формацией и с вулканогенными образованиями одного с ними возраста побуждают относить их скорее к отдаленно-кремнистой формации в понимании Н. С. Шатского (1955).

Яшмовая формация. К этой формации относятся толщи яшм, среди которых в подчиненном количестве встречаются кремнисто-глинистые и песчаные осадки. Подобные отложения широко распространены на севере Центрального Казахстана, где к ним относится тасобинская свита Калмыккульского прогиба и низы ержанской свиты Олентинского прогиба. К этой формации могут быть отнесены верхи кушекинской свиты Кюнского синклинория и Северной Бетпак-Далы, а также бурубайтальская свита Сарытумского прогиба, накопление которой началось еще в кембрии.

В пределах Кокчетау-Каратауской и Степняк-Бетпакдалинской зон отложения яшмовой формации согласно и обычно с постепенным переходом залегают на осадках кремнисто-песчаниковой формации нижнего или низов среднего ордовика. В Олентинском прогибе Еременту-Чуилийской зоны они согласно или с небольшим размывом, фиксируемым конгломератами, залегают на вулканогенной — андезитовой формации верхнего кембрия — нижнего ордовика (торкудукская серия). В Сарытумском прогибе накопление осадков этой формации началось еще в кембрии; они залегают здесь также на вулканогенных образованиях (сарытумская свита).

В Кокчетау-Каратауской и Еременту-Чуилийской зонах яшмовая формация связана постепенными переходами с вышележащими формациями флишоидной группы. В Степняк-Бетпакдалинской зоне она перекрывается вулканогенными образованиями андезито-базальтовой формации. Таким образом, яшмовая формация в различных структурах залегают на разных стратиграфических уровнях в пределах нижнего и низов среднего ордовика, непосредственно подстилая или пере-

крывая вулканогенные образования, но чаще замещая их по простира-нию. В пределах Кокчетау-Каратауской зоны (Калмыккульский прогиб) накопление этой формации началось в конце раннего ордовика и продолжалось в среднем ордовике в течение лланвирнского и ллан-дейльского веков. В Степняк-Бетпакалинской зоне оно, по-видимому, ограничивалось лланвирном, а в Ереметау-Чуилийской — ранним ор-довиком. Наиболее типичные разрезы этой формации, наблюдающиеся в Калмыккульском прогибе, описаны Е. А. Бабичевым, О. А. Мазаро-вичем, О. В. Минервиным и Хэ Го-ци (1965).

В строении формации принимают участие сургучно-красные, розо-ватые, голубовато-зеленые и желтоватые полосчатые яшмы и кремни-стые алевролиты. Реже эти породы оказываются окрашенными в тем-но-серые или даже черные тона. Отдельные пласты имеют брекчиевое строение и состоят из разнообразных по размеру и различно ориенти-рованных угловатых обломков полосчатых яшм, притертых друг к дру-гу или сцементированных кремнистым материалом. Пачки яшм пере-слаиваются с подчиненными прослоями зеленоватых или бурых аргил-литов, алевролитов, полимиктовых или даже олигомиктовых (кварцевых с обломками кремнистых пород) песчаников. Местами от-мечается присутствие известковистых песчаников и алевролитов, а также отдельные пласты туфогенных песчаников или туфов, содержа-щих обломки яшм и кремнистых алевролитов. В восточных областях (Олентинский прогиб) терригенные породы играют более значительную роль. Здесь изредка появляются пачки мелкогалечных конгломератов с обломками главным образом яшм и кремнистых алевролитов.

Из органических остатков обычны радиолярии. В кремнистых ар-гиллитах и очень редко в яшмах в Конском прогибе и Северной Бет-пак-Дале встречаются беззамковые брахиоподы и граптолиты.

Мощность формации значительно колеблется. В Калмыккульском прогибе она меняется от 600 до 1500 м, в Олентинском не превышает 200 — 300 м. В Конском прогибе и в Северной Бетпак-Дале она также не более первых сотен метров.

Палеогеографическая среда, в которой формировались осадки яш-мовой формации, свидетельствует о том, что их накопление происхо-дило, по-видимому, на различных, но преимущественно значительных глубинах, главным образом в прогибах Кокчетау-Каратауской и Ере-метау-Чуилийской зон, располагавшихся по соседству с областями, в которых интенсивно проявлялась вулканическая деятельность, выра-зившаяся извержениями мощных масс вулканогенных пород основно-го и среднего состава. В этих областях местами возникали условия, благоприятные для накопления кремнистых осадков яшмовой форма-ции в период, непосредственно предшествовавший извержениям.

С рассматриваемой формацией в Атбасарском районе связаны не-большие месторождения марганца (Сагунов, Каримов, 1965; Хабела-швили, 1966б; Хворова, 1968). Рудные тела здесь залегают в тасобин-ской свите низов среднего ордовика (лланвирн — лландейло) и представлены пластами и линзами браунит-псиломелановой руды мощностью от 0,3 до 3 м. Содержание марганца на некоторых место-рождениях колеблется от 15 до 46%. Присутствие окислов марганца, заполняющих мелкие трещинки в яшмах, отмечается почти повсемест-но в районах распространения этой формации.

Кремнисто-песчаниковая формация. Кремнисто-песчаниковая фор-мация широко распространена в пределах каледонид и устанавливает-ся почти во всех структурах. К ней относятся существенно терригенные, главным образом песчаниковые толщи, среди которых в том или ином количестве отмечаются кремнистые образования, слагающие отдель-

ные линзы, пласты или пачки. Поскольку эта формация обычно тесно связана с другими формациями отдаленно-кремнистой группы (яшмовой или отдаленно-кремнистой), в которых кремнистые образования преобладают, наблюдаются различные градации — от тех, в которых кремнистые породы играют существенную роль, до почти полностью их лишенных.

К этой формации в пределах Кокчетау-Каратауской зоны относятся куприяновская свита Стерлитамак-Марьевского прогиба и кумайская свита Калмыккульского прогиба, в Степняк-Бетпакдалинской зоне — уштоганская свита Степнякского прогиба, кокдомбакская и низы кушекинской свиты Конского прогиба и Северной Бетпак-Далы, кендыктинская, курдайская и щербактинская свиты Кандыктаса. В Ерементау-Чуилийской зоне она объединяет отложения нижнего ордовика и зорьевскую свиту Селетинского прогиба, а в Чингиз-Тарбагатайской зоне — сарыбидаикскую свиту Кендыктинского прогиба и найманскую Чингиза и Тарбагатая.

На северо-западе Центрального Казахстана, в Стерлитамак-Марьевском прогибе, кремнисто-песчаниковая формация сменяет кремнисто-карбонатные образования кембрия и связана с ними постепенными переходами. В Калмыккульском прогибе основание формации не установлено. В Степняк-Бетпакдалинской зоне, в Конском прогибе, и, видимо, в Кандыктасе эта формация согласно залегает на вулканогенно-осадочной толще верхнего кембрия. В Селетинском прогибе она, видимо, также залегает на вулканогенных, кремнистых и карбонатных осадках верхнего кембрия, но их нижняя граница здесь не установлена. В Чингиз-Тарбагатайской зоне рассматриваемая формация согласно сменяет вулканогенные образования нижнего ордовика. В большинстве областей Кокчетау-Каратауской и Ерементау-Чуилийской зон она согласно перекрывается флишоидными толщами, но местами на ней залегают отложения яшмовой формации (Калмыккульский прогиб). В Степняк-Бетпакдалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонах кремнисто-песчаниковая формация сменяется андезито-базальтовой, реже яшмовой формацией (Конский прогиб) или терригенными толщами флишоидной группы (Кандыктасский прогиб).

Время накопления кремнисто-терригенной формации в прогибах Кокчетау-Каратауской, Степняк-Бетпакдалинской и Ерементау-Чуилийской зон охватывает весь ранний ордовик и местами начало среднего (лланвирн). В Чингиз-Тарбагатайской зоне она формировалась в конце раннего и начале среднего ордовика (найманская свита Чингиза) или только в среднем ордовике (сарыбидаикская свита Кендыктинского прогиба). Наиболее типично эта формация представлена в Калмыккульском прогибе, где ее изучали А. И. Хабелашвили (1966), Е. А. Бабичев, О. А. Мазарович, О. В. Минервин и Хэ Го-ци (1965), опубликовавшими описание разрезов этих отложений.

Как уже отмечалось, в строении формации основную роль играют песчаники, но характерным для нее является присутствие того или иного количества кремнистых пород — яшм, кремнистых и кремнисто-глинистых аргиллитов. Местами отмечаются прослои вулканогенных пород основного состава, а также пачки известняков.

Песчаники почти повсеместно имеют кварц-полевошпатовый состав. Реже встречаются олигомиктовые кварцевые песчаники, в вулканических зонах песчаники полимиктовые (сарыбидаикская свита). В Кокчетау-Каратауской зоне в терригенных осадках этой формации в значительных количествах присутствует слюда (слюдистые песчаники). Песчаники обычно зеленовато-серые, реже буроватые. Они слабают массивные пачки мощностью до 100—150 м, но иногда встречаются ритмичные толщи, в которых песчаники переслаиваются с зеле-

новатыми и красными алевролитами или аргиллитами. Слоистость в этих породах обычно правильная, параллельная. В Калмыккульском прогибе А. И. Хабелашвили отмечал пачки песчаников с косой слоистостью прибрежно-морского типа.

Кремнистые породы — яшмы, кремнистые и кремнисто-хлоритовые аргиллиты — образуют отдельные пласты и линзы мощностью до 50 м. В западных зонах преобладают красные яшмы, но встречаются и темные, почти черные кремнистые породы, обогащенные органическим веществом и окислами марганца. Последние широко распространены в Чингизе. Из других пород, встречающихся лишь локально, следует отметить лавы и туфы диабазового или андезитового состава. Они слагают в разрезах южного крыла Калмыккульского, Степнякского и Кендыктинского прогибов единичные пласты мощностью 20—50 м.

Карбонатные отложения в целом не характерны для формации, хотя в отдельных структурах, главным образом в верхах формации, отмечаются пласты серых пелитоморфных известняков мощностью 60—100 м (куприяновский известняк Стерлитамак-Марьевского прогиба, сарыбидаикский известняк Кендыктинского прогиба, найманские известняки Чингиза). Общая мощность формации колеблется от 800 до 1700 м, достигая иногда 3000 м (Кандыктас). Органические остатки в отложениях формации встречаются редко. В некоторых разрезах среди терригенных и кремнистых пород известны находки граптолитов и беззамковых брахиопод. Более разнообразные комплексы главным образом донной фауны, встречаются в известняках (брахиоподы, трилобиты и др.).

Судя по палеогеографической обстановке, в которой формировались отложения кремнисто-песчаниковой формации, накопление ее осадков происходило в обширных прогибах и на склонах поднятий. Источником терригенного материала служили относительно низменные острова, в пределах которых были обнажены и интенсивно выветривались докембрийские, кембрийские осадки и интрузивные породы. Возможно, некоторое количество кремнистых осадков формации образовалось благодаря выносу кремнезема с суши, хотя присутствие в отдельных структурах вулканогенных пород и заметное увеличение в этих же областях кремнистых осадков, а также проявление в это время вулканической деятельности в смежных прогибах свидетельствуют о том, что большинство кремнистых пород формации связано с процессами вулканизма. Вулканогенные породы в составе формации отмечаются главным образом в областях прогибов. Здесь же наблюдается наибольшее количество кремнистых образований (Калмыккульский, Степнякский и Кендыктинский прогибы). В областях поднятий и на их склонах кремнистые осадки в составе формации распространены, по видимому, незначительно.

Группа вулканогенных формаций нижнего и среднего ордовика

Андезито-базальтовая формация. Андезито-базальтовая формация распространена только в Степняк-Бетпакдалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонах, в которых они образуют мощные толщи в нижнем и среднем ордовике. В Степняк-Бетпакдалинской зоне к ней относятся сагская серия Степнякского прогиба, савидская свита Конского прогиба и Северной Бетпак-Далы, ргайтинская свита Кандыктаса. В Чингиз-Тарбагатайской зоне она объединяет кендыктинскую свиту Кендыктинского прогиба и абаевскую свиту Чингиза. В большинстве этих структур андезито-базальтовая формация согласно или со следами размыва залегает на яшмовой или кремнисто-песчаниковой формации нижнего и среднего ордовика и также согласно, часто с постепенными

переходами сменяется осадками флишевой группы формаций, охватывая по времени конец лланвиерна, лландейло и начало раннего карадока. Лишь в Кендыктинском прогибе образование этой формации происходило в раннем ордовике, и она постепенно сменилась осадками среднеордовикской кремнисто-песчаниковой формации. Нижняя возрастная граница андезит-базальтовой формации в этом прогибе не установлена.

Наиболее изучены и типично представлены отложения андезито-базальтовой формации в Степнякском прогибе (сагская серия).

В строении формации принимают участие вулканогенные осадки основного, среднего, значительно реже кислого состава, в меньшей мере терригенные осадки, иногда известняки. По данным Р. А. Копяткевича и Н. М. Фрид (1965), в Степнякском прогибе эффузивы представлены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми базальтовыми и андезитовыми порфиритами, афанитовыми базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами, а также разнообразными по размерности обломочного материала ювенильными и резургентными или мелкообломочными пепловыми туфами. Менее распространены альбитофиры, липаритовые порфиры и их пирокласты. Текстуры лав массивные или миндалекаменные. Преобладают зеленовато-серые тона окраски, обусловленные процессами эпидотизации и хлоритизации, но встречаются и буроватые породы с тонко распыленным гематитом в основной массе. На некоторых участках устанавливается закономерное распределение эффузивов в разрезе, выражающееся в преобладании пород основного состава в низах формации и в появлении кислых разновидностей в ее верхах. Лавы в среднем составляют 30—60% от общей мощности вулканогенных пород. Соответственно 40—70% приходится на пирокласты. Объем терригенных осадков по отношению к общему объему формации составляет около 30%. Эти образования сложены туфогенными конгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и известняками. Субвулканические образования, связанные с формацией, представлены дайками, силлами и штокообразными телами диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов. Близкий состав формации устанавливается в Конском прогибе (савидская свита).

В пределах Кендыктинского прогиба, по данным Т. Б. Рукавишниковой и Б. А. Салина (1965), состав формации резко меняется на коротких расстояниях. В одних разрезах преобладают вулканогенные образования, другие в основном состоят из терригенных осадков вулканического состава. Вулканогенные осадки здесь в основном состоят из андезитовых, пироксеновых и плагиоклаз-роговообманковых порфиритов и их туфов, но отмечаются также прослой дацитовых порфиритов и ортофиритов.

В Кендыктинском прогибе (кендыктинская свита) и в Чингизе (абаевская свита) формация также состоит из пироксеновых, плагиоклаз-пироксеновых, пироксен-роговообманковых и плагиоклаз-роговообманковых андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов и пирокластов того же состава. В Кендыктинском прогибе некоторыми исследователями (Копяткевич, Фрид, 1965) отмечаются отдельные пласты дацитовых порфиритов и ортофиритов. Среди вулканогенных пород здесь встречены пачки темно-серых и зеленовато-серых кремнистых алевролитов, линзы полосчатых яшм и пласты конгломератов. На Чингизе в составе формации преобладают грубообломочные туфы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов.

Мощность формации колеблется от 900 м в Кандыктасе и Чингизе до 2000—3000 м в Степнякском, Конском и Кендыктинском прогибах..

Органические остатки (криноидеи, брахиоподы, головоногие моллюски, трилобиты) принадлежат главным образом к донной фауне, встречающейся в основном в известняках и реже в терригенных осадках. В последних известны находки граптолитов.

Осадки формации накапливались в бассейнах со сложным контрастным вулканическим рельефом, в котором относительно глубоководные впадины сочетались с вулканическими островами. Накопление вулканогенных образований происходило в основном в подводной обстановке, реже в субаэральных условиях, в результате извержений вулканов центрального типа. Формация распространена главным образом в прогибах в пределах вулканических зон, но в некоторых случаях она распространялась и на поднятия, охватывая их склоны или покрывая их целиком. В последних случаях (Чингизское поднятие) в разрезе формации преобладают грубообломочные пирокластические и вулканомиктовые терригенные осадки.

Осадочно-вулканогенная андезитовая формация. Отложения осадочно-вулканогенной андезитовой формации распространены ограниченно и выделяются в Еремантау-Чулийской и, по-видимому, в Чингиз-Тарбагатайской зонах. В первой из этих зон формация типично представлена торткудукской серией, во второй к ней, вероятно, могут быть отнесены торткудукская серия и сарышокинская свита. Условность отнесения последних к рассматриваемой формации объясняется тем, что эти отложения несколько отличаются по составу эффузивов от торткудукской серии Олентинского прогиба и занимают как бы промежуточное положение между этими образованиями и описанной выше андезито-базальтовой формацией.

Во всех областях распространения формации ее осадки с несогласием залегают на осадочно-вулканогенных образованиях среднего кембрия или на более древних отложениях и согласно, обычно с постепенным переходом сменяются кремнисто-песчанистой формацией. По простиранию они также замещаются последней или образованиями андезито-базальтовой формации. Накопление андезитовой формации во времени ограничивается поздним кембрием и ранним ордовиком. В пределах этого интервала в одних прогибах образование формации закончилось к концу тремадока (Олентинский прогиб), в других продолжалось и в арениге (Чингиз-Тарбагатайская зона).

В Олентинском прогибе, где, как уже отмечалось, эта формация представлена типично, по данным Н. М. Фрид, В. К. Заравняевой, П. М. Гречушкина, в ее составе преобладают мелководные терригенные породы — зеленоватые, темно-серые, бурые, иногда красноватые туфогенные полимиктовые и вулканомиктовые песчаники и алевролиты, нередко валунные конгломераты. Известняки и известковистые песчаники распространены главным образом в нижней (верхнекембрийской) части формации, но встречаются в виде отдельных пластов и линз и среди вышележащих отложений. Характерной особенностью формации являются широко распространенные туфогенно-обломочные породы. Они состоят из перетолженных продуктов разрушения однообразных по составу андезитовых пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, накапливавшихся вблизи размывавшихся вулканических построек. Эффузивы в составе формации представлены бурыми и буровато-серыми, реже зеленоватыми плаггиоклаз-роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми порфиритами, дацитовыми порфиритами, разнообразными по размерности обломочного материала ювенильными туфами и вулканическими брекчиями. Буроватая окраска пород обусловлена присутствием в основной массе эффузивов и в цементирующем материале пирокластов окислов железа. В терригенных и ту-

фогенно-осадочных образованиях цемент также нередко железистый.

В отличие от существовавших ранее представлений (Борукаев, 1955а; Заравняева, Звонцов, 1965), как показали работы, специально проведенные Н. М. Фрид и В. К. Заравняевой, собственно эффузивные образования в составе формации распространены незначительно и приурочены лишь к отдельным участкам, за пределами которых в разрезах отмечаются единичные пласты пирокластов.

В пределах Чингиза в ордовикской части формации также преобладают терригенные осадки и туфы андезитового состава. Реже встречаются андезитовые порфириты и альбитофиры. Нижележащая верхнекембрийская часть формации, по данным Ю. И. Лялина (Лялин, 1959; Лялин, Миллер, Никитина, 1964), почти целиком сложена вулканогенными образованиями. Следует также отметить, что в отличие от Олентинского прогиба в Чингизе появляются не свойственные этой формации породы основного состава, диабазовые, базальтовые порфириты и их пирокласты. Не исключено, однако, что здесь из-за все еще слабой изученности этих осадков в состав формации ошибочно включаются чужеродные ей эффузивы, принадлежащие иным — кембрийским и ордовикским — формациям.

К андезитовой формации, возможно, относится и акжальская свита Чу-Илийских гор, но здесь так же, как и в Чингизе, помимо вулканогенных пород андезитового состава указываются более основные андезито-базальтовые разновидности (Недовизин, 1961).

Наряду с эффузивами во всех полях формации отмечаются субвулканические образования — дайки и штокообразные тела диоритовых и андезитовых порфиритов. Мощность рассматриваемой формации в Олентинском прогибе не превышает 600—800 м. В Чингизе она достигает 2500 м.

Органические остатки представлены главным образом встречающимися в известняках брахиоподами, головоногими моллюсками и трилобитами. В терригенных осадках известны находки граптолитов.

Осадки рассматриваемой формации (торткудукская свита и др.) ранее относились некоторыми исследователями к молассовой формации. Это служило одним из доказательств правомерности выделения на территории Казахстана наряду с каледонским салаирского этапа (Борукаев, Ляпичев, 1964, 1967). Между тем вулканогенные андезитовые формации, подобные описанной, обычно считаются характерными для внутригеосинклинальных (геоантиклинальных) поднятий и срединных массивов (Муратов, Цейслер, 1968). Это согласуется с пространственным размещением данных осадков и их соотношениями с другими геосинклинальными формациями в Казахстане.

По мнению В. К. Заравняевой и Н. М. Фрид, своеобразие вулканической деятельности, фиксирующейся осадками торткудукской серии Олентинского прогиба, заключается в том, что она протекала на фоне поднятий в субазральной обстановке и привела к образованию характерных для андезитовой формации андезитовых куполов. При этом почти весь изверженный материал подвергся размыву и переотложению, что образовало мощные вулканогенно-осадочные накопления, в которых главенствующую роль играют туфогенно-обломочные породы.

Группа флишевых формаций среднего ордовика

К этой группе относятся широко распространенные и выделяющиеся во всех структурах существенно терригенные, обычно ритмично построенные толщи среднего ордовика. Собственно флишевые образо-

вания слагают среди рассматриваемых отложений отдельные пачки, которые лишь в некоторых структурах достигают значительной мощности и становятся преобладающими в разрезе. Тем не менее присутствие флиша характерно для этих образований, а ритмичное строение, выраженное в закономерной повторяемости пластов песчаников и алевролитов или аргиллитов, мощности которых измеряются сантиметрами, первыми десятками сантиметров, иногда метрами, отмечается в этих толщах почти повсеместно. Оно обычно нарушается лишь появлением отдельных мощных пачек конгломератов, массивных песчаников, алевролитов и известняков. В некоторых областях эти ритмичные толщи по простиранию замещаются лишенными ритмичности, но такими же по составу или более грубообломочными осадками.

Различные исследователи относили эти отложения то к флишевой формации (Борукаев, 1961, 1962), то к флишеподобной (Книппер, 1963), то к граувакковой (Четверикова, 1960). В данной работе все они отнесены к флишевой формации, поскольку общий облик этих осадков определяется ритмичным строением, присутствием типичных флишевых образований, а их положение в общей колонке геосинклинальных формаций отвечает определенной стадии, для которой характерны флишевые формации.

Таким образом, вслед за Б. М. Келлером (1949), Ю. М. Пуцаровским (1953) и И. В. Хворовой (1961) к флишевым формациям в данной работе отнесены не только типичный флиш, но и все те ритмичные и даже неритмичные толщи, которые тесно связаны с флишевыми образованиями как по вертикали, так и по простиранию. При этом различные типы таких осадков, закономерно располагающиеся в пространстве по отношению к областям сноса или другим палеогеографическим элементам, рассматриваются в качестве градации единой формации, как это предложено И. В. Хворовой.

По характеру осадков и строению среди флишевых формаций среднего ордовика Казахстана выделяются терригенная и туфогенная.

Терригенная флишевая формация. Рассматриваемая формация широко распространена главным образом в Кокчетау-Каратауской и Еремантау-Чуилийской зонах, но выделяется также и в вулканических поясах (Чингиз-Тарбагатайская зона). К ней в Кокчетау-Каратауской зоне относятся андрюшинская, дулыгалинская, суындьксайская свиты и аккайрактинская серия. В Еремантау-Чуилийской зоне она объединяет изобильную, еркебидаикскую и верхи ержанской свиты, низы зеленоцветного терригенного комплекса области Атасу, бекейскую свиту Чу-Илийских гор и подстилающие ее терригенные осадки. В Чингиз-Тарбагатайской зоне к этой формации принадлежит саргалдакская свита Чингиза.

В Кокчетау-Каратауской и Еремантау-Чуилийской зонах формация согласно, но иногда со следами размыва залегает на отложениях группы кремнисто-терригенных формаций. В пределах вулканических зон она сменяет андезито-базальтовую формацию (например, в Чингизе) или кремнисто-песчаниковую (на северо-востоке Центрального Казахстана). По периферии прогибов и в областях поднятий она трансгрессивно залегает на размывтой поверхности кембрийских и докембрийских отложений. Во всех случаях отложения флишевой формации сменяются залегающими согласно или с размывом и несогласием молассовыми осадками позднегеосинклинального комплекса. Накопление формации терригенного флиша в одних прогибах началось в лланвири, в других — в начале лландейльского или карадокского века.

В большинстве структур образование этих осадков завершилось к началу позднего ордовика, но в некоторых прогибах (Байконурском, Калмыккульском и др.), вероятно, продолжалось несколько дольше. Наиболее типично эти отложения представлены в области Селетинского прогиба, флишевые образования которого изучал С. М. Бандалетов (1953).

В строении формации принимают участие главным образом терригенные осадки — зеленоцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники, в меньшей мере гравелиты. Карбонатные отложения распространены ограниченно и встречаются в виде ритмично повторяющихся маломощных слоев во флишевых пачках, образуя здесь третий элемент ритмов, либо слагают отдельные линзы и слои мощностью иногда в несколько десятков метров.

Состав обломочного материала в основном полимиктовый, определяющийся составом более древних отложений, обнажившихся в областях сноса. Так, в западных структурах, относящихся к Кокчетау-Каратауской зоне, в обломочном материале значительную роль играют слюда и продукты разрушения глубокометаморфизованных докембрийских образований, обнажившихся в то время, по-видимому, в пределах Кокчетавского, Улутауского и Макбальского поднятий. В восточных зонах ведущую роль приобретают продукты разрушения менее метаморфизованных вулканогенных, кремнистых и терригенных отложений позднего докембрия и кембрия, обнажившихся в пределах Ерементау-Чуилийской кордильеры, а также на поднятиях в Чингиз-Тарбагатайской зоне. Наряду с продуктами разрушения древних осадков значительное количество терригенного материала формации, очевидно, обязано своим происхождением вулканическим островам и архипелагам, возникшим в среднем ордовике в вулканических поясах. Этот терригенный материал, состоящий главным образом из продуктов разрушения вулканогенных пород основного и среднего состава, определяет граувакковый, а иногда вулканомиктовый состав отдельных пачек и даже толщ. Типичный флиш в составе формации известен в Селетинском прогибе (его специально изучали С. М. Бандалетов (1953), а затем М. К. Аполлонов), в Калмыккульском прогибе, где он был установлен Хэ Го-ци, а также в Олентинском прогибе и Чингизе (Борукаев, 1962; Никитин, 1962). По данным Н. Г. Марковой (1961), флишевые осадки отмечаются на некоторых участках Джалаир-Найманского прогиба. Флишевые пачки Н. П. Четверикова (1960) обнаружила в Стерлитамак-Марьевском прогибе, но, поскольку здесь преобладают неритмично построенные осадки, она отнесла их к граувакковой формации.

В Селетинском прогибе, по данным С. М. Бандалетова, мощности флишевых пачек колеблются от нескольких метров до 400 м, составляя от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ общей мощности формации. Они состоят из ритмично чередующихся песчаников и алевролитов и образуют двухэлементные гаммы или из песчаников, алевролитов и глинистых известняков в трехэлементных гаммах. Мощности элементов ритмов в таких пачках обычно колеблются от 0,02 до 0,5 м, оставаясь более или менее постоянными для каждого элемента ритма в пределах отдельных гамм. В целом преобладает песчаный флиш, реже встречаются пачки флиша алевролитового и аргиллитового. Примеры послойно описанных разрезов таких пачек приведены в статье С. М. Бандалетова (1953). Основание ритмов обычно фиксируется резкой границей, на которой часто отмечаются следы размывов. В песчаниках первого элемента ритмов в отдельных пачках устанавливается косая слоистость. Обычно наблюдается градиционная слоистость, выражающаяся в закономерной смене грубообломочного материала мелкообломочным от основания первого элемента

ритма к его кровле и в постепенных переходах от первого элемента ритма, который обычно сложен песчаником, ко второму—алевролитовому. Помимо ритмичного строения и градационной слоистости в таких пачках обычно отмечаются все другие признаки, присущие типичному флишу—различные иероглифы, фукоиды, микроскладки сингенетической деформации. Как отмечал С. М. Бандалетов, карбонатность в двухэлементных ритмах закономерно падает от первого элемента до второго. В трехэлементных ритмах в первом и во втором элементах она меняется в том же направлении, но резко возрастает в верхах ритма и в третьем элементе, который состоит из известняка или известковистого аргиллита.

Флишевые гаммы чередуются с неритмичными пачками нередко глыбовых конгломератов и различных по крупности зерна песчаников, мощности которых соизмеримы с флишевыми пачками и достигают несколько десятков или первых сотен метров. Мощные пачки конгломератов обычно имеют полимиктовый состав и сложены разными по размерам и степени окатанности обломками кремнистых пород, песчаников, алевролитов, различных эффузивов и интрузивных пород. Часто в низах таких пачек конгломераты валунные, к верхам они становятся мелкогалечными и сменяются гравелитами, а затем песчаниками. Отдельные валуны известняков и интрузивных пород, достигающие в поперечнике 1—2 м, встречаются по всему разрезу таких пачек вне зависимости от размерности вмещающего обломочного материала. По простирацию эти конгломераты обычно оказываются невыдержанными и замещаются песчаниками. Помимо полимиктовых конгломератов распространены менее мощные пласты и пачки мелкогалечных конгломератов и гравелитов, в составе обломков которых преобладают кремнистые породы. В отдельных пластах песчаников отмечается косая слоистость. Грубообломочные образования наиболее распространены по периферии прогиба, и формация в целом имеет здесь облик дикого флиша. В центральной части (устье р. Кедей) преобладают тонкообломочные осадки, флишевые пачки достигают наибольшей мощности и отличаются тонкообломочным составом.

Примером терригенных толщ, в которых признаки типичного флиша выражены менее четко, может служить описанная В. М. Келлером (1965) бекейская свита Чу-Илийских гор, состоящая из переслаивающихся между собой песчаников, алевролитов и аргиллитов. Как отмечает В. М. Келлер, в целом эти отложения очень напоминают флишевые осадки. Местами в них устанавливается градационная слоистость, некоторые пачки имеют ритмичное строение, встречаются образования, подобные флишевым иероглифам, но в целом чередование пластов в толще не является равномерным. Оно нарушается многочисленными относительно мощными пластами песчаников (до 2,5—3 м), пачками алевролитов и аргиллитов (до 6—7 м) и частым выклиниванием слоев по простирацию.

Примером крайней градации, в которой признаки типичного флиша почти полностью исчезают, может служить андрюшинская свита Стерлитамак-Марьевского прогиба, некоторые области распространения еркебидаикской свиты в Селетинском прогибе (р. Акжар) и еркебидаикская свита в западной, прилегающей к Ерементау-Ниязскому поднятию части Олентинского прогиба. Эти толщи состоят из чередующихся пачек конгломератов, разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью от 20—30 до 100—150 м. Флишевые осадки, представленные обычно двухэлементным переслаиванием песчаников и алевролитов, отмечаются здесь крайне редко.

Другой градацией рассматриваемой формации являются своеобразные отложения, образовавшиеся во флишевых прогибах в момент интенсивной вулканической деятельности в смежных вулканических зонах. Наиболее ярким их примером служат избыточная свита Селетинского прогиба, верхи ержанской свиты в Олентинском прогибе и некоторые среднеордовикские толщи Джалаир-Найманского прогиба. Все эти отложения, с одной стороны, замещаются вулканогенными образованиями андезито-базальтовой формации (сагская серия и др.), с другой — обычными терригенными образованиями флишевой формации. Особенностью таких отложений является появление в них характерных пачек, состоящих из ритмично переслаивающихся серых мелкозернистых песчаников и гематитизированных красных, красновато-бурых алевролитов или туффитов («красный флиш»). Мощности элементов ритмов в таких пачках обычно колеблются от 1 до 5 м. Изредка встречаются отдельные более мощные пласты и линзы мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда мелкогалечных конгломератов. Слоистость в песчаниках и алевролитах таких пачек обычно правильная, параллельная или волнистая. Песчаники первых элементов ритмов преимущественно туфогенные. Они отличаются плохой сортировкой и большим количеством вулканогенно-обломочного материала. Алевролиты, как правило, кремнистые. Сопутствующие этим отложениям глыбовые конгломераты также отличаются вулканомиктовым составом и состоят в основном из эффузивных пород, но нередко содержат также крупные валуны известняков. Мощность красного флиша достигает 400 м.

Органические остатки в осадках формации крайне редки. Остатки донной фауны обнаружены главным образом в отдельных пластах и линзах известняков, а также в песчаниках и алевролитах в крайней градации формации, в которой собственно флишевые образования распространены ограниченно. Более равномерно распространены граптолиты, но во флишевых толщах они никогда не образуют значительных скоплений и встречаются в песчаниках первого элемента ритма. Почти повсеместно в осадках рассматриваемой формации отмечается черный органический детрит. Мощности формаций колеблются от нескольких сотен метров до 4000 м. Наибольшие мощности отмечаются в Калмыккульском и Селетинском прогибах.

Палеотектоническая обстановка, в которой образовалась формация, определилась выходом из-под уровня моря кордильеры, образовавшей систему островов в Кокчетау-Каратауской зоне, активизацией поднятий в архипелагах Ереметау-Чуилийской зоны и появлением многочисленных островов в вулканических поясах. Определенную роль сыграло также почти полное прекращение вулканической деятельности в Степняк-Бетпакадалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонах, которая ранее маскировала накопление в них осадков флишевой формации и обусловила в моменты своего проявления формирование на некоторых участках смежных зон своеобразных туффитовых осадков — «красного флиша».

Разнообразие осадков, слагающих формацию, свидетельствует о том, что их накопление связано с различными условиями. По-видимому, формация объединяет в себе как прибрежные осадки, сносившиеся с достаточно расчлененной и, может быть, возвышенной суши, так и отложения, перемещенные суспензионными потоками в относительно глубокие и удаленные от берега впадины. При этом суспензионные потоки, очевидно, играли ведущую роль в формировании флишевых пачек. Терригенный материал, сносившийся с суши, распределялся по поверхности шельфа и накапливался вдоль его бровки. Периодически, по мере перегрузки внешнего склона шельфа этими легко подвижны-

ми осадками, определенные их порции срывались по склону в глубь бассейна, образуя суспензионные потоки, которые распространялись на значительные пространства аккумулятивных равнин, заполняя понижения подводного рельефа и выравнивая донную поверхность. Другие процессы, обычно считающиеся причиной формирования морских флишевых толщ (колебательные движения, землетрясения, сезонные явления и др.), в данном случае либо играли подчиненную роль, либо нарушали правильность ритмообразования, приводя к появлению в разрезах чуждых флишу осадков или неправильных ритмов.

Какие-либо полезные ископаемые, связанные с осадками формации, в настоящее время не известны.

Туфогенная флишеидная формация. Отложения, отнесенные к туфогенной флишеидной формации, обнаружены в настоящее время в немногих областях. К ним относится лидиевская свита Степняк-Бетпакдалинской зоны и, возможно, обломочная часть ргайтинской свиты Кандыктаса, а в Чингиз-Тарбагатайской зоне — еркебидайская и бестамакская свиты. В прогибах эти отложения согласно, с постепенными переходами залегают на андезито-базальтовой формации, а распространяясь на поднятия, трансгрессивно с угловым несогласием перекрывают кремнистые и вулканогенные осадки раннего ордовика и кембрия, как это наблюдается в Чингизе. Они сменяются существенно вулканогенными молассовыми образованиями, которые залегают на них либо согласно, либо с заметными признаками размыва, либо с угловым несогласием. В смежных прогибах осадки формации замещаются толщами терригенной флишевой формации. Все эти проявления формации относятся к раннему карадокку.

По характеру осадков к рассматриваемой формации за пределами вулканических зон может быть отнесена кокतालская свита Джалаир-Найманского прогиба, которая сменяет здесь вулканогенно-осадочные образования акжальской свиты и согласно перекрывается туффитовым флишем.

Наиболее типично формация представлена в Степнякском прогибе (лидиевская свита). Она состоит здесь из переслаивающихся между собой песчаников, алевролитов, аргиллитов и туфов. Отдельными пластами встречаются известняки и конгломераты. Песчаники имеют вулканикомиктовый или полимиктовый состав и отличаются плохой сортировкой обломочного материала. Среди алевролитов и аргиллитов преобладают кремнистые и кремнисто-глинистые разновидности. Конгломераты состоят главным образом из вулканогенных пород андезитового состава и характеризуются плохой сортировкой и окатанностью обломков. Источником обломочного материала, очевидно, служили многочисленные мелкие вулканические постройки, возникшие в результате интенсивной вулканической деятельности в предшествовавшее время, а также в результате отдельных импульсов вулканизма в момент накопления формации, и островные системы, существовавшие в это время в смежных зонах.

Определяющие облик формации вулканогенные осадки представлены разнообразными по размерности туфами андезитового, реже дацитового состава. Встречаются крупнообломочные литокластические туфы, мелкообломочные, преимущественно кристаллокластические и кристаллолитокластические туфы, а также тонкообломочные пепловые разновидности. Эти породы образуют отдельные, выделяющиеся в разрезе пласты, иногда мощностью до 50—70 м, но чаще они в виде маломощных прослоев и линз залегают между переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Такие пачки состоят из ритмично чередующихся слоев песчаников, алевролитов или туффитов мощностью от

3 до 10 см и напоминают флишевые образования. Количество вулканогенных осадков и характер сочетания вулканогенных и терригенных отложений меняются как в пределах структуры, так и от одной структуры к другой. Наибольшее количество вулканогенных образований отмечается в лидиевской свите Степнякского прогиба. В еркебидаикской и бестамакской свитах Чингиз-Тарбагатайской зоны обнаружены лишь отдельные пласти преимущественно грубообломочных туфов андезитового состава. В отличие от типичных флишевых образований органические остатки среди рассматриваемых отложений встречаются довольно часто и представлены разнообразными остатками донных организмов (криноидей, брахиопод, трилобитов) как в терригенных осадках, так и в отдельных пластах известняков. Мощность формации достигает 1200—2000 м.

Как уже отмечалось, рассматриваемая формация сменяет в разрезах существенно вулканогенную андезито-базальтовую формацию, а по простиранию в соседних зонах замещается терригенными флишевыми отложениями. Таким образом, ее образование связано с затуханием или почти полным прекращением вулканической деятельности на фоне общего флишеидного осадконакопления в соседних зонах. Эти отложения можно рассматривать как градацию описанной выше терригенной флишевой формации, в которой флишевое осадконакопление оказалось нарушенным и в значительной мере замаскированным отдельными импульсами вулканической деятельности.

Возможно, что с рассматриваемой формацией связаны некоторые рудопоявления фосфоритов Степнякского прогиба (пятая фосфоритная пачка, по В. Г. Сагунову, 1965), однако стратиграфическое положение этих рудопоявлений остается не вполне определенным, и не исключено, что они размещаются в майлисурской свите. По-видимому, с этой же формацией связаны фосфоритовые конгломераты кокतालской свиты Чу-Илийских гор (Палец, 1965).

Позднегеосинклиналильные формации

К позднегеосинклиналильным формациям отнесены широко распространенные в Казахстане верхнеордовикские терригенные и вулканогенные осадки, которые по своему составу и строению толщ подобны молассовым образованиям. Эти осадки венчают в большинстве областей разрезы ордовикских отложений. Во многих структурах они отделяются от нижележащих осадков перерывом в осадконакоплении, вызванным проявлениями тектонических движений, которые местами привели к несогласному залеганию позднегеосинклиналильных формаций на более древних ордовикских или доордовикских толщах. Подобные взаимоотношения устанавливаются главным образом в областях поднятий.

В других структурах позднегеосинклиналильные формации оказываются тесно связанными с подстилающими их формациями флишевой группы, но обычно легко отделяются от них вследствие достаточно резкой смены состава, которая обусловлена появлением грубообломочных красноцветных пород или характерных вулканогенных отложений, образовавшихся, по всем признакам, в субаэральной обстановке. Тем не менее в ряде структур состав и строение этих отложений оказываются очень близкими к составу и строению подстилающих их флишевых формаций. В них также встречаются ритмично построенные пачки, подобные флишу, хотя в целом эти отложения отличаются менее упорядоченным строением и чередованием пород, а главное, значительно большим количеством грубообломочных образований, нередко

преобладающих в составе формаций. В тех случаях, когда состав позднегеосинклинальных формаций оказывается близким к составу подстилающих их осадков флишевой группы и между ними не устанавливается заметных угловых несогласий, расчленение этих осадков и выяснение их формационной принадлежности связаны с большими трудностями и строятся лишь на количественных соотношениях грубо- и мелкообломочных осадков и на некоторых других особенностях строения разрезов.

Термин «моласса» в настоящее время обычно понимается очень широко. Им обозначают осадки, подобные распространенным в альпийских системах Европы, к которым он был применен впервые (Михайлов, 1951; Рухин, 1953; Наливкин, 1955, 1956), а также осадки, подобные красноцветным отложениям девона или другим обломочным толщам, распространенным в Казахстане в среднем и верхнем палеозое (Богданов, 1965; Хаин, 1964; Моссаковский, 1965).

Рассматриваемые верхнеордовикские формации Казахстана по характеру отложений и положению в общей колонке геосинклинальных формаций близки к типичным молассам, т. е. к тем образованиям, которые известны в альпидах, тесно связаны с предшествующими им флишевыми формациями и образуют структуры, наследующие общий план собственно геосинклинальной стадии. Подобные толщи известны также в герцинских и каледонских геосинклинальных областях. В отечественной литературе они выделяются в нижнемолассовые формации (Хаин, 1964; Хворова, 1961; Моссаковский, 1965). О. А. Мазарович (1968) выделяет их в особый тип завершающих геосинклинальных моласс. Впервые верхнеордовикские отложения Казахстана к молассам отнесла Н. П. Четверикова (1960) на основании изучения разрезов северо-запада Центрального Казахстана.

Вулканогенные образования распространены в нижнемолассовом комплексе Казахстана очень широко и образуют мощные толщи. Проявление вулканической деятельности в момент образования нижних моласс является характерной особенностью каледонид Казахстана и на этом этапе, по-видимому, не отмечается в такой мере в более молодых герцинских и альпийских геосинклинальных системах.

Нижняя терригенная моласса

Нижнемолассовая терригенная верхнеордовикская формация широко распространена в Казахстане и выделяется во всех зонах каледонид. К этой формации относятся бурлукская свита Стерлитамак-Марьевского прогиба, верхнеордовикская конгломератовая толща Ишимской Луки, возможно, грубообломочные верхи дулыгалинской свиты Улутау, бешарыкская свита Большого Каратау и Джебаглов, маятаская свита Степнякского прогиба, терригенные осадки верхов верхнего ордовика Северной Бетпак-Далы и Кандыктаса, бестюбинская свита Селетинского и Олентинского прогибов, андеркенская, дуланкаринская и чокпарская свиты Джалаир-Найманского и Сарытумского прогибов, ангрensorская, оройская, акдомбакская, акчаульская, куланбулакская свиты Чингиз-Тарбагатайской зоны и другие верхнеордовикские осадки.

В пределах Кокчетау-Каратауской зоны нигде не установлены несогласные налегания этих отложений на более древних осадках. Во всех известных случаях они согласно, часто с постепенными переходами сменяют флишевую формацию и относятся к низам верхнего ордовика. В Улутау и в Пришимье они также согласно перекрываются верхнеордовикской вулканогенной молассой. В Степняк-Бетпакдали-

ской зоне устанавливаются иные взаимоотношения. Здесь терригенная формация залегает на вулканогенной молассе и относится к верхам верхнего ордовика. В Ерементау-Чуилийской зоне распространена преимущественно терригенная формация, которая залегает либо согласно, но обычно с заметными признаками перерыва на отложениях флишевой формации, либо (в областях поднятий) трансгрессивно на отложениях более древних доордовикских формаций. Время накопления этих осадков в Ерементау-Чуилийской зоне охватывает весь поздний ордовик. В ряде областей они сменяются молассовыми отложениями силура. В Чингиз-Тарбагатайской зоне, как и в Степняк-Бетпакдалинской, осадки терригенной молассы относятся к верхам среднего ордовика и сменяют вулканогенную молассу. Верхняя граница этих отложений в Степняк-Бетпакдалинской зоне большей частью остается неопределенной, так как здесь почти везде после них устанавливается размыв, фиксирующий трансгрессивным залеганием осадков девона, и лишь в области Конского прогиба они, по-видимому, трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются осадками нижнего силура, принадлежащими уже к верхней молассе.

Формация состоит главным образом из зеленоцветных, реже буроватых и даже красноцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Они образуют пласты и пачки, мощности которых обычно измеряются десятками или даже первыми сотнями метров. Как правило, в разрезе этих отложений устанавливается несколько крупных ритмов, начинающихся мощными конгломератами и заканчивающихся тонкозернистыми осадками. Изредка встречаются ритмично построенные толщи, подобные флишу. Пачки таких осадков известны в бестюбинской свите Селетинского прогиба и в Джалаир-Найманском прогибе (кызылсайский «флиш»; Келлер, 1956).

Конгломераты образуют то мощные, выдерживающиеся по простиранию пласты, то быстро выклинивающиеся толщи и линзы. Обычно они полимиктовые, с хорошо окатанными обломками, реже состоят преимущественно из кварцитов и обломков других кремнистых осадков. Мощные пачки конгломератов известны в верхах шакшанской серии Олентинского прогиба. Состав базальных конгломератов чаще всего определяется составом подстилающих пород. Во многих областях Ерементау-Чуилийской и Чингиз-Тарбагатайской зон в этих конгломератах встречаются обломки известняков с кембрийской фауной. Конгломераты отличаются плохой окатанностью материала, нередко отмечаются глыбовые конгломераты, а также брекчии, представляющие собой нагромождение неокатанных и угловатых валунов. По всему разрезу формации наблюдаются отдельные пласты, линзы пудинговых конгломератов с редкими обломками и глыбами, заключенными в песчанистом или глинистом материале.

Песчаники, как правило, полимиктовые, реже кварц-полевошпатовые или полевошпатовые. Наряду с правильной слоистостью в них нередко отмечается грубая косая слоистость. Намечающаяся уже в предыдущей стадии во флишевых осадках закономерность, выраженная в том, что на западе в составе обломочного материала преобладают продукты разрушения глубокометаморфизованных докембрийских осадков, а на востоке — вулканогенные и кремнистые породы позднего докембрия и кембрия, сохраняется и в отложениях моласс. Большинство песчаников отличается плохой сортировкой материала, содержит включения мелкой гальки и переходит в гравелиты. Исключения составляют пласты песчаников в ритмичных пачках, характеризующиеся хорошей сортировкой материала.

Состав формации в общем близок к составу подстилающих осадков флишевой группы, но отличается незакономерным строением, большим разнообразием осадков и контрастностью толщ.

В зонах перехода терригенных моласс в вулканогенные в составе терригенных толщ увеличивается количество вулканогенного материала, они становятся вулканомиктовыми и содержат отдельные пласты мелкообломочных туффилов, а также туфогенных конгломератов. В этом отношении особенно характерны некоторые толщи (например, оройская свита северо-востока Центрального Казахстана), состоящие из переслаивающихся красноцветных гематитизированных алевролитов и туффилов и мелкозернистых песчаников с серыми и зеленоватыми песчаниками и алевролитами. Отдельные пачки таких толщ имеют ритмичное строение и подобны красному флишу, встречающемуся в среднем ордовике.

Характерным спутником формации являются известняки. Они образуют отдельные пласты и линзы почти во всех областях ее распространения. Многочисленны биогермные известняки, слагающие линзы, которые быстро выклиниваются по простиранию, замещаясь известковистыми песчаниками. Наряду с ними встречаются пачки хорошо выдержанных известняков, прослеживающиеся на значительные расстояния. Некоторые толщи известняков достигают мощности 500—600 м (акдомбакские, керетасские известняки и др.).

Наиболее яркий пример рассматриваемых отложений — верхнеордовикские осадки Чу-Илийских гор. Здесь устанавливаются два крупных седиментационных этапа, с которыми связано образование двух псевдотрансгрессивных серий, начинающихся грубообломочными образованиями и венчающихся тонкозернистыми и карбонатными осадками. Такое строение этих серий обусловлено, по-видимому, не столько локальными трансгрессиями, сколько постепенной нивелировкой горного рельефа, дважды обновлявшегося в областях суши.

Начало первого — андеркенского — этапа фиксируется мощными конгломератами. В окраинной зоне прогиба (г. Дуланкара), там, где рассматриваемые отложения залегают трансгрессивно на докембрийских осадках и на размытой поверхности интрузий, в составе конгломератов преобладают обломки подстилающих пород, а местами они представляют собой хаотическое нагромождение глыб и крупных валунов. В глубь прогиба конгломераты становятся более мелкообломочными, полимиктовыми, с хорошо окатанной галькой и с размывом залегают здесь на флишеидных осадках среднего ордовика. В окраинной зоне прогиба конгломераты вверх по разрезу сменяются чередующимися зеленоватыми алевролитами и известковистыми песчаниками, различные пласты которых содержат то обычную морскую фауну брахиопод, трилобитов, кораллов, то однообразную фауну пелеципод и гастропод.

На этих отложениях залегает характерная толща светлых желтоватых и красновато-бурых кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, гравелитов мелкогалечных конгломератов. В песчаниках встречаются многочисленные обломки стеблей растений. Эта толща сменяется вверх по разрезу и замещается по простиранию пачками зеленоцветных мелкозернистых песчаников и алевролитов мощностью 20—30 м, среди которых залегают многочисленные пласты и быстро выклинивающиеся линзы мелкогалечных конгломератов или гравелитов. В алевролитах встречаются граптолиты и трилобиты. Эти осадки в свою очередь сменяются зеленовато-серыми плитчатыми мелкозернистыми песчаниками, а затем известняками и алевролитами с разнообразной морской фауной. Во внутренних частях прогиба этим от-

ложениям соответствуют плитчатые серые песчаники слоев с *Isotelus romanovskiyi*, а также алевролиты и биогермные известняки андеркенского горизонта.

В начале второго этапа поднятий по периферии прогиба отложилась мощная пачка светло-серых, иногда желтоватых плохо сортированных, часто косослоистых аркозовых песчаников, среди которых залегают редкие пласты и линзы гравелитов. В песчаниках встречаются отдельные гальки и валуны известняков. Вверх по разрезу эти отложения сменяются ритмичной толщей, названной Б. М. Келлером (1956) «темным флишем». Она состоит из чередующихся плотных серых мелкозернистых песчаников и темно-серых, почти черных алевролитов, образующих пласты мощностью от 0,1 до 0,5 м. Эти отложения, в свою очередь, сменяются темно-серыми алевролитами и аргиллитами с многочисленными чокпарскими граптолитами и венчаются пластом темно-серых мелкозернистых известняков. Выше согласно залегают толща серых, а затем красноцветных песчаников силурийской молассы с морской и, по-видимому, пресноводной фауной. Общая мощность верхнеордовикской молассы в этом районе 2300 м, из них около 1600 м занимают осадки первого этапа. Описание послойных разрезов этих отложений приведено в биостратиграфическом разделе работы.

В других структурах Еремантау-Чуилийской зоны верхнеордовикская моласса представлена главным образом зеленоцветными морскими осадками. Характерные для разреза этих отложений в Чу-Илийских горах красноцветные осадки, накапливавшиеся непосредственно у подножий поднятий, в других областях Еремантау-Чуилийской зоны, по-видимому, оказались размывтыми. В Степняк-Бетпақдалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонах прогибы были относительно удалены от основных поднятий — гористых архипелагов Кокчетау-Каратауской и Еремантау-Чуилийской зон. Молассовые образования в них имеют более тонкообломочный, главным образом песчаный и алевритовый состав. Грубообломочные осадки здесь почти не известны, широко распространены известняки. Наибольшие мощности рассматриваемых отложений (3800—4000 м) устанавливаются в Олентинском и Селетинском прогибах.

В отличие от среднеордовикских флишевых формаций отложения верхнеордовикских моласс содержат разнообразную и нередко обильную фауну, представленную как донными, так и планктонными группами. Как и в других молассах, здесь сочетаются фауны, обитавшие в морских и опресненных бассейнах.

Палеотектоническая обстановка, которая привела к накоплению верхнеордовикских моласс, определилась интенсивным воздыманием, началом общей регрессии в каледонидах Казахстана и повсеместным распространением шельфов в морских бассейнах этих областей.

В результате этих движений в позднем карадоке в пределах Кокчетау-Каратауской зоны образовались крупные массивы гористой суши, которая к концу ашгиллия слилась в единую систему, прослеживающуюся от Пришимья на севере до Тянь-Шаня на юге. В пределах Еремантау-Чуилийской зоны в начале накопления моласс интенсивным воздыманием оказались охвачены лишь центральные области поднятий. Прилегающие к ним участки вначале все еще опускались. Это привело к локальным трансгрессиям, которые фиксируются во многих областях зоны трансгрессивным залеганием верхнеордовикских осадков на более древних отложениях. Отдельные импульсы поднятий, в результате которых на островных системах неоднократно возникал горный рельеф, чередовались с длительными периодами покоя, когда процессы денудации приводили к нивелировке горного рельефа.

В эти периоды в прилегающие к островам бассейны на смену грубообломочным осадкам поступал все более тонкообломочный терригенный материал. Обилие обломочного материала, поступавшего в прогибы, не компенсировалось их опусканием. Это привело к постепенному обмелению всех морских бассейнов, существовавших в области каледонид.

Нижняя вулканогенная моласса

Вулканогенные отложения верхнего ордовика, тесно связанные с терригенными молассовыми осадками, образуют среди них мощные толщи и выделяются в самостоятельную формацию. Эти отложения известны на отдельных участках Кокчетау-Каратауской зоны, где к ним относится каргалинская свита Байконурского и Стерлитамак-Марьевского прогибов, а также верхняя серия Калмыккульского прогиба. В Степняк-Бетпакадалинской зоне эта формация объединяет майлисорскую свиту Степнякского прогиба, куяндинскую свиту Конского прогиба и Северной Бетпак-Далы, а также сарыбастаускую и кескентасскую свиты Кандыктаса. В Ереметау-Чуилийской зоне вулканогенные осадки в составе моласс в виде отдельных прослоев отмечаются лишь на юге, в горах Котнак и Ергенекты (Маркова, 1961). Они широко распространены в Чингиз-Тарбагатайской зоне. К вулканогенной молассовой формации здесь относятся баянская свита Кендыктинского прогиба, биикская свита Майкаинского прогиба, талдыбойская и намаская свиты Чингиза, жартасская свита Тарбагатая и другие верхнеордовикские вулканогенные толщи.

В Кокчетау-Каратауской зоне осадки вулканогенной молассы согласно и с постепенным переходом залегают на отложениях терригенной молассы. Верхняя граница их в большинстве областей этой зоны не определена, так как после длительного перерыва они перекрываются отложениями девона или карбона. В Степняк-Бетпакадалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонах они без видимого несогласия залегают на осадках флишевой формации или трансгрессивно перекрывают более древние отложения. Во всех структурах этих зон вверх по разрезу они сменяются осадками терригенной молассы, которая в Степняк-Бетпакадалинской зоне относится к верхам ордовика, а в Чингиз-Тарбагатайской — к верхам ордовика или к силуру.

Вулканогенные формации верхнего ордовика севера Центрального Казахстана и Чингиза наряду с другими вулканогенными формациями палеозоя в последние годы изучали В. К. Заравняева, Р. М. Антонюк, Т. Рахимбаев (1965), Е. Е. Миллер, Ю. И. Лялин (Лялин, Миллер, Никитина, 1964), а также Н. М. Фрид и Р. А. Копяткевич. По данным, приведенным этими исследователями, и дается ниже общая характеристика состава формаций. Следует, однако, отметить, что в работах этих авторов помимо отложений, действительно принадлежащих к рассматриваемой формации, в некоторых случаях (Селеты-Шидертинский район, частично область Степнякского прогиба) к ней ошибочно отнесены вулканогенные осадки девона (жарсорская свита).

Основную роль в составе формации играют бурые, фиолетовые, иногда серые и зеленатые вулканогенные образования андезитового, реже базальтового и дацитового состава. В большинстве областей среди них преобладают пирокласты, составляющие обычно 70—80% от общей мощности вулканогенных осадков. Большое количество лавового материала устанавливается лишь на отдельных участках. Такие области известны в Конском и Степнякском прогибах, а также в Чингизе. Наиболее типично рассматриваемая формация представлена в Чингизе. Низы ее сложены в основном осадочной талдыбойской свитой, состоя-

щей из серых, бурых и зеленоватых конгломератов, полимиктовых или вулканомиктовых песчаников, алевролитов с подчиненными пластами известняков и крупно- или мелкообломочных туфов, порфиритов андезитового состава. Верхи формации сложены преимущественно эффузивами (намасская свита).

Эффузивы основного состава представлены оливиновыми, пироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми базальтовыми, диабазовыми и андезито-базальтовыми порфиридами. Наиболее распространенные в формации эффузивы среднего состава состоят из пироксеновых, пироксен-роговообманковых, роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов. Встречающиеся в виде отдельных пачек кислые эффузивы представлены андезито-дацитовыми, дацитовыми и липаритовыми порфирами. Лавы образуют покровы и обособленные потоки. Среди последних выделяются своеобразные флюидальные агломератовые кластолавы, содержащие ксенолиты осадочных пород. Лавы часто имеют миндалекаменную текстуру. В составе основных эффузивов преобладают лавы. Туфы почти не встречаются. Основное количество пирокластического материала принадлежит туфам среднего андезитового состава, которые отличаются большим разнообразием в отношении размерности обломочного материала и различных текстурных признаков. Среди кислых эффузивов количество лав и туфов приблизительно одинаково. Почти во всех разрезах распространены грубообломочные туфы и туфоосадочные породы. Цементирующая масса туфов обычно насыщена гематитом.

В распространении вулканогенного материала в разрезах по составу не устанавливается какой-либо закономерности. Не намечается обычной последовательности излияний от основных пород в начале вулканической деятельности до кислых в конце. Отсутствует ритмичность в распределении лавового и пирокластического материала.

Осадочные породы, преобладающие в низах формации и встречающиеся на различных уровнях среди вулканогенных пород в верхах, по особенностям строения толщ подобны описанным выше терригенным молассам, но отличаются от них более пестрой окраской, преимущественно вулканомиктовым составом и присутствием большого количества туфоосадочных прослоев — туфоконгломератов, туфопесчаников и нередко гематитизированных туфоалевролитов. Характерным спутником формации являются известняки, образующие как выдержанные пласты, так и выклинивающиеся линзы биогермных построек.

Вулканогенные образования верхов формации в Чингизе и Тарбагатае на коротком расстоянии замещаются осадочными толщами терригенной молассы (акдомбакская свита Чингиза, верхи акчаульской свиты Тарбагатая). Аналогичный состав и строение формации, а также взаимоотношения ее с терригенными толщами устанавливаются на северо-западе зоны, в области Кендыктинского и Майкаинского прогибов. Подобный состав формация имеет в большинстве областей Степняк-Бетпакдалинской и Кокчетау-Каратауской зон. Исключение составляет Стерлитамак-Марьевский прогиб, в котором, по данным Н. П. Четвериковой (1960) и В. К. Заравняевой (Заравняева, Антонюк, Рахимбаев, 1965), в основном распространены туфоосадочные породы. Среди них отмечаются лишь отдельные прослои диабазовых порфиритов. Своеобразно также строение формации на юге Степняк-Бетпакдалинской зоны, в области юго-западных склонов Кандыктасского поднятия. Здесь, по данным Т. Б. Рукавишниковой и Б. А. Салина (1965), она состоит из двух осадочно-вулканогенных свит. Нижняя из них — сарыбастауская — с несогласием залегает на нижнеордовикских отложениях и представлена осадочными породами и кислыми эффузивами

— дацитовыми и липаритовыми порфирами и их туфами. Верхняя — кескентасская — свита, в свою очередь, с размывом залегает на сарыбастауской свите и трансгрессивно на отложениях нижнего ордовика. Вулканогенные породы этой свиты в отличие от нижней имеют андезитовый состав.

Как и в терригенных молассах, в осадочных толщах среди вулканогенной формации обнаружены остатки разнообразной фауны. В большинстве своем она представлена остатками различных морских организмов, но в некоторых пачках встречаются только однообразные беззамковые брахиоподы или пелециподы. Это свидетельствует о том, что временами солевой режим бассейна нарушался и в нем возникали отдельные обособленные суши, возможно, опресненные участки.

Мощность формации значительно колеблется как от одной структуры к другой, так и в пределах отдельных структур. Наименьшие мощности (400—500 м) отмечаются в Калмыккульском прогибе и на отдельных участках Степнякского прогиба, наибольшие — в прогибах Кокчетау-Каратауской зоны (1500—3200 м) и в Чингизе (2700 м).

Повсеместное преобладание в составе формации пирокластического материала над лавовым свидетельствует о том, что накопление ее эффузивных осадков было связано в основном с вулканами центрального типа. Обилие туфоосадочных отложений, которые на отдельных участках играют основную роль в строении формации, говорит о том, что вулканический материал, попадавший в морские бассейны, тут же перемывался и смешивался с продуктами разрушения вулканических построек и с терригенными осадками, поступившими с суши, сложенной доверхнеордовикскими породами. Все это, а также интенсивно проявленная гематитизация эффузивов и характер чередующихся с ними осадочных отложений свидетельствует о шельфовом характере и мелководности бассейнов, в которых протекала вулканическая деятельность. Обилие вулканического материала и терригенных осадков, которые образовались в результате денудации областей поднимавшейся суши, не компенсировалось прогибанием и привело к постепенному обмелению и сокращению размеров морских бассейнов в конце ордовика.

Вулканическая деятельность, протекавшая на фоне формирования верхнеордовикских моласс, проявилась не одновременно во всех структурах. Наиболее раннее ее проявление, датирующееся началом позднего ордовика, отмечается в Степняк-Бетпақдалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонах. В последней вулканической деятельностью первоначально были охвачены прогибы, тяготеющие к ее западной периферии. В дальнейшем отмечается миграция вулканизма в глубь зоны, где он проявился наиболее интенсивно начиная с конца позднего карадокка и, по-видимому, в течение всего ашгиллия. В Кокчетау-Каратауской зоне вулканическая деятельность отмечается лишь на отдельных участках в конце накопления верхнеордовикских моласс.

С рассмотренными позднегеосинклинальными формациями связан ряд месторождений и рудопроявлений фосфоритов. Наиболее значительные из них сосредоточены на севере Степняк-Бетпақдалинской зоны, в Степнякском прогибе (месторождения Коксорское, Заозерное, Тастыкольское, Терскентас и др.). Приведенные ниже сведения об этих и других месторождениях и рудопроявлениях фосфоритов на севере Центрального Казахстана заимствованы из работы В. Г. Сагунова (1965), обобщившего в последние годы материалы по агрономическим рудам Казахстана. По данным В. Г. Сагунова, в сводном разрезе ордовикских отложений Степнякского прогиба выделяются пять фосфоритных пачек. Четыре верхние и наиболее продуктивные из них залегают

среди известняков маятасской свиты и состоят из отдельных пластов и линз фосфоритов. Мощности залежей фосфоритов изменяются от 0,6 до 10 м. Некоторые из залежей прослежены на 700—2300 м. Содержание P_2O_5 колеблется в широких пределах, достигая максимума в 35%.

Стратиграфическое положение нижней пачки, в которой фосфат отмечается в цементе песчаников или образует маломощные линзы и прожилки в известняках, терригенных осадках, а также среди туфов, остается не вполне определенным. Она может принадлежать майлисорской или даже лидиевской свите. В последнем случае эти рудопроявления могут относиться не к рассматриваемой формации, а к нижележащей туфогенно-флишоидной. Как отмечает В. Г. Сагунов, большинство исследователей, изучавших фосфориты ордовика Северного Казахстана, считают их первично вулканогенно-осадочными хемогенными образованиями, подвергавшимися в дальнейшем метаморфическим и эпигенетическим преобразованиям. Предполагается, что вулканическая деятельность оказывала существенное влияние на концентрацию фосфора в бассейнах. Вместе с тем существует мнение, что минерализация контролируется тектоническими разрывами. Это наряду с часто отмечающимися в пределах рудных площадей признаками гидротермальной деятельности и особенностями минералогического состава рудных тел служит основанием для некоторых исследователей считать их гидротермальными.

Небольшие рудопроявления фосфоритов известны также на севере Еремантау-Чулийской зоны, в Селетинском прогибе (Селетинское, Акжарское). В отличие от Степняк-Бетпакдалинской зоны фосфорная аутигенная минерализация отмечается здесь только в терригенных осадках в виде стяжений, желваков, гнезд и линз в алевролитах и аргиллитах, в цементе конгломератов и песчаников, а также в виде песчинок и галек. Связанные, так же как и в Степнякском прогибе, с карбонатными осадками рудопроявления фосфоритов установлены на севере Чингиз-Тарбагатайской зоны. В одних случаях фосфориты образуют здесь между известняками самостоятельные залежи (рудопроявление Мирное), в других — сами известняки оказываются фосфористыми (рудопроявление Атансорское).

ОРДОВИКСКИЕ ФОРМАЦИИ ГЕРЦИНИД КАЗАХСТАНА

Ордовикские формации в герцинидах обнажаются на относительно небольших площадях в пределах Джунгаро-Балхашской зоны, главным образом по ее обрамлению. В большей части ее внутренних областей осадки ордовика не известны. Они скрыты здесь более молодыми отложениями и обнажаются лишь в ее центральной части в пределах Северо-Балхашского антиклинория. Состав и формационная принадлежность ордовикских осадков периферии Джунгаро-Балхашской области и ее центральной части различны. По периферии распространены мощные толщи кремнисто-вулканогенных образований, в центральной части — относительно маломощные кремнисто-терригенные и вулканогенно-терригенные осадки. Возможно, к ордовику относятся также глубокометаморфизованные вулканогенные и терригенные додевонские отложения Рудного Алтая, о формационной принадлежности которых в настоящее время нет определенных данных.

Кремнисто-андезито-базальтовая формация

Отложения кремнисто-андезито-базальтовой формации обнажаются в полосе, обрамляющей с северо-востока, северо-запада и, по-видимому, с юго-запада Джунгаро-Балхашскую область. К этой формации

относятся ордовикские кремнисто-вулканогенные образования Южного Тарбагатая, Юго-Западного Предчингизья, Спасского антиклинория и северного крыла Карагандинского синклинория, а также, очевидно, кремнисто-вулканогенные осадки юго-западного крыла Жаман-Сарысуйского антиклинория, которые еще со времени работ Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной (1948) считались ордовикскими, но в последние годы многими исследователями относятся к силуру (Ненашев, Проскурников, Пупышев, Гурина, 1965). Нижняя возрастная граница этих отложений не определена, так как во всех областях они слагают либо ядра антиклинальных структур, либо обособленные блоки среди отложений среднего или верхнего палеозоя. Можно предполагать, что лишь в Юго-Западном Предчингизье (Акбастауский антиклинорий) эти отложения залегают на вулканогенных и кремнистых образованиях кембрия. В Юго-Западном Предчингизье в восточном окончании Спасского антиклинория среди них известны находки фауны верхнего, возможно, верхов среднего ордовика (Антонюк, Аксаментова, 1964). В большинстве областей осадки кремнисто-вулканогенной формации согласно и с постепенными переходами сменяются терригенными породами нижнего силура. Наиболее вероятен позднеордовикский возраст формации, но не исключено, что основание ее является более древним.

Формация состоит в основном из вулканогенных пород — диабазовых, базальтовых, а также андезитовых порфиритов, реже встречаются липаритовые порфиры и альбитофиры. Лавы чередуются с пачками разнообразных по размерности туфов, туфобрекчий и с пластами туфогенно-осадочных пород. Для вулканогенных пород характерна зеленая окраска, обусловленная интенсивно проявленными процессами эпидотизации, хлоритизации и сосюритизации. Соотношение вулканогенных пород различного состава меняется от одних структур к другим и оказывается невыдержанным даже в пределах отдельных структур. В Акбастауском антиклинории Предчингизья преобладают вулканиды андезитового состава, в восточном окончании Спасского антиклинория возрастает роль основных эффузивов, а в верхах формации появляются пачки лав и туфов кислого состава. На западе Спасского антиклинория (байдавлетовская свита) в низах формации преобладают лавы и пирокласты базальтового состава, а в верхах — андезитового.

Кремнистые осадки, распространенные в составе формации главным образом в Юго-Западном Предчингизье, представлены пестрыми, преимущественно красными и желтыми, реже голубоватыми и зелеными яшмами, а также спонгиевыми и радиоляриевыми кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Эти осадки в низах и верхах формации образуют обособленные толщи мощностью 1000—1500 м, в которых они чередуются с зеленоцветными, полимиктовыми и вулканомиктовыми терригенными отложениями. Полная мощность формации не известна. Очевидно, она больше 5000—6000 м, насчитывающихся в наиболее изученных разрезах. Вещественный состав и характер вулканизма рассматриваемой формации указывают на ее формирование в основном в относительно глубоководном морском бассейне с контрастным вулканическим рельефом дна.

В кремнистых осадках формации повсеместно отмечаются примазки окислов железа и марганца, а в горах Талдыэспетау (Жаман-Сарысуйский антиклинорий) Ю. П. Ненашевым, В. Е. Проскурниковым, Н. А. Пупышевым, Т. И. Гуриной (1955) обнаружены железистые яшмы и яшмовидные кварциты с содержанием железа до 20—40%.

Отложения андезито-дацито-терригенной формации распространены ограниченно и выделяются в Северо-Балхашском антиклинории, где к ней относится верхнеордовикская джаманшурукская свита, а также в горах Отызбес Юго-Западного Предчингизья, в которых к этой формации могут быть отнесены кремнисто-терригенные осадки верхнего ордовика. В Северо-Западном Прибалхашье формация трансгрессивно залегает на отложениях яшмово-диабазового комплекса позднего докембрия или кембрия. В горах Отызбес она залегает на кремнистых осадках, сходных по составу и строению с кремнистыми образованиями яшмово-диабазового комплекса, но не исключено, что в данном случае эти образования являются более молодыми, принадлежащими к описанной выше ордовикской кремнисто-андезито-базальтовой формации. В Северо-Западном Прибалхашье и Предчингизье отложения андезито-дацито-терригенной формации сменяются залегающими согласно с постепенными переходами терригенными осадками нижнего силура.

В составе формации в основном принимают участие зеленовато-серые, иногда буроватые полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты, песчаники и алевролиты, а также полосчатые кремнистые алевролиты, яшмы и туффиты. Среди этих отложений, главным образом в верхах формации, встречаются отдельные пласты и линзы известняков, большинство из которых представляют собой биогермные образования. В Северо-Западном Прибалхашье в составе формации существенную роль играют зеленовато-серые и бурые андезитовые порфиры, дацитовые порфиры, а также разнообразные по размерности туфы того же состава. Особенностью формации является обилие конгломератов, образующих многочисленные пласты, а также быстро выклинивающиеся пачки и линзы. Среди них обычны своеобразные конгломераты с валунами и глыбами эффузивных пород и известняков. Эти образования напоминают глыбовые конгломераты флиша, но в отличие от последних состоят главным образом из пород, встречающихся в той же толще. Для формации не устанавливается каких-либо закономерностей в переслаивании осадков. Грубообломочные образования в ней часто сочетаются с тонкозернистыми терригенными, кремнистыми или карбонатными осадками. Окаменелости, обнаруженные главным образом в известняках, представлены разнообразными остатками донной фауны. Мощность формации в Северо-Восточном Прибалхашье около 1500 м, в Юго-Западном Предчингизье не более 400 м.

Состав формации и ее пространственная связь с выходами более древних, по-видимому, доордовикских отложений свидетельствуют о том, что она формировалась вблизи островных массивов в мелководных шельфовых бассейнах, в которых накопление терригенного и карбонатного материала многократно нарушалось протекавшими как в самих бассейнах, так и на островной суше вулканическими процессами. Своеобразные глыбовые конгломераты, вероятно, представляющие собой осадки фаций подножий скалистых берегов, свидетельствуют о расчлененности рельефа в областях суши, испытавшей, видимо, энергичное поднятие. Отмеченная связь формации с областями островной суши устанавливалась ранее многими исследователями (морская и островная формации, по М. И. Александровой, Н. А. Пупышеву, Е. Н. Сизовой; Афоничев, 1967). Распространение рассматриваемой формации, очевидно, ограничивается областями поднятий внутри Джунгаро-Балхашской геосинклинали, в прогибах которой в это же время накапливалась кремнисто-вулканогенная формация.

Полезные ископаемые, связанные с вулканогенно-осадочной формацией, в настоящее время не известны.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ

При взгляде на общую картину структур Урало-Сибирского пояса в нижнем палеозое, располагавшихся между Русской и Сибирской платформами, обращает на себя внимание отчетливое зональное строение, обусловленное чередованием зон, в которых в течение длительного времени интенсивно проявлялась вулканическая деятельность, и зон, где она была менее интенсивной или же отсутствовала (см. рис. 15). Эти структуры, протяженностью свыше 1500 км и шириной 100—200 км, по масштабам, казалось бы, принадлежат к тем основным категориям геосинклинальных (ортогеосинклинальных) структур, которые принято именовать эвгеосинклинальными или миогеосинклинальными зонами, образующими в данном случае пары в сложной мультилимнарной геосинклинальной области.

Термины «миогеосинклиналь» и «эвгеосинклиналь» после выхода в свет русского перевода известной работы М. Кэя (1955) широко используются отечественными, в том числе казахстанскими геологами. При этом одни исследователи под миогеосинклиналями понимают не только структуры, связанные с кратонами, как это первоначально было определено Г. Штилле, а затем М. Кэем, но и амагматичные или миоамагматичные пояса, располагающиеся внутри геосинклинальных систем. В таком широком понимании этот термин используется в известной сводке по геосинклиналям Ж. Обуэна (1967) и многими геологами, выделяющими эти структуры в Казахстане (Беспалов, 1964; Богданов, 1965; Борукаев, Ляпичев, 1967). Другие исследователи придерживаются узкого, отвечающего определению Г. Штилле (1964), значения этого термина, и все внутренние структуры Урало-Сибирского пояса и палеозойские структуры Центрального Казахстана считают эвгеосинклинальными (Зоненшайн, 1963; Аполлонов, 1968, 1972). Существует также мнение, что для отдельных геосинклинальных систем, во внутренних частях которых возникают структуры с набором геосинклинальных формаций, свойственных краевым миогеосинклинальным зонам, а в краевых зонах на каких-то стадиях развития отмечается интенсивное проявление вулканизма, предложенное Г. Штилле подразделение ортогеосинклинальных сооружений вообще неприемлемо. В таком случае структуры обычно выделяются по составу осадков, как это предложил Л. П. Зоненшайн (1968) для складчатого пояса Центральной Азии и Казахстана.

А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1963) отмечали, что кроме типичных эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон в некоторых геосинклинальных областях целесообразно выделять другие зоны, по строению занимающие как бы промежуточное положение между типичными эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными зонами и совмещающие в себе некоторые признаки, характерные для каждого из тектонотипов этих структур. Для подобных зон с «переходным строением» было предложено использовать термин «лептоэвгеосинклиналь» со ссылкой на Р. Трюмпи (Trümpy, 1960). Это предложение в дальнейшем нашло отражение в работе А. А. Богданова (1965) по тектоническому районированию палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. В пределах каледонид им выделена миогеосинклинальная зона, охватывающая западную часть Центрального Казахстана и Каратау, средняя лептогеосинклинальная, протягивающаяся от Северного Тянь-Шаня до Степнякского прогиба, и восточная — эвгеосинклинальная, охватывающая сравнительно небольшую площадь к востоку от Ерементау-Ниязского антиклинория. А. А. Богданов считал также эвгеосинклинальными ордовикские структуры герцинид Джун-

гаро-Балхашской зоны и относимый им к герцинидам Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий.

Не вдаваясь в разбор правомерности отнесения тех или иных структур Казахстана к определенным категориям, поскольку взгляд автора на эти вопросы вытекает из последующего изложения, следует отметить, что термин «лептогеосинклиналь» понимался А. А. Богдановым, М. В. Муратовым и В. Е. Хаиным в более широком смысле по сравнению с его значением в толковании Р. Трюмпи (Trümpy, 1960). Согласно Р. Трюмпи, как это подчеркнуто Ж. Обуэном (1967, стр. 95), к лептоэвгеосинклиналям относятся глубоководные прогибы, в которых за значительный промежуток времени накопились маломощные тонкозернистые осадки. Предлагая этот термин, Р. Трюмпи отмечал, что он введен им для сближения «американской» и «европейской» концепций геосинклинального осадконакопления, чтобы подчеркнуть, что для многих истинных геосинклиналей, по крайней мере на некоторых этапах, не обязательно интенсивное накопление осадков. В таком смысле этот термин, очевидно, не столько определяет области с промежуточным развитием между эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями, сколько служит для обозначения некомпенсированных структур, возникающих в некоторые стадии развития геосинклиналей, типа Байконурского, Большекаратауского и Чаткало-Нарынского прогибов в кембрии и в начале ордовика.

Для обозначения внутренних структур геосинклинальных областей, обладающих, однако, рядом признаков, отличающих их от типично эвгеосинклинальных зон и сближающих с миогеосинклинальными, кажется предпочтительным термин «криптоэвгеосинклиналь», предложенный А. Л. Книппером (1963) на примере Байконур-Ишимской геосинклинали.

Основные признаки миогеосинклинальных, эвгеосинклинальных и занимающих между ними как бы промежуточное положение криптоэвгеосинклинальных структур отражены в таблице (см. стр. 65), в основу которой положена сравнительная характеристика эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей, по А. А. Богданову, М. В. Муратову, В. Е. Хаину (1963), и криптоэвгеосинклиналей, по А. Л. Книпперу (1963).

При определении природы тех или иных структур решающее значение, очевидно, имеет не конкретное выражение того или иного признака, а сравнительная эвгеосинклинальность, криптоэвгеосинклинальность или миогеосинклинальность, определяющаяся по совокупности признаков в сравнении одних структур с другими на примере одной геосинклинальной области.

Если термины миогеосинклиналь и эвгеосинклиналь, следуя первоначальному определению, относить к структурам в целом, а не к отдельным этапам их развития, как это иногда предлагается (Богданов, 1965), то, очевидно, даже такой характерный признак, как проявление начального (инициального) магматизма, считающийся характерным только для эвгеосинклинальных структур, не может быть решающим во всех случаях. Это наглядно иллюстрируется примером Саяно-Алтайских каледонид, которые по своему положению по отношению к Сибирской платформе и в сравнении со структурами Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня со второй половины среднего кембрия и до конца силура представляли собой типично миогеосинклинальные структуры (Нехорошев, 1966). Между тем в начальных стадиях развития (нижний кембрий и низы среднего кембрия) в них отмечаются мощные проявления вулканической деятельности, подобно тому, как это наблюдается в эвгеосинклиналях. Даже в таких типично миогеосинклиналь-

ных сооружений, как миогеосинклиальная зона Аппалачей, в начальном этапе геосинклиального развития местами отмечается интенсивная вулканическая деятельность. Так, в Южных Аппалачах, на северо-западных склонах поднятия Блю-Ридж под нижнепалеозойскими миогеосинклиальными осадками залегает мощный катоктенский вулканический комплекс, состоящий из метаморфизованных базаль-

Миогеосинклиальные структуры	Эвгеосинклиальные структуры	
	Криптоэвгеосинклиальные зоны	Эвгеосинклиальные зоны
Расположены в окраинных частях геосинклиальных областей	Расположены во внутренних частях геосинклиальных областей	
Типичные вулканогенные формации эвгеосинклиального типа не характерны. Иногда развиты синтетектонические формации магматизма	Характерны все стадии проявления магматизма. Резко выражен начальный магматизм	
Кремнистые формации не характерны	Характерны кремнистые и кремнисто-терригенные формации	
Характерны терригенные и карбонатные формации	Обычны вулканогенно-терригенные формации	
Мощность осадков менее значительная, чем в эвгеосинклиальных зонах	Мощность осадков максимальная	
Складчатость и метаморфизм умеренные, нередко проявлена гравитационная форма складчатости	Складчатость энергичная, с проявлениями кливажа, в некоторых зонах сопровождающаяся динамометаморфизмом	
Процесс замыкания завершается в миогеосинклиальных зонах	Процесс замыкания начинается приблизительно одновременно в криптоэвгеосинклиальных и эвгеосинклиальных зонах, но раньше, чем в миогеосинклиальных зонах	

тов, реже андезитов и риолитов, относящийся к позднему докембрию (Ирдли, 1954; Кинг, 1961; Книппер, 1963). «Катоктенские зеленокаменные породы (спилиты) относительно группы Чилхови являются эвгеосинклиальными на востоке и миогеосинклиальными на западе и разделены пологим изгибом (undation), вдоль которого в конечном счете сформировался хребет Голубых гор» (Bloomer and Werner, 1955, стр. 579, цитируется по Книпперу, 1963, стр. 181). Относительное значение магматических проявлений при выделении таких категорий, как миогеосинклиальные и эвгеосинклиальные зоны, ясно из первоначальных определений, данных Г. Штилле: «Миогеосинклиальные зоны — более краевые в большинстве своем миомагматические вплоть до амагматических продольные зоны геосинклиальных систем. Их известная «меньшая геосинклиальность» проявляется уже в том, что они вовлекаются в складчатость после соседних с ними эвгеосинклиальных зон» и «эвгеосинклиальные зоны — более подвижные зоны геосинклиальных систем, обычно прежде всего вовлекаемые в складчатость. Для них характерны начальный магматизм и вообще плиомагматическое развитие» (Штилле, 1964, стр. 268, 272).

Из зон, выделяющихся в ордовике Центрального и Южного Казахстана, четыре, как уже отмечалось, относятся к каледонидам и только одна — Джунгаро-Балхашская — к герцинидам. Каледонские зоны по своим формационным рядам группируются в две пары.

В Степняк-Бетпакадалинской, Северо-Тяньшаньской и Чингиз-Тарбагатайской зонах (рис. 11, 12, 13) повсеместно распространены вулканогенные формации — андезито-базальтовая на раннем и среднем этапах и вулканогенная моласса на позднегеосинклинальном этапе. Наряду с ними широко развиты формации кремнистой группы. Вулканическая деятельность наложила здесь определенный отпечаток и на флишевые формации среднего этапа и обусловила преимущественное образование туфогенного флиша. Общая мощность ордовикских отложений колеблется от 3000 до 10 000 м.

Накоплению ордовикских формаций здесь предшествовало образование мощных кремнисто-вулканогенных и кремнисто-терригенных образований кембрия и позднего докембрия, среди которых, по данным Р. А. Борукаева, Г. Ф. Ляпичева и др., выделяются спилито-кварцитовая (яшмовая), спилито-кератофировая, терригенно-спилитовая, кремнисто-терригенная и другие формации. Расположение внутри геосинклинальной области, обилие вулканогенных образований и среди них таких характерных для начальных этапов развития эвгеосинклинальных структур формаций, как спилито-кератофировая и спилито-кварцитовая, большие мощности осадков уже давно побуждали многих исследователей считать эти зоны эвгеосинклинальными (Никитин, 1964; Борукаев, Каюпов и др., 1965). Как уже отмечалось, эвгеосинклинальными в нижнем палеозое считал структуры Чингиз-Тарбагатайской зоны и А. А. Богданов (1965), но области, выделяющиеся в настоящее время в Степняк-Бетпакадалинскую зону, вместе с Еремантау-Чуилийской были включены им в лептоэвгеосинклинальную зону, хотя он и подчеркивал эвгеосинклинальный характер типичного для Степняк-Бетпакадалинской зоны Степнякского прогиба.

Для Кокчетау-Каратауской и Еремантау-Чуилийской зон (рис. 11, 12, 13) характерны формации кремнистой группы, которые вверх по разрезу сменяются флишевыми формациями (терригенный флиш), а затем терригенной молассой. Вулканогенные формации отмечаются здесь лишь на отдельных участках в раннем ордовике Еремантау-Чуилийской зоны (осадочно-вулканогенная андезитовая формация) и в конце ордовика в Кокчетау-Каратауской зоне (вулканогенная моласса). В пределах каждой из этих зон обособляются структуры, в которых распространена карбонатная формация.

В Кокчетау-Каратауской зоне до ордовика накапливались главным образом формации кремнистой, терригенной и карбонатной групп, в том числе аспидная, кремнистая ванадиеносная, кремнисто-карбонатная фосфатная формации. Вулканогенные формации установлены здесь лишь в позднем докембрии на ограниченных участках зоны. В предордовикской истории Еремантау-Чуилийской зоны проявления вулканической деятельности, по-видимому, были более значительными, особенно в ее северной части (Селетинский и Олентинский прогибы). На юге зоны, в пределах Джалаир-Найманского прогиба, в кембрии и позднем докембрии распространены преимущественно формации кремнисто-карбонатной и терригенной групп. Вулканогенные образования представлены одной спилитовой формацией (ащисуйская и сарытумская свиты), возраст которой различными исследователями считается позднедокембрийским, кембрийским или даже раннеордовикским. На севере в кембрии и позднем докембрии наряду с терригенными и кремнисто-терригенными формациями широко распространены вулканогенные формации — спилито-кератофировая, спилито-кварцитовая и андезито-базальтовая. В последнее время появились данные о кембрийском возрасте кремнистых образований Еремантау-Ниязского антиклинория, считавшихся обычно позднепротерозойскими. В связи

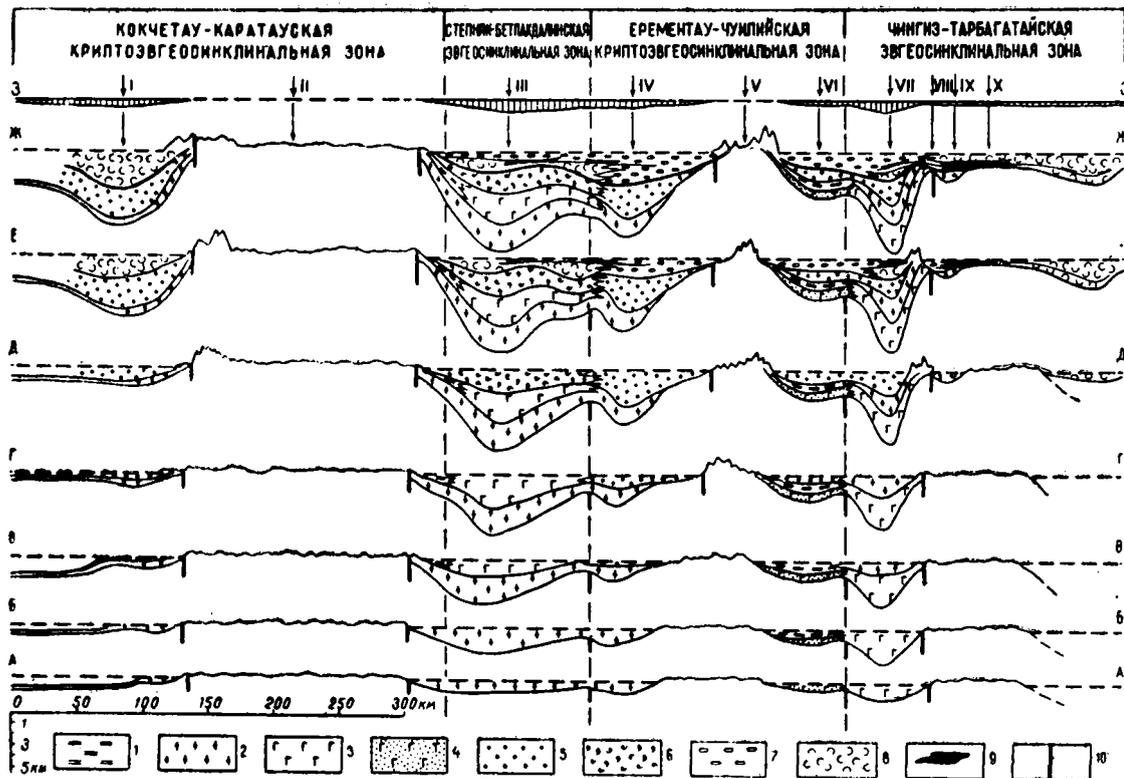


Рис. 12. Схематические палеотектонические профили через северо-восточную часть Центрального Казахстана по линии Кокчетав—Майкани. А—А — тремадокский век; В—В — аренигский век; В—В — лланвирийский век; Г—Г — лландейльский век и начало карадок; Д—Д — конец раннего карадок; Е—Е — средний и поздний карадок; Ж—Ж — ашгилльский век; З—З — профиль суммарных мощностей (горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковые). Формации: 1 — яшмовая, 2 — кремнисто-песчаниковая, 3 — андезито-базальтовая, 4 — осадочно-вулканогенная андезитовая, 5 — терригенная флишевая, 6 — туфогенная флишевая, 7 — нижняя терригенная моласса, 8 — нижняя вулканогенная моласса, 9 — рифовые массивы, 10 — предполагаемые глубинные разломы. I — Стерлитамак-Марьевский прогиб; II — Кокчетавское поднятие; III — Степнякский прогиб; IV — Селетинский прогиб; V — Ерементавское поднятие; VI — Оленть-Шидертинский прогиб; VII — Кендыктинский прогиб; VIII — Кызылтас-Экибастузское поднятие; IX — Ангресорский прогиб; X — Майкаинское поднятие.

с этим становится очевидным, что уже в начальном этапе геосинклинального развития, по крайней мере, в центральной части зоны обособилась область, в которой вулканогенные проявления были распространены ограниченно и преобладали кремнистые формации.

Небольшое количество вулканогенных образований в разрезах всего нижнего палеозоя Кокчетау-Каратауской зоны побуждало многих исследователей считать ее миогеосинклинальной (Беспалов, Еремин, Есенов, 1964; Богданов, 1965; Борукаев, Каюпов, Ляпичев и др., 1965). Своеобразие структур Ерементау-Чуилийской зоны, подчеркивающееся значительными проявлениями вулканической деятельности в позднем докембрии и кембрии и почти полным отсутствием вулканических проявлений на более позднем, ордовикском этапе, отмечалось всеми исследователями. В зависимости от взглядов на общие закономерности геосинклинального развития Казахстанской складчатой системы они считали эти структуры либо эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными на отдельных этапах, либо в целом лептогеосинклинальными, т. е. переходными, по А. А. Богданову.

Формационные ряды и одинаковое структурное положение в складчатой области Казахстана Кокчетау-Каратауской и Ерементау-Чуилийской зон свидетельствуют об их принадлежности к одной категории тектонических структур и в сравнении со Степняк-Бетпакдалинской и Чингиз-Тарбагатайской зонами побуждают считать их криптоэвгеосинклинальными. В пользу этого свидетельствует следующее.

1. Положение их внутри геосинклинальной области и вне связи со стабильными структурами типа срединных массивов.

2. Почти полное отсутствие или относительная ограниченность в них вулканических проявлений по сравнению со смежными типично эвгеосинклинальными зонами.

3. Широкое развитие в них формаций кремнистой и кремнисто-терригенной групп, связанных с одновременной вулканической деятельностью в смежных эвгеосинклинальных зонах.

4. Меньшие суммарные мощности осадков по сравнению с эвгеосинклинальными зонами.

5. Одинаковый характер складчатых структур, приблизительно одновременное проявление складчатости и однотипность метаморфизма как в рассматриваемых зонах, так и в сопряженных с ними эвгеосинклинальных структурах.

А. Л. Книппер (1963), характеризуя криптоэвгеосинклинальные структуры, отмечал, что им свойственно расположение внутри древних стабилизированных массивов. Очевидно, правильней говорить не о расположении внутри древних массивов стабилизации, а об определенной связи криптоэвгеосинклинальных зон с «ядрами» консолидации, возникшими внутри геосинклинальной области. Такие «ядра» на западе в Кокчетау-Каратауской зоне, вероятно, возникли, как отмечает А. Л. Книппер, в конце докембрия. К ним относятся Кокчетавский, Улутауский и Макбальский массивы, образующие в ордовике зону устойчивых поднятий. В Ерементау-Чуилийской зоне такие структуры, по-видимому, обособились позднее, возможно, к началу кембрия. К ним принадлежит ряд структур центральной части этой зоны, также фиксирующихся в виде устойчивых поднятий в течение всего ордовика.

Таким образом, криптоэвгеосинклинальные зоны, как относительно консолидированные области, зародились, видимо, на начальных стадиях геосинклинального развития внутри первичной, в целом эвгеосинклинальной системы и по мере своего развития распространялись на все большие пространства. При этом Кокчетау-Каратауская зона, как криптоэвгеосинклинальная структура, вероятно, была заложена уже в

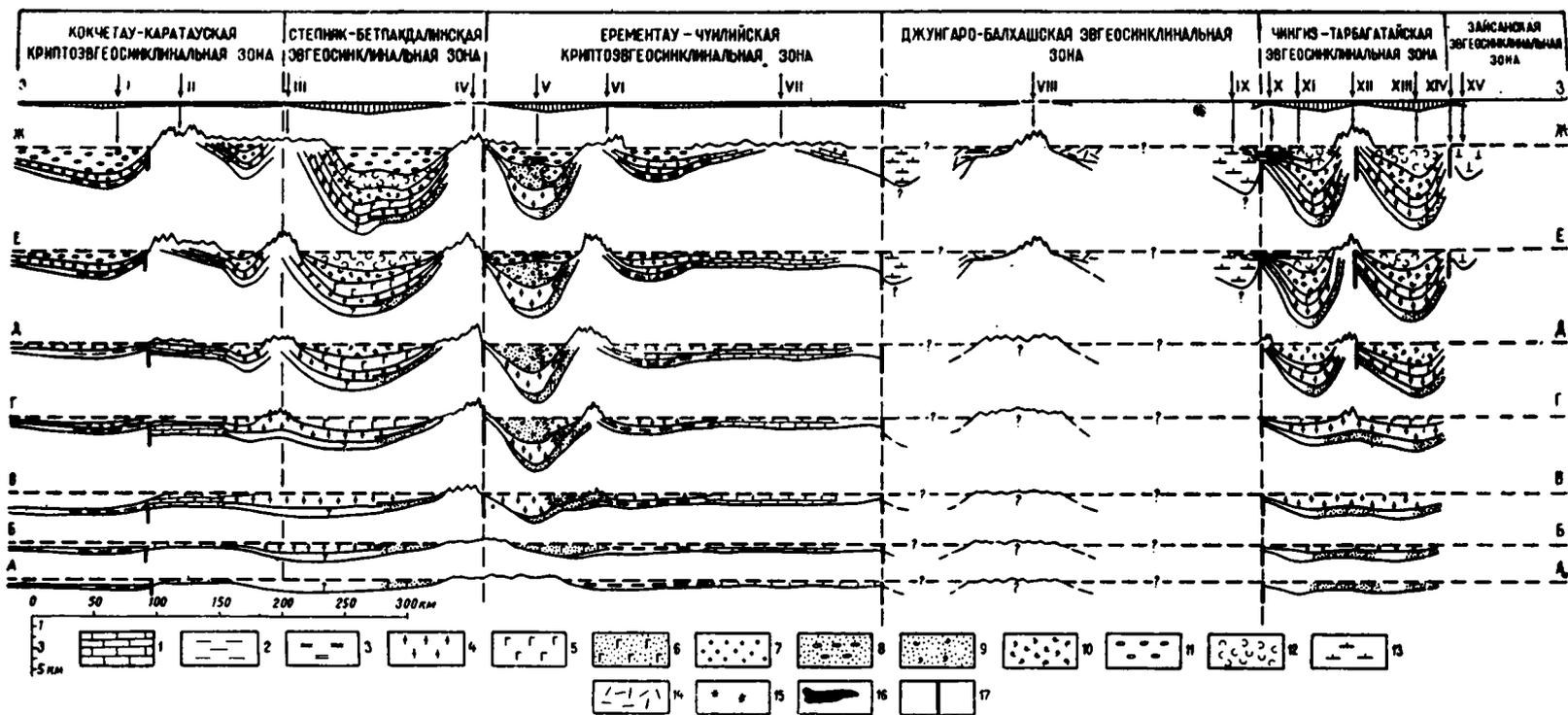


Рис. 13. Схематические палеотектонические профили через Южный и Центральный Казахстан по линии Каратау—Чингиз. А—А—тремадоковский век; В—В—аренигский век; В—В—ланвирский век; Г—Г—ландейский век и начало карадока; Д—Д—конец раннего карадока; Е—Е—средний и поздний карадок; Ж—Ж—ашгилский век; З—З—профиль суммарных мощностей (горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковые). Формации каледонид: 1—карбонатная, 2—отдаленно-кремнистая, 3—яшмовая, 4—кремнисто-песчаниковая, 5—андезито-базальтовая, 6—осадочно-вулканогенная андезитовая; 7—10—флишевые формации: 7—терригенная, 8—грубообломочная терригенная, 9—туффовая, 10—туфогенная; 11—нижняя терригенная моласса; 12—нижняя вулканогенная моласса; формации герцинид: 13—кремнисто-андезито-базальтовая, 14—андезито-дацит-терригенная; 15—красноцветность; 16—рифовые массивы; 17—глубинные разломы. I—Большекаратауский прогиб; II—Таласское поднятие; III—Макбальское поднятие; IV—Чуйское поднятие; V—Джалаир-Найманский прогиб; VI—Жельтауский прогиб; VII—Агадыро-Джунгарское поднятие; VIII—Северо-Балхашское поднятие; IX—Акбастауский прогиб; X—Акчатауское поднятие; XI—Абралинский прогиб; XII—Чингизское поднятие; XIII—Чунайский прогиб; XIV—Аркалыкское поднятие; XV—Сарсазанский прогиб.

конце докембрия, а Ерементау-Чуилийская обособилась позднее, в начале палеозоя.

Наиболее «миогеосинклинальными» по характеру формаций в пределах рассматриваемых зон являются Таласская и Агадыро-Джунгарская подзоны, в которых в течение кембрия, раннего и среднего ордовика или только в течение раннего и среднего ордовика была развита одна карбонатная формация. Однако и в данном случае, по-видимому, трудно говорить о каких-либо обособленных миогеосинклинальных структурах, поскольку пока не установлены стабильные массивы, с которыми они могли бы быть сопряжены.

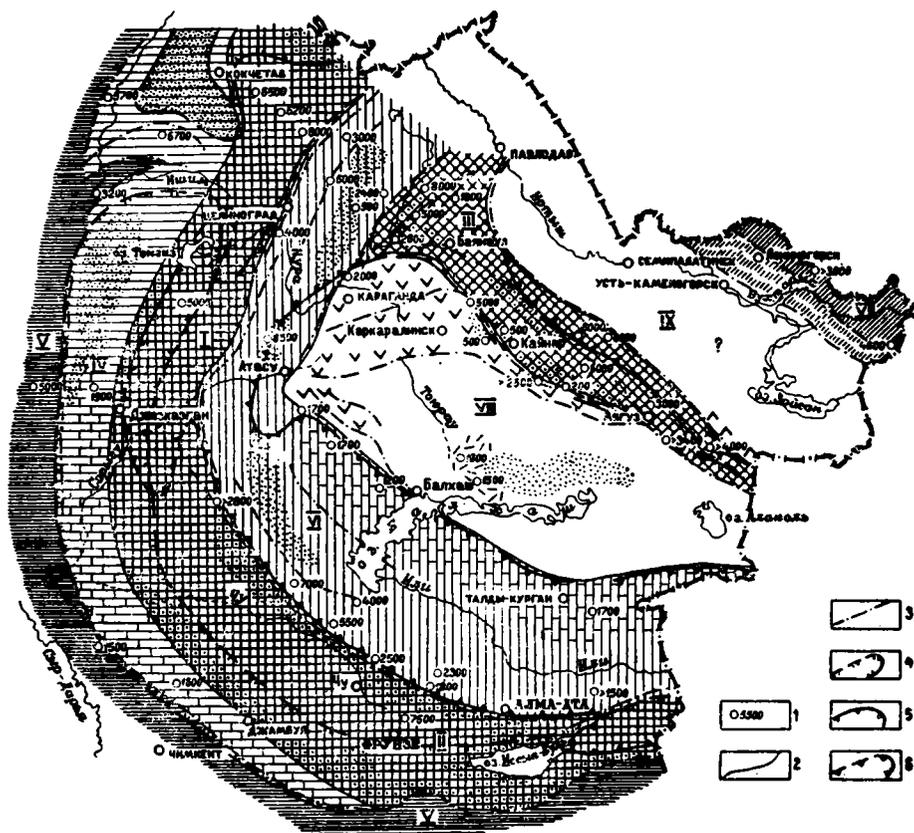
Для герцинид Казахстана более или менее определенные, хотя и отрывочные данные в отношении ордовикских структур имеются лишь по Джунгаро-Балхашской зоне. Судя по вулканогенным, кремнисто-вулканогенным и вулканогенно-осадочным ордовикским и доордовикским формациям, которые обнажаются по периферии зоны, а также в ее центральной части, эта зона объединяет в себе эвгеосинклинальные структуры, а ее ордовикская и доордовикская история охватывает начальный этап геосинклинального развития этих структур. Эвгеосинклинальную природу этой зоны подтверждает широкое распространение вулканогенных образований в среднем и верхнем палеозое, т. е. на конечных этапах ее развития.

ОРДОВИКСКИЕ СТРУКТУРЫ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

Кокчетау-Каратауская криптоэвгеосинклинальная зона

Кокчетау-Каратауская криптоэвгеосинклинальная зона представляет собой дугообразную систему прогибов и поднятий, прослеживающихся вдоль западной окраины Центрального Казахстана в хр. Каратау и далее, в северные дуги Тянь-Шаня (рис. 14). Она включает Кокчетавское поднятие и тяготеющие к нему Стерлитамак-Марьевский и Калмыккульский прогибы, Улутауское поднятие с сопряженным с ним Байконурским прогибом. На юге к ней относятся ордовикские прогибы Большого Каратау, Таласское поднятие Малого Каратау, а также Алмалинский прогиб, прилегающий к Макбальскому поднятию. Восточным продолжением этой зоны в Тянь-Шане является Чаткало-Нарынская зона. Поднятия Кокчетау-Каратауской зоны в большинстве случаев представляли собой области размыва, возникшие еще в доордовикское время, а также в раннем или начале среднего ордовика и значительно расширившиеся к концу ордовика за счет соседних прогибов. Лишь Таласская подзона в раннем и среднем ордовике являлась подводной платообразной возвышенностью, на которой накапливались осадки карбонатной формации. Об этом свидетельствуют палеогеографическая обстановка и сравнение мощностей карбонатных осадков этой структуры с мощностями терригенных формаций смежных прогибов. Вероятно, образование карбонатной формации в данном случае было обусловлено отмеченным Ж. Обуэном (1967) эффектом «впадин барьеров», роль которых играли Большекаратауский прогиб и прогиб, вероятно, существовавший к северо-востоку от Малого Каратау. Эти прогибы, по-видимому, поглощали терригенные осадки, сносившиеся с выступавших над уровнем моря областей суши, которые располагались к юго-западу и северо-востоку. С конца среднего ордовика Таласское поднятие оказалось приподнятым над уровнем моря и, видимо, представляло собой низменную сушу.

Осадконакопление в прогибах Кокчетау-Каратауской зоны протекало непрерывно в течение всего ордовика. Большекаратауский, Байконурский прогибы и Джаркаинагачская впадина южной части Калмык-



ТИПЫ СТРУКТУР	СТРУКТУРЫ КАЛЕДОНИД					СТРУКТУРЫ ГЕРЦИНИИ	
	ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ					ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ	
	ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ		КРИТОЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ			МНОГООСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ	
	I СТЕПЬКА - БЕТПАВЛАЙСКАЯ II СЕВЕРО- ТЯНШАНСКИЙ	III ЧИГИЗ- ТАРБАГАТСКАЯ	IV КОКЧЕТАУ- КАРАТАУСКАЯ V ЧАТКАВ- НАРЫСКАЯ	VI СЕЛЕТЫ- ЧУПЛИНСКАЯ	VII ГОРНО- АЛТАЙСКАЯ	VIII ДЖУНГАР- БАЛХАССКАЯ	IX ЗАЙСАН- СКАЯ
ПРОГИБЫ	КОМПЕНСИРОВАННЫЕ ОСАДКАМИ						
	НЕКОМПЕНСИРОВАННЫЕ O ₁ -O ₂						
ПОДНЯТИЯ	ОБЛАСТИ СМОСА						
	ОБЛАСТИ НАКОПЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ						
	ОБЛАСТИ НАКОПЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОСАДКОВ						

Рис. 14. Палеотектоническая схема восточной части Казахстана и Тянь-Шаня в ордовике. 1 — мощности осадков; 2 — границы зон; 3 — предполагаемые глубинные разломы; 4 — границы основных поднятий к концу ордовика; 5—6 — границы молассовых прогибов в начале силура (по С. М. Бандалетову, 1969); 5 — границы прогибов, в которых силурийские молассы залегают на отложениях ордовика с несогласием, 6 — границы прогибов, в которых силурийские молассы залегают на отложениях ордовика согласно.

кульского прогиба в раннем и начале среднего ордовика являлись некомпенсированными осадконакоплением впадинами-прогибами, в которых накапливались маломощные, относительно глубоководные кремнисто-глинистые осадки отдаленно-кремнистой формации. В структурах, непосредственно прилегающих к наиболее активному в раннем и начале среднего ордовика Кокчетаускому поднятию — в Стерлитамак-Марьевском и в северной части Калмыккульского прогиба, в это время накапливались мощные толщи кремнисто-песчаниковой формации и местами проявлялась вулканическая деятельность. К концу среднего ордовика все эти прогибы, а также некомпенсированные осадконакоплением в раннем и начале среднего ордовика впадины оказались выполненными мощными толщами терригенного флиша, образовавшимися в результате сноса с возникшей в начале лландейльского века кордильеры. Эта кордильера представляла собой дугообразную систему надводных поднятий, прослеживающуюся от Кокчетавского массива на севере до Макбальского поднятия на юге.

В позднем ордовике активизировались восходящие движения в областях всех поднятий и на островах возник горный рельеф. В смежных прогибах накапливались мощные толщи обломочных образований с характерными признаками моласс. Наиболее распространены в пределах зоны отложения терригенной молассы, но на отдельных участках, главным образом в Байконурском, Стерлитамак-Марьевском и Калмыккульском прогибах, образование молассоидных терригенных осадков сопровождалось вулканическими излияниями преимущественно андезитового состава. Подобные вулканогенные образования отмечаются в верхах терригенной серии ордовика и на юге, за пределами Казахстана, в Сарыджасском прогибе Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня (Адышев, Калмурзаев, Королев, 1962). На юге, по восточной границе Чаткало-Нарынской зоны устанавливаются прогибы, по характеру разреза ордовикских отложений занимающие как бы промежуточное положение между структурами Кокчетау-Каратауской и Степняк-Бетпакалинской зон. В Алмалинском прогибе, расположенном между Таласским и Макбальским поднятиями, в ордовике накапливались толщи терригенных зеленоцветных или красноцветных осадков с прослоями туффигов; на юго-восточном окончании Таласского поднятия, в Толукском прогибе, наряду с карбонатными осадками, подобными распространенным на поднятии (бешташские известняки), среди среднеордовикских отложений отмечаются толщи вулканогенных осадков (Белькова, Огнев, 1964). Далее на восток, по северной окраине Чаткало-Нарынской зоны и эвгеосинклинальных структур Северного Тянь-Шаня, обособляется Сонкульский прогиб с мощным (около 2000 м) терригенным разрезом отложений верхов нижнего и среднего ордовика (Зима, 1964).

Среди прогибов на севере Кокчетау-Каратауской зоны по своему структурному положению обособляется Калмыккульский прогиб. Он в отличие от других прогибов зоны представляет собой структуру, как бы наложенную на центральный пояс поднятий и пересекающую его под углом. По-видимому, этим прогибом оканчивалась обширная дугообразная система впадин, прослеживающихся с внешней стороны поднятий от южного обрамления Кокчетавского массива на севере до Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня на юге и уходящая за пределы СССР вплоть до Куруктага. В связи с этим можно предположить, что Стерлитамак-Марьевский прогиб, расположенный к западу от Кокчетавского массива, служил началом другой дугообразной системы прогибов, продолжающейся на север в область Западно-Сибирской низменности и кулисообразно прилегающей к южной дуге. Такое своеобразное

положение Калмыккульского прогиба, выразившееся в том, что он как бы вклинивается в зону поднятий, отразилось на его тектоническом режиме. Располагавшийся к северу Кокчетавский массив, являющийся с начала палеозоя областью устойчивого поднятия, уже в раннем и начале среднего ордовика был источником больших масс терригенного материала, компенсировавшего прогибание Калмыккульской структуры. Лишь в южной части этого прогиба, в области Ишимской Луки, которой не достигал терригенный материал, сносившийся с Кокчетавской суши, сохранилась некомпенсированная осадконакоплением Джаркайнагачская впадина, подобная другим некомпенсированным впадинам внешней дуги. Относительно небольшие по сравнению с другими прогибами мощности позднеордовикских молассовых образований Калмыккульского прогиба свидетельствуют о том, что он, располагаясь в поясе поднятий, раньше других структур был вовлечен в общее вздымание зоны.

Позднеордовикские молассовые формации накапливались в прогибах, наследующих общий план возникших ранее структур. Они знаменуют собой начало позднегеосинклинального этапа, в течение которого преобладали восходящие движения. Первоначально ими были охвачены лишь области наметившихся ранее поднятий, а также прогибы, располагавшиеся в этих поясах (например, Калмыккульский). К концу ордовика в восходящие движения были вовлечены все структуры зоны, и к началу силура она представляла собой обширный массив суши, обрамлявший с запада Центральный Казахстан.

Контрастность тектонических движений прогибов и смежных с ними поднятий, выражающихся в некоторых случаях резким перепадом мощностей или смыканием различных фаций, свидетельствует о том, что многие из фиксирующихся позднее разломов зародились уже к началу палеозоя и были активными в ордовике (Суворов, 1968). Одна из систем таких глубинных разломов, по-видимому, представляла собой дугу, с запада обрамляющую Центральный Казахстан. В Тянь-Шане и Каратау ею ограничивалась с севера Чаткало-Нарынская зона (Главный Тяньшаньский и Главный Каратауский глубинные разломы). В области Улутау по ней, вероятно, проходила граница Байконурского прогиба и Улутауского поднятия. Севернее глубинными разломами, видимо, был ограничен Калмыккульский прогиб и его раннеордовикская Джаркайнагачская впадина.

Западная граница зоны в пределах Казахстана скрыта под осадками Тургайской и Сырдарьинской впадин и остается неопределенной. Обычно считают, что в нижнем палеозое здесь существовали крупные области поднятий, в которых отсутствовали осадки позднего докембрия и нижнего палеозоя (Кассин, 1951—1952; Беспалов, 1964), или предполагают, что, по крайней мере, в восточной части этих впадин скрыты структуры с «миогеосинклинальным» характером нижнепалеозойского разреза (Богданов, 1965, рис. 2). Интересно лишь отметить, что в наиболее внешних западных разрезах Кокчетау-Каратауской зоны, на крайнем севере, по р. Ишим у села Куприяновки (Никитин, 1963), а также на юге, в Сандалашском и Чаткальском хребтах Чаткало-Нарынской зоны (Степаненко, 1959; Зубцов, 1961; Турбин, 1962) заметно возрастает мощность нижнеордовикских отложений и среди них появляются вулканогенные образования, не свойственные на этом уровне более восточным, типичным для зоны разрезам ордовикских отложений. Если это обусловлено не какими-то локальными особенностями структур, не исключено, что увеличение мощностей нижнеордовикских отложений и появление в их составе вулканогенных осадков свидетельствуют о том, что к западу от Каратау-Кокчетавских структур

в нижнем палеозое существовала эвгеосинклинальная зона. Этому, казалось бы, противоречит то обстоятельство, что продолжение Кокчетау-Каратауской зоны (Чаткало-Нарынская зона Тянь-Шаня) в южном направлении граничит, по-видимому, с типично миогеосинклинальной в нижнем палеозое областью Южного Тянь-Шаня, прилегающей здесь к Таримскому массиву.

Степняк-Бетпакдалинская и Северо-Тяньшаньская эвгеосинклинальные зоны

Степняк-Бетпакдалинская эвгеосинклинальная зона (рис. 14) объединяет Степнякский прогиб на севере Центрального Казахстана, Конский прогиб на Сарысу-Тенизском водоразделе, ордовикские прогибы Северной Бетпак-Далы и Кандыктаса. На юге она продолжается в структуры Северного Тянь-Шаня, относящиеся к Северо-Тяньшаньской зоне. Области поднятий в пределах зоны изучены слабо и устанавливаются главным образом на юго-востоке.

Муюнкумское и Кандыктасское поднятия, а также, по данным Л. Н. Бельковой и Н. В. Огнева (1964), расположенные за пределами Казахстана (в Тянь-Шане) Майбальско-Учкошойское, Сусамырское, Терскейское и Кунгейское поднятия в раннем и среднем ордовике представляли собой области сноса и лишь в позднем ордовике были в значительной мере перекрыты вулканогенной и терригенной молассой. Возможно, такое же поднятие существовало на севере зоны, в области Ичкеульмесского блока.

В большинстве прогибов зоны в начале ордовика накапливались осадки кремнисто-песчаниковой, реже яшмовой формации. На юго-востоке зоны, в Кандыктасском и Кеминском прогибах, а также на склонах поднятий, граничащих с ними с севера, наряду с кремнисто-терригенными отложениями значительную роль играют карбонатные осадки. В среднем ордовике в прогибах зоны интенсивно проявилась вулканическая деятельность, и прогибы оказались выполненными мощными толщами андезито-базальтовой формации, а затем туфогенного флиша. Начало позднего ордовика знаменуется появлением в прогибах вулканогенных и позже терригенных моласс.

Значительная удаленность большинства прогибов от областей устойчивых поднятий, располагавшихся в пределах смежных Кокчетау-Каратауской и Ерементау-Чуилийской зон, определила относительно тонкообломочный состав молассовых образований Степняк-Бетпакдалинской зоны, представленных главным образом песчанистыми и алевроитовыми осадками. На севере, в центральной части Степнякско-го прогиба в позднем ордовике обособляется внутреннее поднятие, которое фиксируется менее значительными мощностями верхнеордовикских осадков по сравнению с краевыми частями прогиба и появлением рифогенных известняков. Это поднятие, очевидно, не возвышалось над уровнем моря, и источником терригенного материала верхнеордовикских моласс служили достаточно удаленные поднятия смежных зон.

В прогибах Северного Тянь-Шаня вулканическая деятельность отмечается на тех же уровнях, что и на севере зоны (Белькова, Огнев, 1964), но она проявилась здесь, по-видимому, менее интенсивно. В среднем ордовике главным образом на уровне лландейльского яруса в Джайсанском, Кепташском, Джумагольском, Иссыккульском и Кеминском прогибах накапливались толщи основных и средних вулканогенных осадков, среди которых преобладают пирокластические и туфогенно-осадочные образования. Во флишеидных толщах, принадлежащих

здесь главным образом к верхам среднего ордовика, повсеместно отмечаются прослой вулканогенных и кремнистых осадков.

Источником терригенного материала, поступавшего в прогибы Северного Тянь-Шаня, в отличие от северных областей зоны служили многочисленные внутренние поднятия. Интенсивный снос обломочного материала с этих поднятий в эпохи вулканизма привел к образованию преимущественно вулканогенно-осадочных формаций.

В Киргизском прогибе вулканогенные образования в разрезе среднего ордовика вообще не установлены. На том уровне, на котором они залегают в других прогибах, здесь выделяется «красноцветная» толща (Белькова, Огнев, 1964). Образование ее, возможно, в той или иной степени связано с вулканической деятельностью в смежных прогибах.

В позднем ордовике во всех прогибах Северного Тянь-Шаня накапливались мощные толщи терригенных и вулканогенных моласс, залегающих с несогласием на нижележащих отложениях и распространяющихся на поднятия. Обилие грубообломочных осадков в нижнем, а местами в среднем ордовике, грубообломочный состав и нередко красноцветный облик позднеордовикских моласс отличают разрезы ордовикских отложений Северного Тянь-Шаня от областей Степняк-Бетпакдалинской зоны. По-видимому, ордовикские бассейны Северного Тянь-Шаня были менее глубокими, сочетались с многочисленными и более обширными, чем на севере, областями островной суши, а в позднем ордовике как области прогибов, так и поднятия были вовлечены в энергичное воздымание. Поскольку в китайской части Северного Тянь-Шаня также отмечается значительное количество вулканогенных образований в разрезах кембрия и ордовика, рассматриваемая эвгеосинклинальная зона, по-видимому, прослеживается далеко на восток за пределы СССР.

В прогибах Степняк-Бетпакдалинской зоны осадконакопление происходило в основном непрерывно в течение всего ордовика. Локальные тектонические движения отмечаются на границе среднего и позднего ордовика. Они обусловили местные несогласия и привели главным образом в областях поднятий к трансгрессивному наложению верхнеордовикских молассовых образований на доордовикские или раннеордовикские толщи. Наиболее значительные тектонические движения произошли на границе ордовика и силура. В результате этих движений к началу силура большая часть зоны, так же как и Кокчетау-Каратауская зона, оказалась поднятой над уровнем моря, и в силуре вместе с последней, по данным С. М. Бандалетова (1969), составляла единую зону устойчивых поднятий. Лишь в центральной части зоны, на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Северном Тянь-Шане, в области хр. Кетмень, в раннем силуре возникли молассовые прогибы, в которых нижнесилурийские отложения залегают с несогласием на ордовикских и в структурном отношении, по-видимому, более тесно связаны с девоном.

Наряду с интенсивным эффузивным магматизмом в рассматриваемой зоне отмечаются значительные по масштабам интрузивные проявления главным образом гранодиоритового состава. Такие интрузии устанавливаются в Степнякском прогибе (крыккудукский комплекс), на Сарысу-Тенизском водоразделе, а также в Северном Тянь-Шане — в хр. Кандыктас и в ряде других структур за пределами Казахстана.

От расположенной восточнее Ерементау-Чуилийской зоны Степняк-Бетпакдалинская зона на всем протяжении отделялась, видимо, системой глубинных разломов, заложенных еще в начале раннего палеозоя или в докембрии. Особенно отчетливо эти разломы устанавли-

ваются на юге (Джалаир-Найманская система) и на севере зоны в левобережье р. Селеты. Возможно, аналогичная система глубинных разломов существовала и на западе зоны, по крайней мере по восточной границе Кокчетавского массива, где в настоящее время фиксируется серия крупных разломов.

Еремантау-Чуилийская криптоэвгеосинклинальная зона

Еремантау-Чуилийская криптоэвгеосинклинальная зона (рис. 14) протягивается от междуречья Селеты-Шидерты на северо-востоке Центрального Казахстана до северных предгорий Тянь-Шаня на юге. К ней относятся Селетинский и Олентинский прогибы, обрамляющие Еремантау-Ниязское поднятие, Атасуйское поднятие и прилегающие к нему прогибы, Бурунтау-Жельтауское поднятие и соседствующие с ним Джалаир-Найманский и Сарытумский прогибы, а также Согатинский прогиб и система Агадыро-Джунгарских поднятий. В отличие от Кокчетау-Каратауской криптоэвгеосинклинальной зоны все основные поднятия Еремантау-Чуилийской зоны оформились в виде дугообразной системы островов уже к началу ордовика. Лишь Агадыро-Джунгарское поднятие, подобно Таласскому, в раннем и среднем ордовике представляло собой область накопления карбонатных осадков и, по-видимому, морфологически не выражалось в рельефе дна. В конце ордовика оно было выведено из-под уровня моря и до начала силура представляло собой область сноса. Олентинский прогиб, заложённый на восточном склоне Еремантау-Ниязского поднятия, с востока граничил с Кендыктинским прогибом Чингиз-Тарбагатайской зоны, отделяясь от него, судя по резкому перепаду мощностей, разломом.

Расположенный западнее Еремантау-Ниязского поднятия Селетинский прогиб примыкал к Степнякскому прогибу Степняк-Бетпақдалинской зоны, также отделяясь от него разломом, а на севере — Ичкеульмесским поднятием.

В раннем и в начале среднего ордовика в Селетинском прогибе и, по-видимому, в прогибах, прилегавших к Атасуйскому поднятию, накапливались осадки кремнисто-песчаниковой формации. В Олентинском прогибе в начале ордовика проявлялась вулканическая деятельность, а затем отложилась относительно маломощная толща кремнистых осадков яшмовой формации.

Джалаир-Найманский прогиб, представляющий собой, по Н. Г. Марковой (1961), ограниченную размывами грабенообразную структуру, в начале раннего ордовика был вовлечен в поднятие и вместе с Муюнкумским, Кандыктаским и Бурунтау-Жельтауским поднятиями образовал обширный массив суши. В конце раннего ордовика наступил новый этап нисходящих движений, началу которого сопутствовала вулканическая деятельность.

В Сарытумском прогибе, расположенном западнее, осадконакопление на границе кембрия и ордовика не прерывалось. В это время здесь формировались мощные толщи существенно кремнистых осадков яшмовой, а затем осадочно-вулканогенной андезитовой формаций. В среднем ордовике — в лланвирне и в начале лландейльского веков — все прогибы зоны были вовлечены в интенсивное опускание, распространившееся и на склоны поднятий. Погружение структур компенсировалось сносом терригенного материала с оформившейся в средней части зоны кордильеры, в результате чего прогибы оказались выполненными толщами терригенного флиша. В Селетинском и Олентинском прогибах, а также на некоторых участках Джалаир-Найманского

прогиба, не имевших со стороны смежных структур эвгеосинклинальной зоны резко выраженных ограничений в виде устойчивых подводных поднятий, в моменты проявления вулканической деятельности накапливались толщи красного туффитового флиша. С начала позднего ордовика во всех прогибах и на склонах поднятий происходило накопление сероцветных морских терригенных моласс, которое непрерывно продолжалось до конца ордовика и на границе ордовика и силура без заметных признаков перестройки структур сменилось накоплением пестроцветных и красноцветных молассовых образований.

В отличие от Кокчетау-Каратауской криптоэвгеосинклинальной зоны в Ерементау-Чуилийской зоне осадконакопление в прогибах неоднократно нарушалось тектоническими движениями. Перерывы в осадконакоплении и трансгрессивное налегание различных толщ устанавливаются в нижнем ордовике и на границе нижнего и среднего ордовика в Селетинском и Джалаир-Найманском прогибах. Наиболее значительные тектонические движения происходили на границе среднего и позднего ордовика. Эта граница в прогибах повсеместно фиксируется следами размывов, перерывами в осадконакоплении, иногда угловыми несогласиями, а в областях поднятий — трансгрессивными залеганиями верхнеордовикских отложений на более древних, обычно доордовикских образованиях. На границе ордовика и силура в отличие от западных зон в прогибах Ерементау-Чуилийской зоны не отмечается существенных тектонических преобразований. На востоке Олентинского и Джалаир-Найманского прогибов осадконакопление на границе ордовика и силура не прекращалось, и в них формировались непрерывные толщи верхнеордовикско-силурийских сероцветных моласс. В Селетинском прогибе граница ордовика и силура не изучена. Возможно, здесь также будут установлены непрерывные разрезы от верхнего ордовика до силура.

Продолжением рассматриваемой зоны на востоке за пределами СССР, по-видимому, служат структуры китайской части Северного Тянь-Шаня, лежащие на продолжении Джунгарского хребта и Илийской впадины (Богдошань и др.). Ордовикские отложения представлены здесь терригенными осадками — зелеными сланцами и песчаниками.

Чингиз-Тарбагатайская эвгеосинклинальная зона

Чингиз-Тарбагатайская эвгеосинклиналь объединяет структуры восточной части Центрального Казахстана (рис. 12). Она прослеживается в юго-западном направлении от области Экибастуза. В районе гор Агырек зона образует коленообразный изгиб и отсюда протягивается в юго-восточном направлении в Чингиз, а затем в Тарбагатай. За пределами СССР она выклинивается между смыкающимися Зайсанской и Джунгаро-Балхашской герцидскими геосинклинальными системами.

На севере к ней относятся Кендыктинский, Ангрensorский и Алкамергенский прогибы, а также разделяющие их Кызылтас-Экибастузское и Майкаинское поднятия. В области Чингиза она объединяет Чунайский, Абралинский прогибы, Чингизское и Акчатауское поднятия. В Тарбагатае ей принадлежат структуры, расположенные на северных склонах и в северо-восточных предгорьях хребта.

На севере зоны, в Кендыктинском, Ангрensorском и Алкамергенском прогибах, в раннем ордовике накапливались мощные толщи осадков андезитобазальтовой формации. В среднем ордовике преобладает

кремнисто-песчаниковая формация, а затем формация терригенного флиша. В позднем ордовике были повсеместно распространены осадки вулканогенной и терригенной моласс. В пределах Кызылтас-Экибастузского и Майкаинского поднятий установлены только осадки верхнеордовикской вулканогенной и терригенной моласс, среди которых в начале позднего ордовика были многочисленны биогермные карбонатные образования (одакские и керегетасские известняки).

В Чингизских структурах осадки раннего ордовика установлены только в областях поднятий, в пределах которых вначале накапливались образования осадочно-вулканогенной андезитовой формации, а затем, в конце раннего и начале среднего ордовика, — тесно связанные с ней осадки кремнисто-песчаниковой формации. Низы этой формации сложены преимущественно псаммитовыми осадками, в верхах наиболее обычны темные глинисто-кремнистые отложения и известняки. В среднем ордовике — в позднем ланвирие и лландейльском веке — в области поднятий и, по-видимому, в прогибах, подобно тому, как это наблюдается в Степняк-Бетпақдалинской зоне, была распространена вулканогенная андезито-базальтовая формация. В конце среднего ордовика прогибы Чингиза оказались выполненными флишевыми осадками, в низах которых отмечается присутствие эффузивного материала, а в позднем ордовике как в областях прогибов, так и в областях поднятий накапливались осадки вулканогенной и терригенной моласс.

На юго-востоке, в Тарбагатае на продолжении Чингизского и Акчатауского поднятий устанавливается одно Центральнo-Тарбагатайское поднятие. Оно фиксируется выходами кембрия и полосой рифогенных известняков, а также верхнеордовикских терригенных осадков, подобных наблюдающимся на Акчатауском поднятии в Чингизе. С юго-запада это поднятие граничило со структурами Джунгаро-Балхашской области. К северо-востоку от Центрального поднятия, на продолжении Чунайского прогиба Чингиза в Тарбагатае располагался прогиб, выполненный вулканогенными, кремнистыми и флишеидными осадками нижнего и среднего ордовика. В западных структурах Чингиз-Тарбагатайской зоны — в Кендыктинском прогибе и на Кызылтас-Экибастузском поднятии, в Чингизе — на Акчатауском поднятии и в западной части Абралинского прогиба вулканическая деятельность во время накопления позднеордовикских моласс отмечается только в начале позднего карадока. В восточном направлении она мигрирует во времени. На Майкаинском поднятии в Алкамергенском прогибе, а также в восточной части Абралинского прогиба, на Чингизском поднятии и в Чунайском прогибе вулканическая деятельность наиболее интенсивно проявилась в конце позднего карадока и продолжалась до конца ордовика. Большинство поднятий зоны — Кызылтас-Экибастузское, Майкаинское и Акчатауское — фиксируется трансгрессивным налеганием отложений верхнего ордовика на доордовикские структуры. В раннем и среднем ордовике они представляли собой систему островной суши. Чингизское поднятие в раннем ордовике устанавливается по характерной для положительных структур вулканогенно-осадочной андезитовой формации. Как область сноса оно определилось к концу среднего ордовика и в верхнем ордовике было перекрыто осадками вулканогенной и терригенной моласс.

Характерной особенностью западных поднятий зоны, располагавшихся в Чингизе и Тарбагатае по границе с Джунгаро-Балхашской зоной, а на севере — внутри Чингиз-Тарбагатайской зоны, является приуроченность к ним биогермных рифовых построек позднего ордовика. Эти постройки образуют почти непрерывную полосу, про-

слеживающуюся от Тарбагатай до северных структур зоны, и, очевидно, представляли собой систему барьерного рифа.

На протяжении ордовикской истории Чингиз-Тарбагатайской зоны неоднократно проявлялись тектонические движения, особенно отчетливо выраженные в областях поднятий.

В прогибах в течение ордовика осадконакопление протекало в основном непрерывно. Тектонические движения фиксируются здесь резкой сменой состава осадков, появлением вулканогенных толщ и грубообломочных терригенных образований. В Чингизском поднятии указываются несогласные налегания вулканогенно-осадочной толщи аренига на вулканогенных образованиях тремадока, а также осадков андезито-базальтовой формации среднего ордовика на нижележащих отложениях. Перерыв и несогласие отмечаются в Чингизском антиклинории в основании флишевой формации карадока. Почти повсеместно в пределах зоны средним и поздним ордовиком отмечаются тектонические движения, предшествующие накоплению моласс. На границе ордовика и силура в западных структурах зоны осадконакопление не прерывалось тектоническими движениями, но на востоке Алкамергенского прогиба и на обособившемся в конце ордовика Аркалыкском поднятии устанавливается несогласное налегание силурийских отложений на осадках позднего ордовика и на более древних образованиях.

На юго-западе, по границе с Джунгаро-Балхашской зоной, Чингиз-Тарбагатайская зона ограничивалась системой Аягуз-Ащисуйского глубинного разлома, который на севере, по-видимому, сочленялся с северо-западными разломами Спасской группы. Очевидно, активными в ордовике были и другие нижнепалеозойские глубинные разломы — Чингизский и Восточно-Аркалыкский (Суворов, 1968). Чингизский разлом в нижнем палеозое, вероятно, испытал левосторонние сдвиговые движения, прослеживался на северо-запад — в область Баянаула и сочленялся с Ангренсорским разломом, расположенным вдоль осевой линии Кызылтас-Экибастузского поднятия. Восточно-Аркалыкский разлом служил северо-восточной границей зоны, отделяя ее от структур Зайсанской геосинклинальной системы.

Каледониды казахстанской части Алтае-Саянской области

К Казахстану относится небольшая часть каледонид Алтае-Саянской складчатой области, принадлежащая Холзунско-Чуйскому антиклинорию. Исчерпывающий анализ истории геосинклинального развития Алтае-Саянских каледонид и каледонских структур Чингиз-Тарбагатайской зоны приведен в работе В. П. Нехорошева (1966). Предпринятое им сравнение наглядно свидетельствует о принципиальных различиях истории геосинклинального развития этих территорий и принадлежности каледонид Горного Алтая к миогеосинклинальному поясу, обрамляющему с юго-запада Сибирскую платформу. Миогеосинклинальность Алтае-Саянских каледонид определяется помимо их положения по отношению к Сибирской платформе почти полным отсутствием проявлений вулканизма начиная со второй половины среднего кембрия и до конца силура, терригенно-карбонатным составом осадков, меньшей суммарной мощностью колонки геосинклинальных осадков по сравнению с каледонидами Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.

Как отмечает В. П. Нехорошев (1966), в конце кембрия и начале ордовика (в тремадоке) на территории Горного Алтая к юго-западу от Катунской зоны, которая в то время являлась поднятием, обособился

обширный Ануйско-Чуйский миогеосинклинальный прогиб. В нем накапливались флишoidные толщи горноалтайской серии. Этот прогиб прослеживался в то время на юго-восток, на территорию Монгольского Алтая, а к юго-западу, по-видимому, распространялся на область Рудного Алтая, который «до начала девона составлял единое целое с Алтае-Саянской областью» (Нехорошев, 1966, стр. 101). Доказательством этого, по В. П. Нехорошеву, могут служить толщи метаморфизированных терригенных осадков, обнажающиеся в Алейском и Синюшинском антиклинориях, сходные с осадками горноалтайской серии.

Согласно представлениям В. П. Нехорошева, в конце раннего ордовика после длительного перерыва, который во всей западной части Алтае-Саянской области фиксируется отсутствием осадков аренига, а местами и нижнего лланвирна, в пределах существовавшего ранее обширного Ануйско-Чуйского прогиба в результате тектонических движений сформировалось поднятие Главного антиклинория Алтая. Оно отделило от Ануйско-Чуйского прогиба его юго-западную часть, которая с этого времени оформилась в качестве самостоятельной структуры. В пределах казахстанской части этого прогиба накапливались мощные терригенные, в верхах с примесью карбонатных осадков флишoidные толщи кабинской серии среднего — верхнего ордовика. В этой серии не установлены перерывы и несогласия, которые могли бы свидетельствовать о каких-либо тектонических движениях в среднем и позднем ордовике. Но северо-западной, в областях, непосредственно прилегающих к поднятию Главного антиклинория Алтая (Чарышско-Иньский и Ануйско-Чуйский синклинории), между различными свитами среднего и верхнего ордовика наблюдаются несогласия. Они отмечаются в низах карадока, на границе среднего и верхнего ордовика, в начале ашгиллия и на границе ордовика и силура. В этих структурах в позднем ордовике в большом количестве содержатся карбонатные осадки, образующие здесь отдельные пласты или даже толщи мощностью до 200 м (Гинцингер, Сенников, 1967).

Следует отметить, что время формирования нижней молассы в каледонидах Алтае-Саянской области А. А. Моссаковский (1965) считает позднесилурийским. Однако преимущественно карбонатный состав верхнесилурийских осадков Горного Алтая (Нехорошев, 1966; Владимирская, Желтоногова, 1967) не свойствен молассам. Вероятно, формирование молассового комплекса началось здесь раньше, возможно, в начале силура. Комплекс, по данным А. Б. Гинцингера (1959), представлен терригенными, более грубообломочными вблизи поднятий осадками, залегающими несогласно на отложениях кембрия и ордовика, но в одном плане с ордовикскими структурами. Как полагает В. П. Нехорошев, каледонские структуры Алтае-Саянской области во время их формирования с юго-запада ограничивались Иртышским глубинным разломом.

ОРДОВИККИЕ СТРУКТУРЫ ГЕРЦИНИД ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ ЗОНЫ

К Джунгаро-Балхашской зоне относится обширная область Центрального Казахстана, ограниченная с запада дугообразной системой структур криптоэвгеосинклинальной Ерементау-Чуилийской зоны, а с востока и севера — эвгеосинклинальными структурами Чингиз-Тарбагатайской зоны (рис. 14).

Более или менее определенные данные в отношении ордовикских структур этой зоны относятся только к ее северной и восточной пери-

ферин, а также к центральной части. В пределах зоны устанавливаются две верхнеордовикские формации — кремнисто-вулканогенная, современные выходы которой обрамляют зону с востока, севера и, по-видимому, с юго-запада, и вулканогенно-осадочная, обнажающаяся в центральной части зоны, в области Северо-Балхашского антиклинория. Она отмечается также на ограниченном участке на северо-востоке зоны, в горах Отызбес.

Вещественный состав и характер вулканизма кремнисто-вулканогенной формации свидетельствуют о том, что она формировалась в интенсивно прогибавшихся структурах. Время заложения этих прогибов не определено, так как нижняя граница формации не устанавливается ни в одном из известных разрезов. Много неясного и в отношении природы самих прогибов. Если площадь развития кремнисто-вулканогенной формации ограничивалась полосой современных ее выходов и она не распространялась в глубь Джунгаро-Балхашской области, можно предполагать, что накопление осадков формации происходило в интенсивно прогибавшихся узких, но очень протяженных прогибах. Они обрамляли Джунгаро-Балхашскую область и располагались по границе каледонид и герцинид. Такое положение этих прогибов дает основание считать, что они были связаны с глубинными разломами и, вероятно, ограничивались ими, представляя собой шовные структуры, возникшие на стыке областей с разным тектоническим режимом. Различия тектонического развития герцинид и каледонид Казахстана определились в основном к концу ордовика, когда области каледонид вступили в стадию интенсивного поднятия, а в герцинидах все еще преобладали нисходящие движения.

Связь прогибов, выполненных кремнисто-вулканогенной формацией, с глубинными разломами подтверждается пространственной приуроченностью к полосе выходов этих отложений таких крупных разломов и зон смятия, как Аягуз-Ащисуйский в Юго-Западном Предчингизье, Спасская и, возможно, Успенская зоны смятия на севере, Атасуйские разломы на северо-западе зоны. Некоторые исследователи (Суворов, 1968) предполагают активность этих разломов в нижнем палеозое и, вероятно, даже в допалеозое. В центральной части Джунгаро-Балхашской зоны намечается Северо-Балхашское поднятие. Здесь распространена вулканогенно-осадочная андезито-дацитовая формация, в строении которой существенную роль играют грубообломочные образования. Эти отложения трансгрессивно залегают на яшмово-диабазовом комплексе позднего докембрия или кембрия. Видимо, в раннем и среднем ордовике это поднятие представляло собой островную вулканическую сушу, которая к началу силура сохранилась лишь в центральной части поднятия, в пределах Казыкского антиклинория (Бандалетов, 1969). Такое же поднятие намечается на северо-западе зоны, в районе гор Отызбес, но здесь не проявилась вулканическая деятельность.

В начале силура все структуры Джунгаро-Балхашской зоны были вовлечены в опускание и перекрыты мощным плащом терригенных осадков силура. Ордовикские формации и широко распространенный в зоне яшмово-диабазовый комплекс позднего докембрия или кембрия, смена на рубеже ордовика и силура кремнисто-вулканогенного осадконакопления терригенным, местами флишoidalным, свидетельствуют о том, что в этой зоне в ордовике, вплоть до его конца, сохранялся режим начальной стадии геосинклинального развития. Смежные структуры каледонид в конце ордовика испытали общее воздымание и вступили в позднегеосинклинальную стадию, фиксирующуюся появлением молассовых комплексов.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СТРУКТУР КАЗАХСТАНА В ОРДОВИКЕ

Положение казахстанских каледонид и герцинид во внутренней части Урало-Сибирского пояса, интенсивное проявление процессов магматизма, широкое распространение кремнистых формаций свидетельствуют о принадлежности этих структур к эвгеосинклинальным структурам. Они состоят из систем эвгеосинклинальных и криптоэвгеосинклинальных зон. Последние возникли в начальной стадии геосинклинального развития, внутри эвгеосинклинальной области. К ним приурочены системы основных устойчивых поднятий. В пределах каледонид Казахстана обособляются две криптоэвгеосинклинальные зоны: западная — Кокчетау-Каратауская и восточная — Ерементау-Чуилийская. Первая была заложена, по-видимому, в конце допалеозоя и как область геосинклинальной седиментации прекратила свое существование в конце ордовика. Вторая обособилась в кембрии и закончила свое развитие в силуре. Сравнительно более позднее обособление и окончание развития внутренней криптоэвгеосинклинальной зоны по отношению к внешней Кокчетау-Каратауской характеризует общую направленность развития тектонических структур Казахстана от внешних зон каледонских структур к внутренней герцинской зоне. Общая тенденция такого развития была подчеркнута в свое время Н. Г. Касиным, а также Р. А. Борукаевым, В. Ф. Беспаловым (1959) и Б. И. Борсуком (1960). Противоположностью криптоэвгеосинклинальным зон являлись собственно эвгеосинклинальные зоны. Сходство разрезов ордовикских отложений эвгеосинклинальных зон Казахстана побуждает полагать, что, возможно, эти зоны на северо-востоке, за пределами Центрального Казахстана, соединялись, образуя единый вулканический пояс (рис. 15). Этот пояс прослеживался от Тарбагатая через Чингиз, затем огибал выклинивающиеся к северо-востоку структуры Ерементау-Чуилийской зоны и протягивался вдоль Степняк-Бетпакадальской зоны до Северного Тянь-Шаня. На юго-востоке этот пояс прослеживается за пределами СССР в Восточном Тянь-Шане.

Ордовикский период охватывает конец начального (?), средний и поздний этапы геосинклинального развития каледонид Казахстана. Структуры герцинид в это время, судя по характеру формаций, переживали начальный этап. Позднегеосинклинальный период в каледонидах знаменуется общей тенденцией к воздыманию структур и накоплением морских сероцветных молассовых образований (нижние молассы). Общий структурный план позднеордовикских молассовых прогибов наследует определившийся ранее план геосинклинальных структур, но с формированием молассовых прогибов происходит как бы нивелировка структурных различий и образование единого плаща молассовых осадков в криптоэвгеосинклинальных и эвгеосинклинальных зонах, в прогибах и поднятиях. Позднеордовикские молассы являются предвестниками тех структурных преобразований, которые произошли в каледонидах Казахстана на границе ордовика и силура и привели к образованию в силуре обособленных от ордовикских структур силурийских молассовых прогибов.

В проявлении вулканической деятельности в ордовикской истории каледонид Казахстана отмечаются три максимума. Первый относится к началу ордовика. Он выражен извержениями материала андезитового состава главным образом в областях поднятий в эвгеосинклинальных зонах и в некоторых криптоэвгеосинклинальных структурах. Второй отвечает началу среднего ордовика (лланвирн и особенно лландейло) и характеризуется интенсивными извержениями андезитово-

базальтового состава во всех эвгеосинклинальных зонах. Третий максимум приурочен к началу позднего ордовика (средний — поздний карадок). С ним связано накопление мощных вулканогенных моласс, в которых преобладают вулканиты андезитового состава. В это время вулканическая деятельность, как и прежде, сосредоточивалась главным образом в эвгеосинклинальных зонах, хотя на отдельных участках она отмечается и в криптоэвгеосинклинальных структурах.

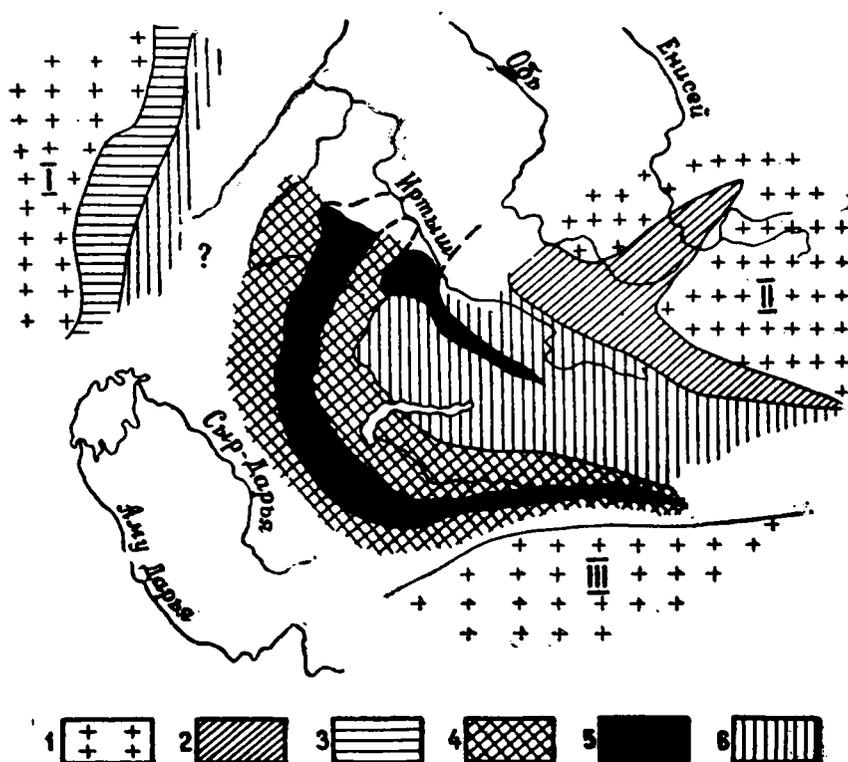


Рис. 15. Палеотектоническая схема Урало-Сибирского пояса и его обрамления в ордовике. 1 — области доордовиковской консолидации: I — Русская платформа, II — салаириды юго-западного обрамления Сибирской платформы, III — Таримский массив; 2 — миогеосинклинальные системы каледонид; 3 — миогеосинклинальные системы герцинид; 4 — криптоэвгеосинклинальные зоны эвгеосинклинальных систем каледонид; 5 — эвгеосинклинальные зоны эвгеосинклинальных систем каледонид; 6 — эвгеосинклинальные зоны герцинид.

Определенная периодичность отмечается и в проявлении интрузивного магматизма. По данным А. И. Иванова (1967), в ордовике Центрального и Южного Казахстана устанавливаются интрузивные комплексы, характеризующиеся значениями абсолютных возрастов 514 ± 16 , 470 ± 11 и 445 ± 14 млн. лет. Первая из этих цифр приблизительно соответствует границе кембрия и ордовика, вторая — середине ордовика, третья — границе ордовика и силура (Афанасьев, 1968). К комплексу с абсолютным возрастом около 514 млн. лет относится Бестамакский массив в Чингизе (Иванов, 1967), прорывающий отложения кембрия и трансгрессивно перекрытый осадками бестамакской свиты среднего ордовика (Никитин, 1962). Гранитоиды с абсолютным возрастом около 470 млн. лет широко распространены в эвгеосинклинальных зонах. Это курдайско-четыркульский комплекс Кандыктаса, прорыва-

ющий отложения среднего ордовика (Иванов, 1967; Лаверов, Власов, Воловикова, Иванов, 1965), крыккудукский комплекс Степнякского прогиба, рвущий осадки среднего и верхнего ордовика (Абдулкабиров, 1967; Шульга, 1968), Ащисуйский массив Чингиза, расположенный среди осадков, которые считаются верхнеордовикскими (Иванов, 1967). Некоторые из этих цифр противоречат имеющимся геологическим данным (крыккудукский комплекс, Ащисуйский массив). Геологическую позицию массивов или абсолютный возраст в этих случаях необходимо уточнить.

Абсолютный возраст около 445 млн. лет имеют отдельные массивы гранитоидов и мелкие тела габбро-плагиогранитов, широко распространенные в эвгеосинклинальных зонах, но отмечающиеся и в криптоэвгеосинклинальных структурах. Сюда относятся Зерендинский массив Кокчетавского поднятия (Соболев, Зыков, Ступникова, Богданов, 1968), гранитоиды первой фазы аралаульского комплекса (Шульга, 1968), а также степнякский комплекс Степнякского прогиба (Абдулкабиров, 1967), некоторые интрузивные тела Кандыктаса (Лаверов, Власов и др., 1965), гранодиориты Селетинского массива (Иванов, 1967).

Тектонические движения на рассматриваемой площади проявились неравномерно, с неодинаковой интенсивностью в разных структурах и на различных этапах их развития. Наиболее мобильными в этом отношении были зоны, непосредственно прилегающие к Джунгаро-Балхашской области, — Чингиз-Тарбагатайская и Ерементау-Чуилийская. Менее четко тектонические движения фиксируются в Степняк-Бетпакалинской зоне и совсем не проявлены в Кокчетау-Каратауской.

Структуры каледонид и герцинид Казахстана на западе граничат со структурами герцинид Урала, на востоке — с Алтае-Саянскими каледонидами. В пределах Урала уже в раннем палеозое обособляется западная, прилегающая к Русской платформе миогеосинклинальная зона (Бельско-Елецкая и Сакмаро-Левминская структурно-фациальные зоны ордовика) и восточная эвгеосинклинальная зона (Магнитогорско-Щучинская). Судя по уменьшению в восточном направлении количества вулканогенных образований в составе ордовикских отложений восточного склона Южного Урала, можно предположить, что к востоку от эвгеосинклинальной зоны Урала в ордовике располагалась криптоэвгеосинклинальная зона с преимущественно терригенным и кремнисто-терригенным осадконакоплением (Восточно-Уральская или Зауральская). Каледонские структуры Алтае-Саянской области представляют собой типичные миогеосинклинальные сооружения (Зоненшайн, 1963; Нехорошев, 1966).

При сравнении ордовикских структур каледонид и герцинид Казахстана со структурами периферических областей Урало-Сибирского пояса наибольшее сходство устанавливается между миогеосинклинальными зонами окраин пояса и криптоэвгеосинклинальными зонами его внутренних областей. В пределах всего пояса отчетливо проявлена общая тенденция к миграции тектонических движений, а вместе с ними и некоторых формаций (позднегеосинклинальные формации) от внутренних частей пояса к внешним, т. е. от эвгеосинклинальных областей к миогеосинклинальным.

Интересно было бы сравнить развитие в ордовике собственно эвгеосинклинальной зоны герцинид Урала (Магнитогорско-Щучинская зона) и герцинид Казахстана, также относящихся к эвгеосинклинальной области (Джунгаро-Балхашская зона). Очевидно, история развития этих структур должна была бы быть особенно близкой. Однако имеющиеся в настоящее время материалы по строению и развитию

этих зон слишком ограничены. Можно лишь отметить, что в тех и других вулканическая деятельность ордовика проявлялась наиболее интенсивно, местами, вероятно, непрерывно в течение всего периода и характеризовалась всеми теми особенностями, которые свойственны начальным этапам развития геосинклиналей.

Примеры относительно хорошо изученных эвгеосинклинальных сооружений каледонид за пределами Урало-Сибирского пояса и его юго-восточного продолжения ограничиваются каледонидами Великобритании, а также палеозойскими структурами западного и главным образом восточного обрамления Северо-Американского континента (пояса Магог и Фрезер). Отдельные фрагменты каледонских эвгеосинклинальных структур обнажаются среди герцинских сооружений Средней Европы (Баррандиен).

Ставшие классическими каледонские структуры Великобритании давно привлекали внимание многих советских исследователей. Вопросы седиментации, палеогеографии и истории становления структур, а также некоторые, главным образом вулканогенно-осадочные формации британских каледонид, по данным английских исследователей (Jones, 1936, 1938, 1956; Smith and Neville, 1945; Беннисон, Райт, 1972 и др.), неоднократно освещались в отечественной литературе (Белусов, Гзовский, 1945; Келлер, 1954, 1961; Павловский, 1958а, 1958б; Формозова, 1962; Хворова, 1965).

Наибольшая мощность ордовикских отложений, накопившихся в эвгеосинклинальных структурах каледонид Великобритании в Уэльском прогибе, оценивается в 5000—6000 м. Она соизмерима с мощностями ордовикских осадков в эвгеосинклинальных прогибах каледонид Казахстана. В целом близок и общий состав ордовикских формаций, которые и здесь, и там в основном состоят из морских зеленоцветных терригенных осадков, насыщенных на отдельных уровнях вулканогенными, андезито-базальтовыми, андезитовыми, реже кислыми по составу образованиями.

Карбонатные осадки в британских каледонидах слагают отдельные пласты и пачки главным образом на уровне среднего и верхнего ордовика. Они тяготеют к областям, прилегающим к поднятиям (область Герван на границе Южного Нагорья Шотландии, Южный Уэльс, Шропшир). Такая же картина в распределении карбонатных образований отмечается и в Казахстане. Исключение составляют области накопления карбонатных осадков нижнего и среднего ордовика в пределах криптоэвгеосинклинальных зон, которые не имеют аналогов в каледонидах Великобритании.

Обращает на себя внимание в общих чертах синхронное проявление и одинаковое направление развития вулканизма в обоих сравниваемых регионах. Как и в Казахстане, локальные проявления вулканической деятельности в каледонидах Великобритании отмечаются уже в тремадоке. Они известны на южном крыле купола Харлех, в горных районах Уэльса, на о. Скомер. Представлены они здесь то основными лавами и туфами, то чередующимися разнообразными по составу породами — от оливиновых долеритов до порфиоров (Формозова, 1962).

Рассматривая проявления вулканической деятельности в Северном Уэльсе, Л. Н. Формозова констатирует, что лландейльский ярус, в который включены ею и отложения лланвирна, в этой области наиболее богат основными вулканическими породами. «Многие английские геологи отмечают, что именно в лландейло на территории Северного Уэльса была интенсивная вулканическая деятельность, в большинстве случаев подводная, но иногда, может быть, вулканы поднима-

лись над уровнем моря в виде островов. Особенно мощная толща диабазовых лав и туфов (свыше 1000 м) слагает хребет Аренигских гор и окружающие его возвышенности» (Формозова, 1962, стр. 85).

К этому следует добавить, что интенсивные проявления вулканической деятельности в лланвирне и лландейло, а также в конце аренига известны и помимо Северного Уэльса. Мощные лландейльские вулканогенные толщи устанавливаются в Озерной области — борроудельская серия (Келлер, 1956; Белоусов, Гзовский, 1945). Они известны в лланвирне Южного Уэльса (фишгарская серия) и на его юго-востоке, в районе Билт (Хворова, 1965). Так же как в британских каледонидах, эффузивная деятельность в ордовике Казахстана наиболее интенсивно проявилась на уровне лланвирнского и лландейльского ярусов и выразилась в извержении близких по составу к уэльским масс андезитобазальтового состава (сагская серия Степнякского прогиба, савидская свита Коуского прогиба и Северной Бетпак-Далы, абаевская свита Чингиза и др.).

В Казахстане, как и в каледонидах Великобритании, вулканическая деятельность не ограничивалась лланвирнским и лландейльским веками. Во многих областях она началась уже в арениге. Постлландейльская вулканическая деятельность в казахстанских структурах проявилась более интенсивно, чем в Великобритании, и продолжалась в некоторых из них до конца ордовика, причем наиболее обширные площади были охвачены вулканизмом в начале позднего ордовика. В каледонидах Великобритании вулканическая деятельность в основном завершилась к концу среднего ордовика. В отличие от каледонид Великобритании в каледонидах Казахстана вулканическая деятельность ордовика завершилась извержениями преимущественно андезитового состава; продукты кислого вулканизма играют здесь подчиненную роль. Вообще продукты кислого вулканизма на всех уровнях вулканической деятельности в ордовике Великобритании, по-видимому, по сравнению с Казахстаном более распространены. Как отмечает И. В. Хворова (1965, стр. 60), «в геосинклинали Уэльса преобладали андезитовые и особенно риолитовые продукты, подводные же излияния основных (спилитовых) лав происходили лишь местами». Это, по мнению И. В. Хворовой, является одной из причин, обусловивших относительную бедность осадков ордовика Великобритании кремнистыми химико-биогенными образованиями, которые обычно связаны с продуктами основного вулканизма (спилитами). Второй причиной, обусловившей это явление, как отмечает И. В. Хворова, является высокая эксплозивность вулканической деятельности, в результате которой образовались огромные массы вулканокластического материала, подавившего хемогенную седиментацию. Последнее в равной мере относится и к областям проявления вулканической деятельности в каледонидах Казахстана, но за пределами этих областей в криптоэвгеосинклинальных зонах накопление кремнистых осадков имело значительные масштабы.

Обращает на себя внимание общность минеральных концентраций, образование которых определено вулканической деятельностью. С вулканогенными образованиями ордовика в Великобритании связаны концентрации марганца, железа, титана и фосфора (Формозова, 1962; Хворова, 1965). Аналогичная картина устанавливается и в Казахстане, но известные здесь рудопоявления и месторождения железа и марганца располагаются в областях, удаленных от районов вулканической деятельности (в криптоэвгеосинклинальной зоне), и связаны с осадками отдаленно-кремнистой формации.

Как известно, тремадокские отложения в Великобритании, как в Казахстане и во многих других областях Урало-Сибирского поя-

са, тесно связаны с осадками кембрия. Наиболее значительные тектонические движения отмечаются в великобританских каледонидах на границе тремадока и аренига. Они не привели к существенной перестройке структурного плана, но обусловили здесь трансгрессивное залегание осадков аренига на размытой поверхности тремадока и на более древних отложениях. По характеру этих тектонических движений каледониды Великобритании приближаются к периферическим структурам Урало-Сибирского пояса, поскольку в его внутренних структурах они проявлены очень слабо. Менее значительные тектонические движения отмечаются в Великобритании в начале карадока и в позднем ордовике. В. В. Белоусов и М. В. Гзовский (1945, стр. 143), цитируя Т. Джонса, отмечают, что «характерной чертой осадков верхнебельского возраста являются доказательства возобновившихся поднятий и следовавшей за ними энергичной эрозии суши, лежавшей восточнее геосинклинали, и новым появлением больших масс песчаных осадков на западе».

В области суши Грампианского нагорья эти движения, по-видимому, были столь энергичными, что привели к образованию высокогорного рельефа и накоплению в смежном с юга прогибе молассоидных осадков. В Казахстане тектонические движения на границе среднего и позднего ордовика положили начало общему воздыманию областей каледонид и почти повсеместному накоплению в них молассовых образований. Граница ордовика и силура в каледонидах Великобритании, так же как и во многих структурах Казахстана, подчеркивается признаками тектонических движений лишь в областях краевых поднятий, где эти движения обусловили трансгрессивное залегание нижнего силура в отложениях нижнего ордовика и кембрия.

Приведенный обзор свидетельствует о том, что история развития каледонид Великобритании в общих чертах близка к истории каледонид центральной части Урало-Сибирского пояса. Определенные различия заключаются в менее значительных по масштабу проявлениях вулканической деятельности в великобританских структурах, в более резкой выраженности признаков относительно поздних в пределах ордовика тектонических движений, в отсутствии внутренней структурной дифференциации, наблюдающейся в Казахстане. Все это, очевидно, обусловлено относительной узостью эвгеосинклинальной зоны Грампианского пояса и близостью стабильных платформенных масс. История геосинклинального развития казахстанских каледонид, удаленных от областей платформ по сравнению с каледонидами Великобритании, являет собой пример более мобильного и дифференцированного становления структур.

Наглядный пример сходной истории развития в ордовике удаленных областей зафиксирован в последовательности осадконакопления, которая наблюдается в Баррандиене в Чехословакии (Navlicek, Snajdr, 1955, 1956, 1957; Navlicek, 1962).

Ордовикские отложения этой области принимают участие в строении крупного синклинория, известного под названием Баррандиен и входящего в состав Молданубской зоны среднеевропейских герцинид. Как отмечает Л. Н. Формозова (1962, стр. 69), «... в формационном отношении палеозой Баррандиена представляет собой типичные отложения внутренних частей геосинклинальной области». Сравнительно небольшая по мощности толща ордовикских отложений Баррандиена (до 2500 м) состоит преимущественно из терригенных осадков, которые в центре юго-западной части синклинория насыщены вулканогенными образованиями. Несмотря на относительную локальность, вулканическая деятельность в этой области отмечается на протяжении почти все-

го ордовика. Она имела преимущественно основной характер. Так же как и в Казахстане, здесь устанавливаются два максимума проявления вулканизма, один из которых относится к лланвирну (шарецкий горизонт), а другой — к началу позднего ордовика (богдалецкий горизонт). В интервале между этими импульсами вулканизма вулканическая деятельность проявлялась лишь спорадически, и терригенные осадки раннего карадока, как отмечает Л. Н. Формозова по данным Б. Боучека, имеют, как и в Казахстане, флишевый характер. Наибольшее количество кремнистых осадков наблюдается здесь среди отложений раннего и начала среднего ордовика. С вулканогенными осадками и кремнистыми породами в Баррандиене связаны многочисленные месторождения железных руд, большинство из которых приурочено к шарецкому горизонту лланвирна.

В целом отложения ордовика Баррандиена образуют непрерывную серию, отражающую один цикл накопления морских осадков. Начало этого цикла фиксируется размывом на рубеже кембрия и ордовика, связанным с появлениями тектонических движений (чешская фаза). Окончание подчеркивается перерывом на границе ордовика и силура. Признаки тектонических движений отмечаются и в арениге. Ими обусловлены палеогеографические преобразования, предшествующие максимальному развитию ордовикской трансгрессии в лланвирне.

Как уже отмечалось, исчерпывающая сравнительная характеристика развития криптоэвгеосинклинальных структур Кокчетау-Кара-тауской зоны и миогэосинклинальной зоны Аппалачей в Северной Америке приведена в работе А. Л. Книппера (1963). Что же касается ордовикских эвгеосинклинальных структур Северной Америки, то история их развития (пояса Магог и Фрезер) восстанавливается лишь в самых общих чертах (Ирдли, 1954; Кэй, 1955; Кинг, 1961), и имеющиеся материалы слишком общи для сравнения с развитием в ордовике каледонид Урало-Сибирского пояса. Это обусловлено тем, что в большей части эвгеосинклинальной зоны Аппалачей отложения ордовика глубоко метаморфизованы и пронизаны плутонами («кристаллические» Аппалачи), а в Северо-Американских Кордильерах история развития этих структур замаскирована последующими — киммерийскими преобразованиями. Более определенные данные имеются лишь в отношении развития в ордовике северо-восточной части эвгеосинклинальной зоны Северных Аппалачей (Новая Англия, Нью-Брансуик, Новая Шотландия и Ньюфаундлен). Как отмечает А. Л. Книппер (1963), своеобразными чертами ее развития служат обилие перерывов и несогласий в нижнем палеозое и одновременное проявление вулканизма в пределах различных структур. Однако, по-видимому, и здесь основная масса вулканических проявлений относится к раннему и главным образом к началу среднего ордовика, хотя в некоторых областях (Вермонт, Нью-Гемпшир) максимум вулканических проявлений отмечается в позднем ордовике.

Интересно отметить, что в конце среднего и в позднем ордовике в миогэосинклинальную зону Аппалачей с востока, из эвгеосинклинальной зоны, начинали поступать массы терригенного материала, в результате чего образовались «выклинивающиеся обломочные толщи» — «обломочные клинья» (Кинг, 1961). Среди них местами отмечаются красноцветные отложения. Все это свидетельствует об общем воздымании эвгеосинклинальной зоны и о возникновении здесь крупных областей суши.

В заключение беглого обзора развития в ордовике эвгеосинклинальных структур Великобритании, Средней Европы и Северной Америки, предпринятого в целях сравнения с развитием каледонид Казах-

стана, следует отметить, что характерной чертой всех этих сооружений является приблизительно одновременное проявление вулканизма. Вулканическая деятельность, начавшись еще на заре раннего палеозоя мощными излияниями, которые привели к образованию типичных для начального этапа геосинклинального развития спилито-диабазовых формаций, к концу кембрия во всех эвгеосинклинальных зонах почти полностью прекратилась.

Второй максимум вулканической деятельности отмечается в начале среднего ордовика. Он уступает по интенсивности начальному вулканизму, но устанавливается во всех эвгеосинклинальных структурах каледонид Урало-Сибирского пояса, в каледонидах Великобритании, в ордовикских эвгеосинклинальных структурах герцинид Средней Европы, менее определено — в эвгеосинклинальных зонах Северной Америки и, по-видимому, даже в эвгеосинклинальных структурах Тасманской складчатой области на востоке Австралии (андезиты Уолли и Карго; Stevens, 1956). В отличие от начального вулканизма в кембрии вулканическая деятельность в начале ордовика и в среднем ордовике, протекавшая также преимущественно в подводной обстановке, выразилась главным образом в извержении вулканогенного материала андезитового и андезито-базальтового состава. Во внутренних частях эвгеосинклинальных систем отмечается отклонение состава извергающегося материала в сторону более основного (Казахстан и Северный Тянь-Шань, Чехословакия).

Следующий, еще менее значительный максимум вулканических проявлений отмечается в начале позднего ордовика. Он выражен главным образом во внутренних структурах эвгеосинклинальных зон (Казахстан, Северный Тянь-Шань, Чехословакия) и характеризуется извержениями материала преимущественно андезитового состава. В краевых структурах эвгеосинклинальных зон эти проявления вулканической деятельности выразились локальными излияниями главным образом кислого состава.

Проявления вулканизма в эвгеосинклинальных зонах каледонских структур предопределили распространение ордовикских кремнисто-сланцевых формаций и связанных с ними руд железа и марганца (Формозова, 1962; Хворова, 1965). В соответствии с максимумом проявлений основного и среднего вулканизма в конце раннего и начале среднего ордовика подавляющее большинство рудной минерализации сосредоточено в эвгеосинклинальных областях геосинклинальных поясов Европы и Северной Америки среди отложений аренига, лланвирна, а также лландейло. Менее многочисленны они в отложениях позднего ордовика. Очевидно, не составляет в этом отношении исключения и Казахстан, в пределах которого так же, как и в Северном Тянь-Шане, на уровне аренига и лланвирна обнаружены аналогичные кремнисто-сланцевые формации и связанные с ними железные и марганцевые руды. Определенный интерес в этом отношении представляют также кремнистые осадки верхов среднего(?) и верхнего ордовика, широко распространенные по периферии Джунгаро-Балхашской зоны.

Для большинства каледонских структур характерна начиная с позднего ордовика тенденция к общему воздыманию. Она привела к образованию в позднем ордовике молассовых формаций в каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня, к проявлению большого количества грубообломочных, местами молассоидных осадков в каледонидах Великобритании, к возникновению «выклинивающихся обломочных толщ» в миогеосинклинальных структурах Аппалачей.

По-видимому, своеобразной чертой эвгеосинклинальных областей геосинклинальных поясов является тенденция к обособлению крипто-

эвгеосинклинальных зон, отчетливо проявленная во внутренней части Урало-Сибирского пояса. Они не имеют аналогов среди других известных структур каледонид, поскольку последние либо относятся к сооружениям окраинных частей эвгеосинклинальных областей, либо представляют собой небольшие фрагменты каледонских структур, сохранившихся среди герцинских или более молодых складчатых систем.

На фоне общего развития всего Урало-Сибирского пояса в ордовике отчетливо обособляются области казахстанских, джунгаро-балхашских и, по-видимому, зайсанских герцинид. Все имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют о том, что эти области в своем геосинклинальном развитии отставали от смежных структур, геосинклинальное развитие которых завершилось в каледонском этапе. Таким образом, эти структуры, вероятно, представляют собой остаточные геосинклинальные системы, геосинклинальное развитие которых окончилось в среднем палеозое. Этим подтверждается высказывавшееся рядом исследователей и сформулированное Б. И. Борсуком предположение о том, что «весь Центральный и Южный Казахстан должен рассматриваться как область, геосинклинальная стадия развития которой, начавшаяся в нижнем палеозое, продолжалась в наиболее подвижных участках вплоть до конца визейского века и что в Казахстане мы имеем дело с единой каледонской геосинклиналью, постепенно, в процессе отмирания, мигрировавшей в среднем палеозое во внутренние части страны» (Борсук, 1960, стр. 295). Рассмотренная история развития в ордовике тектонических структур Центрального и Южного Казахстана наглядно иллюстрирует начало такого «отмирания» геосинклинального развития во внутренних частях Урало-Сибирского пояса.

* * *

В работе сведены все основные материалы по биостратиграфии ордовикских отложений Казахстана, и в соответствии с этими материалами рассмотрена обобщенная биостратиграфическая шкала. Эта шкала положена в основу корреляции различных по вещественному составу и последовательности накопления толщ, принимающих участие в строении разнообразных тектонических структур. Это дало возможность наметить основные черты палеогеографических обстановок, последовательно сменявшихся в ордовике на территории Казахстана и прилегающих к нему областей. В заключение оказалось возможным подойти к палеотектоническим реконструкциям, в результате которых определились особенности становления тектонических структур в конце нижнего палеозоя во внутренних частях Урало-Сибирского пояса, а также выяснить некоторые общие черты и различия в развитии изученной области и других существовавших в это время геосинклинальных систем.

Таким образом, все палеогеографические и палеотектонические построения в данной работе опираются на стратиграфическую и прежде всего на биостратиграфическую основу. Между тем автор отдает себе отчет, что эта основа отражает только определенный этап в изучении вопроса. В ней еще очень много неясных, зачастую противоречивых построений и допущений, основывающихся на общих соображениях. По мере накопления новых материалов, вероятно, представится возможность по-иному коррелировать те или иные разрезы внутри Казахстана. Это, несомненно, позволит уточнить современные палеогеографические реконструкции, а возможно, и приведет к их коренной перестройке. Приступая к данной работе, автор ставил перед собой цель наметить общие закономерности геологического развития Казахстана в ордовике, имея при этом в виду, что в дальнейшем эти представления будут совершенствоваться и видоизменяться.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабирова М. А. Особенности металлогении Северного Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1967, № 5.
- Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Королев В. Г. К стратиграфии кембро-ордовикских отложений Сары-Джасского района (Центральный Тянь-Шань). Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 3. Фрунзе, 1962.
- Азербайев Н. А. Изучение микроструктурных особенностей кремнистых пород ордовика Байконурского синклинория на электронном микроскопе. «Вестн. АН КазССР», 1969, № 6.
- Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Далы. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 7, 1955.
- Альперович Е. В. Стратиграфия ордовикских отложений Атасу-Жамшинского водораздела. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, ч. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Антонюк Р. М., Аксаментова Н. В. Верхний ордовик и нижний силур Северо-Западного Предчирчингизья. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, вып. 4.
- Аполлонов М. К. О каледонидах Казахстана. Материалы Первой научной конференции молодых ученых Академии наук Казахской ССР. Алма-Ата, 1968.
- Аполлонов М. К. О возможности применения терминов «эвгеосинклиналь» и «миогесинклиналь» к каледонидам Восточного Казахстана. «Вестн. АН КазССР», 1972, № 11.
- Асатулаев Н. П., Беляков Л. В., Дорохов М. Л., Журавлев Б. Я., Кац Я. Г., Михайлов А. Е., Тихомиров В. Г., Успенский Е. П. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан). «Сов. геол.», 1965, № 4.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 1. Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. М., 1968.
- Афанасьев Г. Д. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении. В кн.: «Проблемы геохимии и космологии». М., «Наука», 1968.
- Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. «Сов. геол.», 1967, № 2, 3.
- Бабичев Е. А., Мазарович О. А., Минервин О. В., Хэ Го-ци. О возраст-яшмо-кремнистых отложений южной части Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан). «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, т. 40, № 4.
- Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика среднего течения р. Селеты (Центральный Казахстан). «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1953, т. 28.
- Бандалетов С. М. Силур Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Геосинклинали, их строение, история и законы развития. Каледонская геосинклиналь Великобритании. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1945, т. 20.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1964.
- Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Беспалов В. Ф., Еремин В. К., Есенов Ш. Е. Краткий очерк геологии Казахстана. В сб.: «Вопросы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1964.

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Сов. геол.», 1954, сб. 41.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 1.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, т. 40, вып. 5, 6.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением легенды второго издания Международной тектонической карты Европы масштаба 1:25 000 000). «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1963, т. 38, вып. 3.

Бондаренко О. Б. Геллиолитиды и табуляты ордовика Чу-Илийских гор. Ордовик Казахстана, т. III. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 9, 1958.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 6, 1955.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 41, 1961.

Борсук Б. И. Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1954, вып. 18.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955а.

Борукаев Р. А. Условия осадконакопления в докембрии и палеозое северо-востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1955б, вып. 11.

Борукаев Р. А. История геологического развития Восточного Казахстана в допалеозое и нижнем палеозое. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960а.

Борукаев Р. А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960б.

Борукаев Р. А. История тектонического развития Чингизской геосинклинической зоны (Центральный Казахстан). «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1961, вып. 3.

Борукаев Р. А. История тектонического развития. В кн.: «Региональная геология — геология Чингизской геосинклинической зоны». Труды ИГН АН КазССР, т. 5, 1962.

Борукаев Р. А. Палеогеография Восточного Казахстана в кембрийский период. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1967, вып. 5.

Борукаев Р. А., Беспалов В. Ф. Геология Центрального Казахстана. Труды Карагандинской научной сессии, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Борукаев Р. А., Каюпов А. К., Ляпичев Г. Ф., Мирощинченко Л. А. Тектоническое и металлогенное районирование Восточного Казахстана. «Вестн. АН КазССР», 1965, № 11.

Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Складчатые комплексы Восточного Казахстана. В сб.: «Вопросы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1964.

Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. История развития геосинклиналей Восточного Казахстана в рифее и в нижнем палеозое. В сб.: «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., «Наука», 1967.

Величкин В. И. Особенности нижнепалеозойской истории развития северо-восточной части Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 5.

Владимирская Е. В., Желтоногова В. А. Силурийские отложения Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Стратиграфия палеозоя Средней Сибири». Новосибирск, «Наука», 1967.

Вознесенский В. Д. О возрасте ургинджальского комплекса в Прибалхашье и некоторых структурных особенностях Прибалхашья в конце раннего и начале среднего палеозоя. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Войновский-Кригер К. Г. Ордовик Левминской фашиально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 35, № 3.

Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. Труды ИГН АН КазССР, т. 13, 1965.

Гинцингер А. В. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая. Труды СНИИГГИСа, вып. 5, 1959.

Гинцингер А. В., Сенников В. М. Ордовик Алтае-Саянской области. В кн.: «Стратиграфия палеозоя Средней Сибири». Новосибирск, «Наука», 1967.

Голышев С. Н., Филатова Н. И. Структурно-фашиальная зональность палеозойского фундамента хребта Тарбагатай. «Бюлл. МОИП», 1968, т. 43, вып. 6.

Заравняева В. К. Эффузивный вулканизм нижнего палеозоя Сарысу-Тенизского водораздела. В сб.: «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Заравняева В. К., Звонцов В. С. Порфириновая формация верхнего кембрия тремадока (торткуджуская свита). В кн.: «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана». Труды ИГН АН КазССР, т. 13, 1965.

Заравняева В. К., Антонюк Р. М., Рахимбаев Т. Вулканогенная (порфириновая) формация ашгильского яруса верхнего ордовика. В кн.: «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана». Труды ИГН АН КазССР, т. 13, 1965.

Зима М. В. Отложения ордовика и предполагаемого силура района пос. Ак-Куль (Тянь-Шань). В сб.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. IV. Фрунзе, Изд-во АН Киргизской ССР, 1964.

Зоненшайн Л. П. Некоторые черты структуры и развития Западного Саяна. В кн.: «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, СО АН СССР, 1963.

Зоненшайн Л. П. Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со средневропейскими палеозоидами. В кн.: «Орогенные пояса». М., «Наука», 1968.

Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. В сб.: «Геология Средней Азии». Л., Изд-во ЛГУ, 1961.

Иванов А. И. Абсолютный возраст гранитоидов Центрального и Южного Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1967, № 5.

Ирдли Л. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1947.

Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1951—1952, вып. 14—15.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 104, 1949.

Келлер Б. М. Типовые разрезы ордовика. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 154, «Ордовик Казахстана», т. I, 1954.

Келлер Б. М. Общий обзор стратиграфии ордовика Чу-Илийских гор. Труды Геол. ин-та СССР, вып. 1, «Ордовик Казахстана», т. II, 1956.

Келлер Б. М. Общий обзор строения тремадокского яруса по важнейшим разрезам Европы, Азии и Северной Америки. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 18, «Ордовик Казахстана», т. IV, 1961.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.

Киселев В. В., Королев В. Г. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. В сб.: «Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1964.

Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклиория. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 90, 1963.

Копятевич Р. А., Фрид Н. М. Вулканогенная формация бельсуйской серии нижнего — среднего ордовика. В кн.: «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана». Труды ИГН АН КазССР, т. 13, 1965.

Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. «Изв. Кирг. филиала Всесоюз. геогр. об-ва», 1961, вып. 3.

Королев В. Г., Мисюс П. П. Типы разрезов нижнего палеозоя в восточной части Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, т. 11, вып. 2.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.

Лаверов Н. П., Власов Б. П., Воловикова М. М., Иванов И. Б. Некоторые вопросы геологии Кандыктасских гор (Южный Казахстан) в свете определения абсолютного возраста магматических пород. «ДАН СССР», 1965, т. 160, № 4.

Левина С. Д., Львова Т. Н. О происхождении карбонатных пород в отложениях кародака Селеты-Степнякского района Северного Казахстана. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1959, № 5.

Лисогор К. А. Предварительные результаты изучения биостратиграфии тамдинской свиты Малого Каратау. Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и нижнего палеозоя Восточного Казахстана, т. 1, 1960.

Лисогор К. А. Биостратиграфия тамдинской серии Малого Каратау. «ДАН СССР», 1966а, т. 169, № 1.

Лисогор К. А. Стратиграфия нижнего палеозоя (тамдинской серии) юго-восточной части хр. Малого Каратау. В сб.: «Геология», вып. 1. Алма-Ата, 1966б.

Лялин Ю. И. Вулканогенная свита верхнего кембрия тремадока хребта Чингиз. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1959, вып. 3 (36).

Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геосинклиория. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1964.

Львова Т. Н., Дементьев П. К., Иванов Д. Н., Кисляков Я. Н. Строение рифогенных отложений в нижнем палеозое Северного Казахстана. В кн.: «Материалы по региональной тектонике СССР». М., 1964.

Мазарович О. А. Формации варисийского комплекса каледонид Казахстана. В сб.: «Геологические формации». Л., 1968.

Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1961, т. 36.

Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1951, т. 26, № 3.

Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. «Геотектоника», 1965, № 2.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1968, т. 13, № 5.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, П. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1955—1956.

Наливкин Д. В., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Условные обозначения и методические указания по составлению «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР». М., Госгеолтехиздат, 1962.

Недовизин А. А. К стратиграфии акжальской свиты Чу-Илийских гор. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1961, вып. 2 (43).

Ненашев Ю. П., Проскурников В. Е., Пупышев Н. А., Гурина Т. И. Стратиграфическое положение яшмово-диабазового комплекса в Жаман-Сарыуском антиклинории. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1953.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.

Никитин И. Ф. Средний и верхний ордовик. В кн.: «Геология Чингизской геоантиклинорной зоны». Труды ИГН АН КазССР, т. 5, 1962.

Никитин И. Ф. Новые данные по стратиграфии ордовика Северного Приишмья в Центральном Казахстане. В сб.: «Материалы по региональной стратиграфии СССР». М., 1963.

Никитин И. Ф. Структурно-фациальные зоны ордовика запада Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, вып. 3.

Новохатский И. П. Кремнистые железо-марганцевые формации ордовика Тянь-Шаня и Казахстана. В кн.: «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1968.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.

Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным схемам Урала. Л., 1968.

Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958а, № 8.

Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958б, № 7.

Палец Л. М. Стратиграфия отложений ордовика северо-западного окончания Чу-Илийских гор (район лога Каратал). В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1965.

Похвиснева Е. А. Условия образования каледонской молассы в хребте Каратау (Южный Казахстан). «Изв. вузов, геология и разведка», 1961, № 7.

Пушаровский Ю. М. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 149, 1953, № 62.

Рукавишников Т. В., Салин Б. А. Новые данные по стратиграфии ордовика гор Кандыктас. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1965.

Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972.

Рухин Л. В. Основы литологии. М., Гостехиздат, 1953.

Сагунов В. Г. Фосфориты и фосфористые породы в Северном Казахстане. В кн.: «Геология и ресурсы агрохимического сырья Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1965.

Сагунов В. Г., Каримов С. Г. Марганцевые руды Северного Казахстана как удобрения. В кн.: «Геология и ресурсы агрохимического сырья Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1965.

Самыгин С. Г., Титов В. И., Клемина Л. Н., Ившин Н. К., Оренбургский М. А. К вопросу о развитии Чингизского и Аркалыкского антиклинориев (Восточный Казахстан) в позднем кембрии—среднем ордовике. «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 2.

Синицин В. М. Палеогеография Азии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Соболев Р. Н., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Богданов А. Н. К геохронологии палеозойских интрузивных комплексов гранитоидов Центрального Казахстана. В кн.: «Проблемы геохимии и космологии». М., «Наука», 1968.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.

Степаненко А. Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 9.

Турбин Л. И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня. Труды Управления геологии и охраны недр при Совете Министров КиргССР, сб. 2, 1962.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 70, 1962.

Хабелашвили А. И. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях Ишимской Луки (Центральный Казахстан). «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966а, № 3.

Хабелашвили А. И. О возрасте марганцевоносных отложений Ишимской Луки (Центральный Казахстан). «Вестн. АН КазССР», 1966б, № 8 (258).

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолаассовая формация Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Хворова И. В. Ордовикская вулканогенно-сланцевая формация Уэльса. В кн.: «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей». М., «Наука», 1965.

Хворова И. В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прогного. В кн.: «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 1. М., «Наука», 1968.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.

Четверикова Н. П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. М., 1960.

Шатский Н. С. Фосфоритовосные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шейнман Ю. М. Некоторые черты каледонид Евразии. В кн.: «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Шлыгин Е. Д. Геологическая история и геологическое строение Казахстана. В кн.: «Очерки по физической географии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1952.

Шлыгин Е. Д. Каледониды Сибири и Европы. В сб.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Шлыгин Е. Д., Королева М. Н. Типы стратиграфических разрезов и палеогеография ордовика Пристепнянского района Северного Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1956, вып. 22.

Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы тектонического районирования Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.

Штилле Г. Введение в строение Америки. В кн.: «Избранные труды». М., «Мир», 1964.

Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Космурун. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 101, № 32, 1948.

Шульга В. М. Гранитоидные комплексы восточной части Северного Казахстана. В кн.: «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Шульга В. М., Булыго Л. В. Общие закономерности тектоно-магматического развития и основные черты тектонического строения восточной части Северного Казахстана. В сб.: «Геология Центрального Казахстана». Труды ЦКГУ, вып. 3, 1969.

Bloomer R. O., Werner H. J. Geology of the Blue Ridge region in Central Virginia. «Bull. Geol. Soc. America», 1955, vol. 66, № 5.

Havlicek V. Spodni a stredni llandeil na brdskych Hrebenech mezi Mniskem a Jilovistem. Zpr. geol. vyzk. vr. 1961. Praha, 1962.

Havlicek V., Snajdr M. Nekteré problémy paleogeografie stredoceskeho ordoviku. Sbor. UUG, 1, 21. Praha, 1955.

Havlicek V., Snajdr M. Paleogeografie tremadockého more v Barrandienu. Sbor. UUG, 22. Praha, 1956.

Havlicek V., Snajdr M. Facialni vyvoj skidavu, Panvirnu a llandeila v Barrandienu. Sbor. UUG, 24. Praha, 1957.

Jones O. T. On the evolution of a Geosyncline. «Quart. Journ. Geol. Soc. London», 1938, vol. 94, pt. 2.

Jones O. T. The geological evolution of Wales and the adjacent region. «Quart. Journ. Geol. Soc. London», 1956, vol. 112, pt. 4.

Smith B., Neville G. North Wales. Brit. region. Geology. Geol. Surv. London, 1945.

Stevens N. C. Further notes on Ordovician formations of Central New South Wales. «Journ. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales», 1956, 90, № 2.

Trümpy R. Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. «Bull. Geol. Soc. America», 1960, vol. 76, № 6.

THE ORDOVICIAN OF KAZAKHSTAN

PALEOGEOGRAPHY AND PALEOTECTONICS

The book deals with main features of the paleogeographical alternating conditions which existed in the Ordovician on the territories of Kazakhstan and the adjacent regions. These studies allow to approach paleotectonic reconstructions which resulted in characteristic establishment of tectonic structures by the end of the Lower Paleozoic in the inner parts of the Urals-Siberian Belt, and also to show some common features as well as differences in the development of the investigated region in relation to other geosyncline systems existing during that period.

PALEOGEOGRAPHY

In the Ordovician, the East Kazakhstan territory related to the sea which had free communication with certain seas and was a part of the world ocean. In the ranges of this sea some systems of islands and separate large land masses were marked. One of these island systems was confined to the central part of the Kokchetau-Karatau Zone, surrounding Central Kazakhstan from the west, while another system occupied the Erementau-Chuili Zone and traced from the Erementau-Niyaz anticlinorium region up to Kendyktas.

The Ordovician sea of Kazakhstan occupied mainly the shallow part of the shelf where carbonate and terrigenous deposits or volcanic sediments were intensively accumulating. Relatively deepwater regions, in which thin argillaceous and siliceous sediments were deposited, originated only in the Early and Middle Ordovician along the western periphery of Central Kazakhstan being traced to the south into the Great Karatau region. It appears that relatively deepwater regions were also those where during the Middle and Late Ordovician under subaqueous conditions thick masses of volcanic deposits were formed. These basins represented rather deepwater areas with a contrasting volcanic relief.

The terrigenous deposits, accumulated during the Early Ordovician and at the beginning of the Middle Ordovician, are almost throughout of quartzofelsphatic composition. Beginning from the Llandeilo up to the end of Ordovician, the polymictic or greywacke deposits are markedly predominant in the terrigenous complexes.

The largest areas, within which in the Early Ordovician and at the beginning of the Middle Ordovician carbonate beds were deposited, are the Karatau-Talas Subzone of the Karatau-Kokchetau Zone and

the Agadyr-Dzhungar Subzone of the Erementau-Chuili Zone. During the Late Ordovician, accumulation of carbonate beds was mainly associated with bioherm structures. The largest of them formed almost continuous belt traced along the boundaries of the Chinghiz-Tarbagatai and the Dzhungaro-Balkhash Zones, and farther on between the Chinghiz-Tarbagatai and the Erementau-Chuili Zones. It appears that a barrier reef confined to the system of narrow elevations existed there. Bioherm structures of lesser significance have been observed in the north and south of the Erementau-Chuili Zone, in the north of the Stepnyak-Betpakdala Zone, and in the central part of the Dzhungaro-Balkhash Zone.

By the end of the Llandeilo, one of the most significant stages of the volcanic activity which had begun as early as the Early Ordovician, was basically completed. This process had an essential effect on the entire paleogeographic conditions of the period, affecting the sedimentation almost in every basin. In some areas, the sequence of the volcanic activity has been characterized by the change of lava composition from basic to acid. In other areas this sequence is less marked or it may be generally disturbed by the irregular alternations of lava eruptions with pyroclastic beds of andesite and basaltic composition. Evidently the main type of volcanic activity was of the central type.

Characteristic features of the Llanvirnian and Llandeilian accumulations of sediments in basins outside the ranges of volcanic zones, were the abundance and variety of siliceous deposits.

The second maximum of volcanic eruptive manifestation is observed during the Late Ordovician. During that period volcanic activity embraced separate areas of the Kokchetau-Karatau Zone, as well as the Stepnyak-Betpakdala, North Tien Shan, Chinghiz-Tarbagatai and Dzhungaro-Balkhash Zones. The difference with the Middle Ordovician was that during the Late Ordovician volcanic activity took place mainly in the ranges of shallow-water basins, sometimes under subaerial conditions. And only through the Dzhungaro-Balkhash Zone periphery, a belt of relatively deepwater basins was isolated, in which thick beds of lavas and pyroclastic deposits mainly of basic composition and in certain places thick jasper bands were accumulated.

A great number of corals in the Late Ordovician deposits, the presence in the Middle and Late Ordovician deposits of green and red calcareous algae evidence that the Ordovician sea was warm-water, and suggest that it was located within the subtropical belt.

The successive expansion of the land during the Ordovician proves general regression of the Kazakhstan marine basin. Already marked by the end of the Ordovician over the Central Kazakhstan periphery vast land masses outlined in general the contour of the partly closed basin which had isolated at the beginning of the Silurian.

PALEOTECTONICS

Position of the Kazakhstan Caledonides and Hercynides in the interior part of the Urals-Siberian Belt, intensity of magmatic processes, and wide occurrence of siliceous rock associations evidence that these structures belong to eugeosynclines. They are composed of the eugeosyncline and cryptoeugeosyncline zones. The latter originated at the early stage of geosyncline development within the eugeosyncline region. They are timed with the systems of the main steady uplifts. Within the ranges of the Kazakhstan Caledonides, two cryptoeugeosyncline zones have been distinguished: the western Kokchetau-Karatau Zone and the eastern Erementau-Chuili Zone. The former appears to be initiated at the

end of the Pre-Paleozoic and, being the region of geosyncline sedimentation, ceased to exist by the end of the Ordovician. The Erementau-Chuili Zone had isolated in the Cambrian and completed its development in the Silurian. The eugeosyncline zones proper are the opposite of the cryptoeugeosyncline zones. The similarity of the sequences of Kazakhstan eugeosyncline zone Ordovician deposits and the same direction of their development suggest the possibility that these zones joined together beyond Central Kazakhstan forming one volcanic belt. This belt may be traced from the Tarbagatai to the Chinghiz. In the north-west, it evidently skirted the Erementau-Chuili Zone structures wedging out in the north-eastern direction and stretched along the Stepnyak-Betpakdaly Zone up to the North Tien-Shan. In the south-east, the belt is traced beyond the USSR in the Eastern Tien-Shan.

The Ordovician includes the end of the initial (?), the middle and late stages of the geosyncline development of Kazakhstan Caledonides. Judging from the nature of rock associations during this period, Hercynides underwent their initial stage. The late geosyncline stage in Caledonides is marked by general tendency to upthrusting of structures and accumulation of marine grey molassa formations (lower molassas).

During the Ordovician history of Kazakhstan Caledonides, three maxima of volcanic activity manifestation are distinguished. The first one relates to the beginning of the Ordovician. It is expressed by the eruption of ejectamenta of andesite composition mainly in the uplift regions in eugeosyncline zones and in some cryptoeugeosyncline structures. The second maximum relates to the beginning of the Middle Ordovician (the Llanvirnian and particularly Llandeilo); it is characterized by intensive eruptions of andesite-basalt composition throughout the eugeosyncline zones. The third maximum is confined to the beginning of the Late Ordovician (the Middle-Late Caradoc). It involves accumulation of thick volcanous molassas where volcanites of andesite composition predominate.

The review of Caledonian structures in Great Britain, Central Europe and North America evidences that just as in the Caledonides of the Urals-Siberian Belt, similar series of the Ordovician formations are observed in all these areas. One's attention is drawn to the generally contemporaneous eruptive manifestation.

In the eugeosyncline zones of Caledonian structures, volcanicity predetermined the range of Ordovician flinty-slate formations and of the associated with them iron and manganese ores.

The Dzhungar-Balkhash and Zaisan Hercynide areas are particularly marked against the background of general development of the entire Urals-Siberian Belt in the Ordovician. The present available data prove that the geosyncline development of these areas was rather slower than that of the adjacent structures which had been completed during the Caledonian stage.

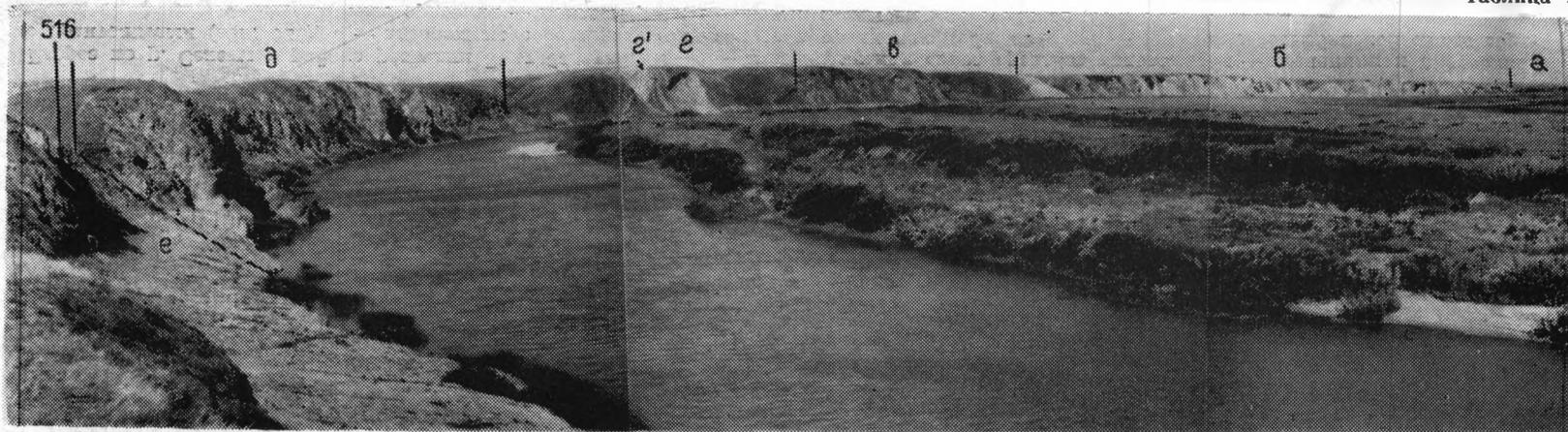
The history of development of tectonic structures in the Ordovician clearly illustrates beginning of the «extinction» of the geosyncline regime in the Kazakhstan part of the Urals-Siberian Belt.

ОГЛАВЛЕНИЕ

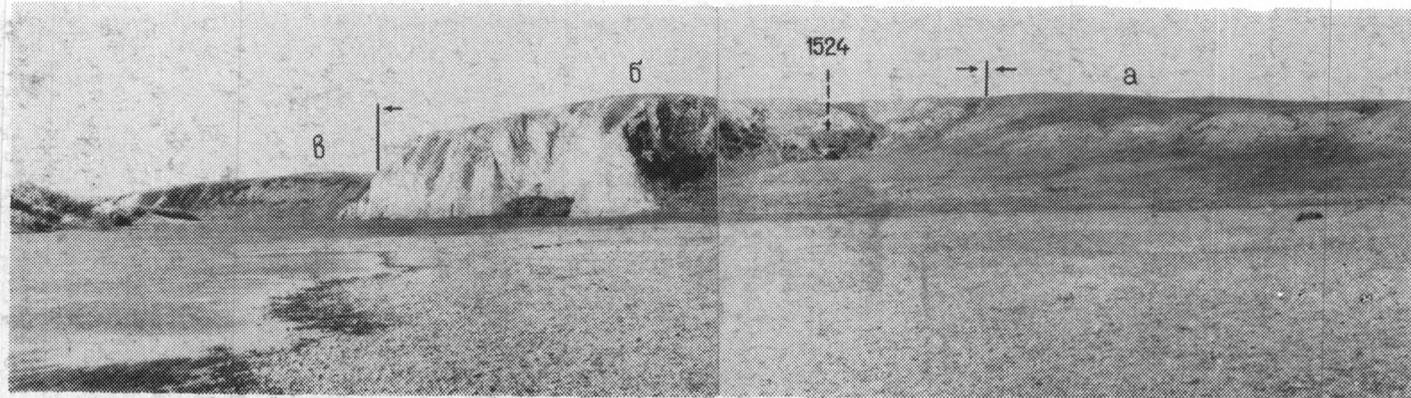
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	3
Общий обзор палеогеографии ордовика Казахстана	—
Ранний ордовик	6
Тремадокский век — сатпакское и олентинское время	—
Аренингский век — рахметовское и когашикское время	9
Средний ордовик	11
Лланвирнский век — копалинское и караканское время	—
Лландейльский век и начало карадока — целиноградское время	13
Конец раннего карадока — еркебиданское время	20
Поздний ордовик	23
Средний и поздний карадок — андеркенское и дуланкаринское время	—
Ашгилльский век	30
ПАЛЕОТЕКТОНИКА	35
Главные формации	—
Ордовикские формации каледонид Казахстана	36
Среднегеосинклинальные формации	—
Карбонатная формация нижнего и среднего ордовика	—
Группа отдаленных кремнисто-терригенных формаций нижнего и среднего ордовика	39
Группа вулканогенных формаций нижнего и среднего ордовика	43
Группа флишевых формаций среднего ордовика	46
Позднегеосинклинальные формации	52
Нижняя терригенная моласса	53
Нижняя вулканогенная моласса	57
Ордовикские формации герцинид Казахстана	60
Кремнисто-андезито-базальтовая формация	—
Андезито-дацит-терригенная формация	62
Основные структуры	63
Ордовикские структуры каледонид Казахстана	70
Кокчетау-Каратауская криптоэвгеосинклинальная зона	—
Степняк-Бетпакдалинская и Северо-Тяньшаньская эвгеосинклинальные зоны	74
Еремантау-Чуилийская криптоэвгеосинклинальная зона	76
Чингиз-Тарбагатайская эвгеосинклинальная зона	77
Каледониды казахстанской части Алтае-Саянской области	79
Ордовикские структуры герцинид Джунгаро-Балхашской зоны	80
Некоторые общие закономерности размещения и развития структур Казахстана в ордовике	82
Литература	91
The Ordovician of Kazakhstan, paleogeography and paleotectonics	96
Приложение — таблицы I—XVI	99

ПРИЛОЖЕНИЕ

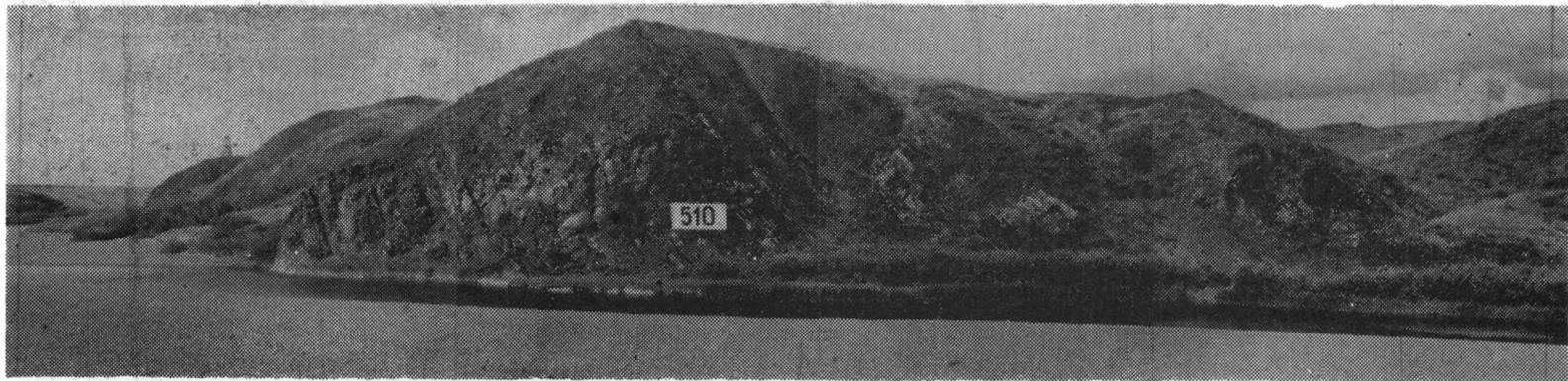
ТАБЛИЦЫ I—XVI



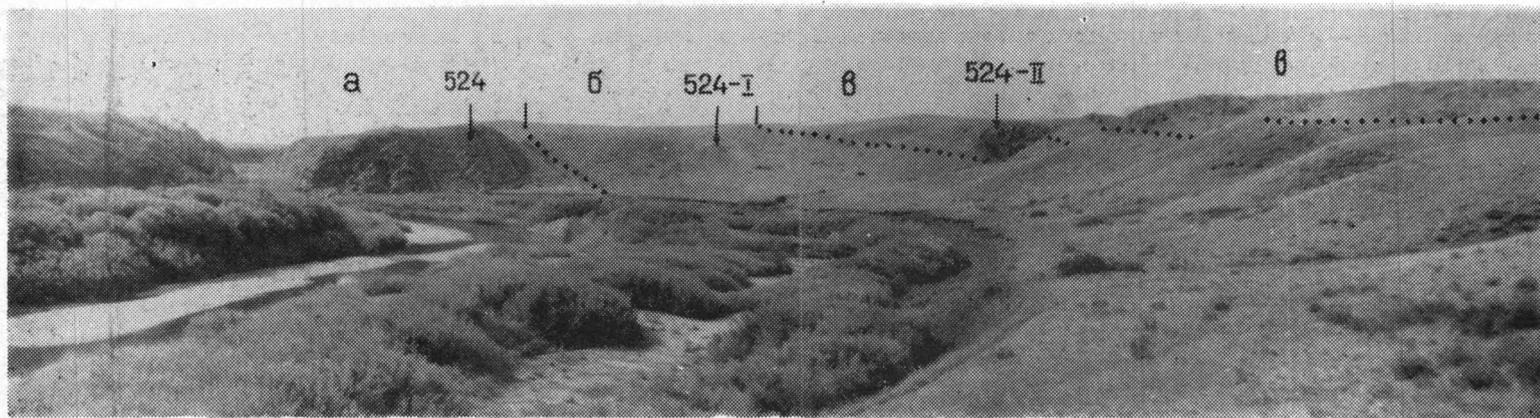
Разрез по р. Ишим ниже с. Куприяновки. *а — б* — кембрий: *а* — кварцевые песчаники с прослоями доломитов, *б* — доломитизированные известняки; *в — е* — куприяновская свита нижнего — среднего ордовика; *в* — темно-зеленые хиастолитовые сланцы, алевролиты и песчаники, *г* — темно-зеленые сланцы и алевролиты с пачками красных песчаников, в средней части пачки — пласт доломитизированного известняка (*г'*), в верхах пачки встречаются аренигские граптолиты, *д* — туфы и туфопесчаники, *е* — мелкозернистые песчаники, в обн. 516 — ланвирские граптолиты.



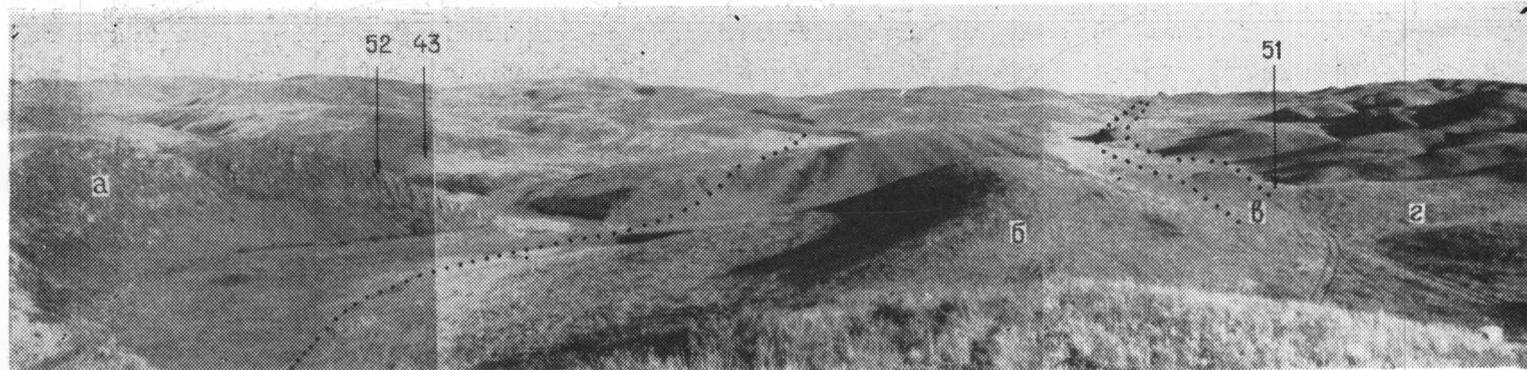
Разрез у с. Куприяновки на р. Ишим. *а* — песчаники верхов куприяновской свиты; *б — в* — низы андрюшинской свиты; *б* — известняки с остатками фауны (обн. 1524), *в* — песчаники и алевролиты.



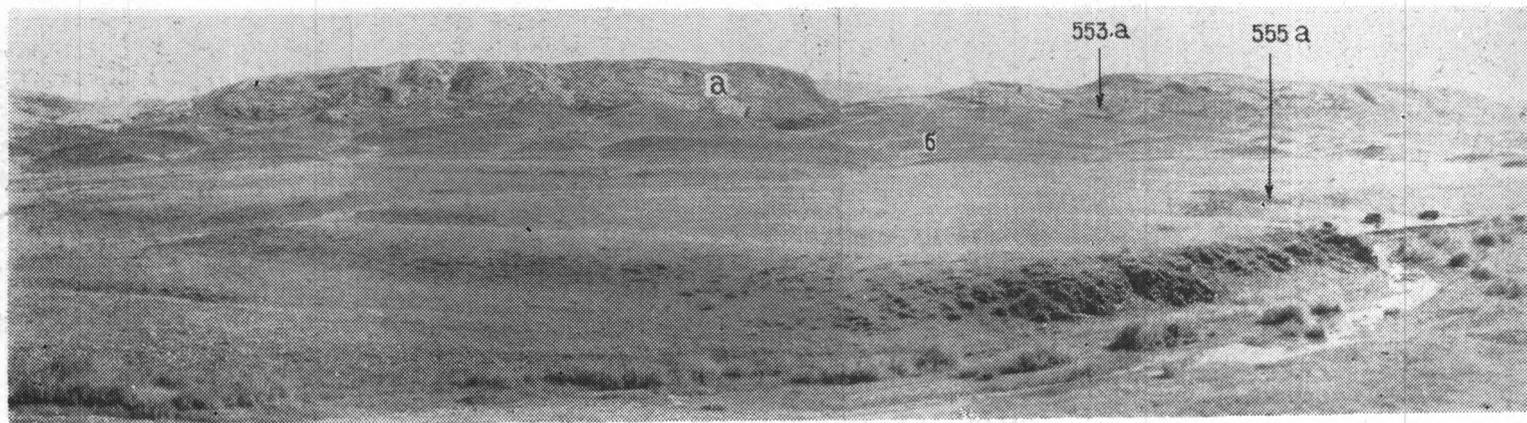
Разрез по р. Селеты выше совхоза Изобильного. Фото Д. Т. Цая. На левом берегу обнажается изобильная, на правом — еркебидаикская свита среднего ордовика. Обн. 510 — местонахождение граптолитов.



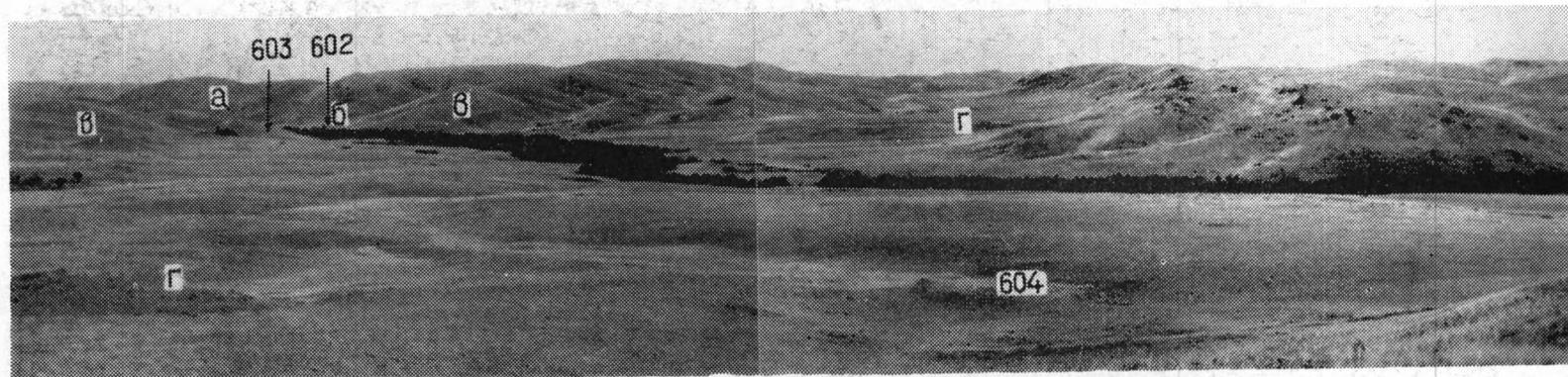
Разрез по р. Селеты в районе развалин Эльдебекаула. а-б — еркебидаикская свита среднего ордовика: а — песчаники и алевролиты с граптолитами (обн. 524), б — алевролиты с остатками трилобитов и брахиопод (обн. 524-I); в — основание бестюбинской свиты верхнего ордовика — конгломераты с линзами и глыбами известняков (обн. 524-II).



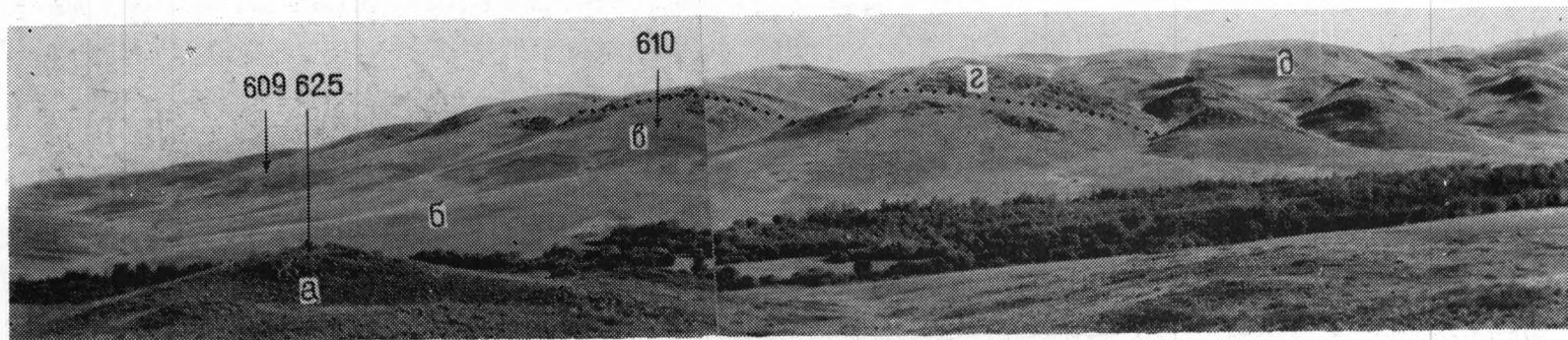
Разрез найманской свиты нижнего—среднего ордовика в урочище Найман (хр. Чингиз). *a* — серые алевролиты и песчаники с аренигскими граптолитами (обн. 43, 52); *б* — темно-серые кремнистые алевролиты; *в* — известняки; *г* — темно-серые, черные кремнистые алевролиты с лланвирскими граптолитами (обн. 51).



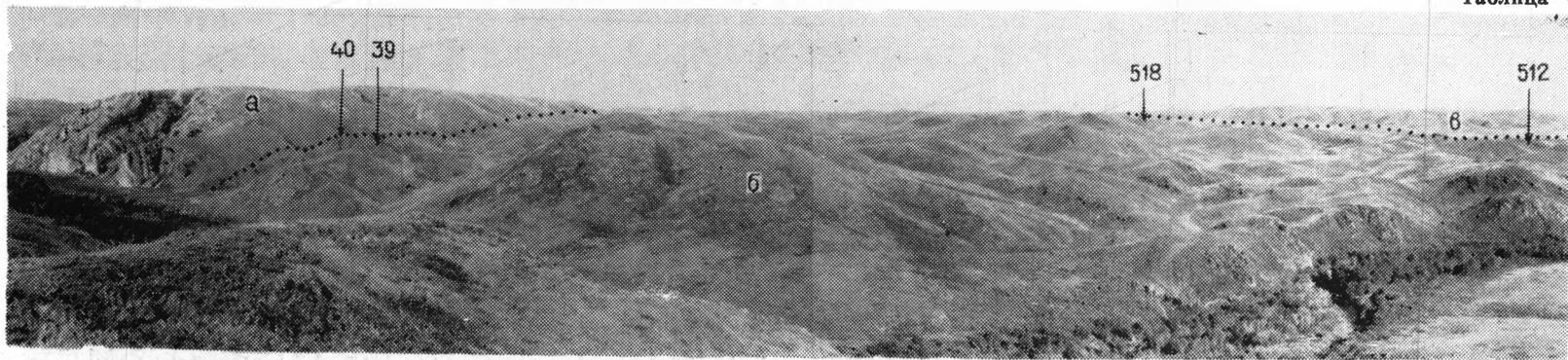
Разрез бестамакской свиты среднего ордовика на правом берегу р. Чаган (хр. Чингиз). *a* — известняки (гряда Актас); *б* — песчаники, алевролиты, туфы; обн. 553а, 555а — местонахождения фауны.



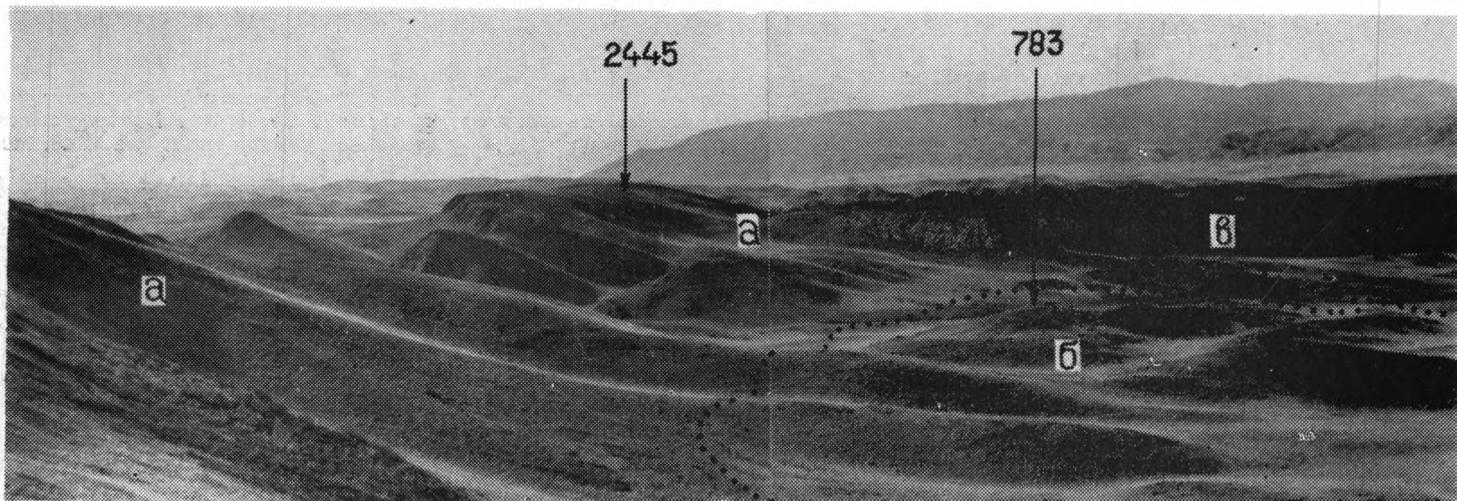
Разрез талдыбойской свиты верхнего ордовика по р. Талдыбой в хр. Чингиз (северо-западный блок). *а* — конгломераты, песчаники, туфы; *б* — темно-серые известковистые алевролиты с фауной; *в* — алевролиты и песчаники; *г* — алевролиты с прослоями известняков; обн. 602, 603, 604 — местонахождения фауны.



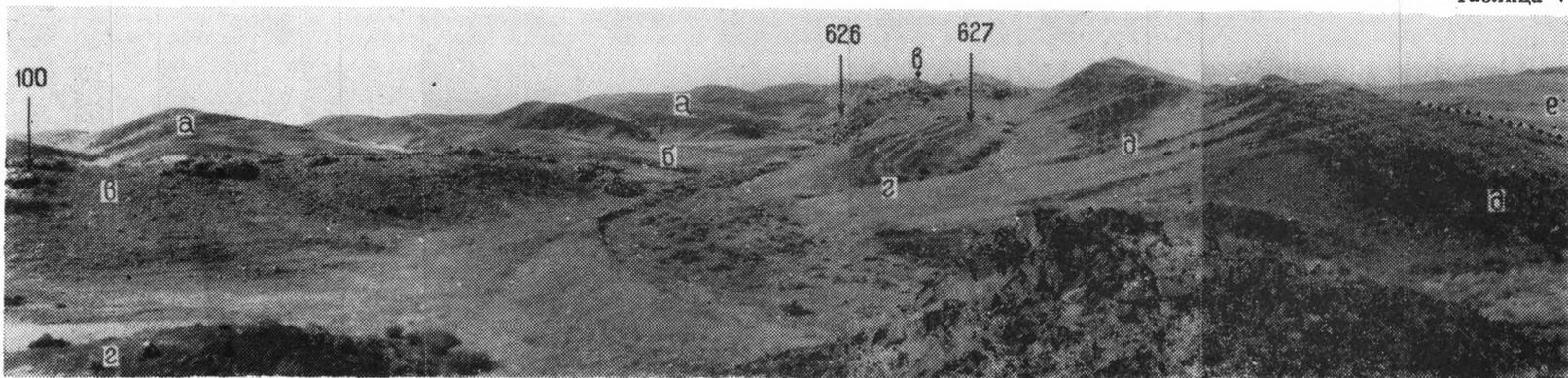
Разрез верхов талдыбойской и намасской свит верхнего ордовика по р. Талдыбой в хр. Чингиз (юго-западный блок). *а-в* — талдыбойская свита: *а* — алевролиты и песчаники, *б* — алевролиты с прослоями известняков, *в* — зеленые и красные алевролиты и песчаники; *г-д* — намасская свита: *г* — туфогенные песчаники, *д* — туфы и порфиристы; обн. 609, 610, 625 — местонахождения фауны.



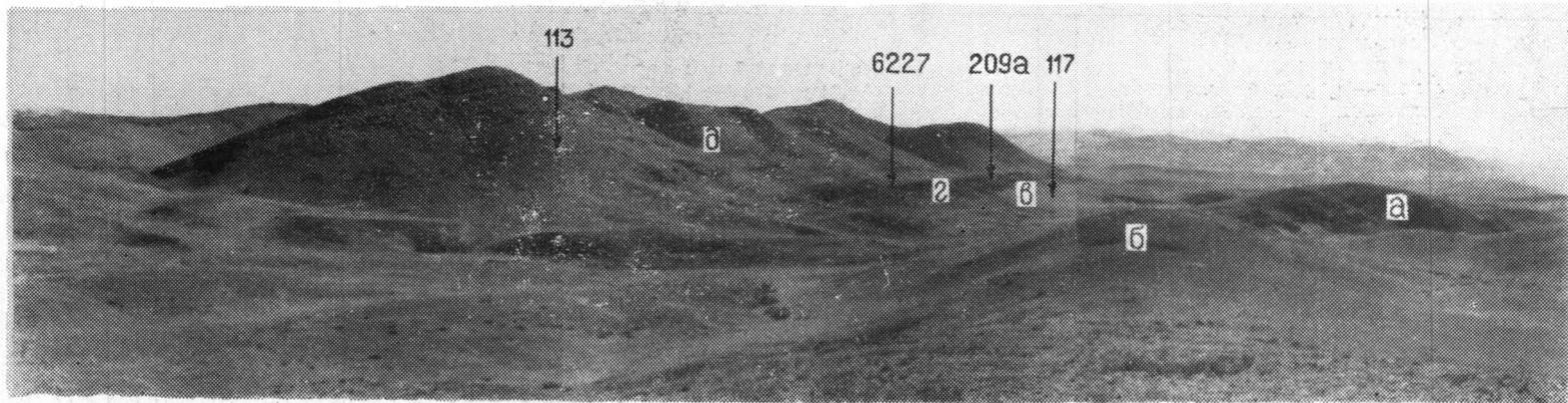
Разрез акдомбакской свиты верхнего ордовика на правом берегу р. Толеп (хр. Чингиз). *a* — нижняя, известняковая подсвита; *б* — верхняя терригенная подсвита; *в* — альпеиская свита силура; обн. 39, 40, 512, 518 — местонахождения фауны (обн. 512, 518 — слои с *Holorhynchus giganteus*).



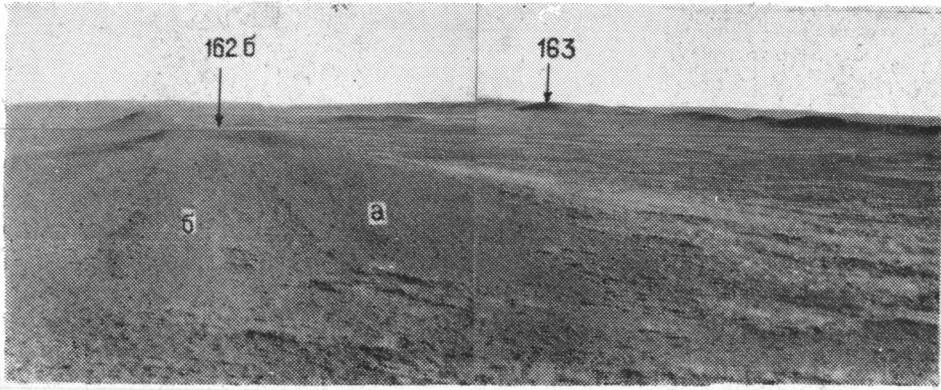
Разрез верхов кулунбулакской свиты верхнего ордовика на левом берегу р. Базар (ручей Абактиген) в хр. Тарбагатай. *a* — известняки слоев с *Agelolites mirabilis*; *б* — алевролиты слоев с *Catenipora libera*; *в* — девонские отложения; обн. 783, 2445 — местонахождения фауны.



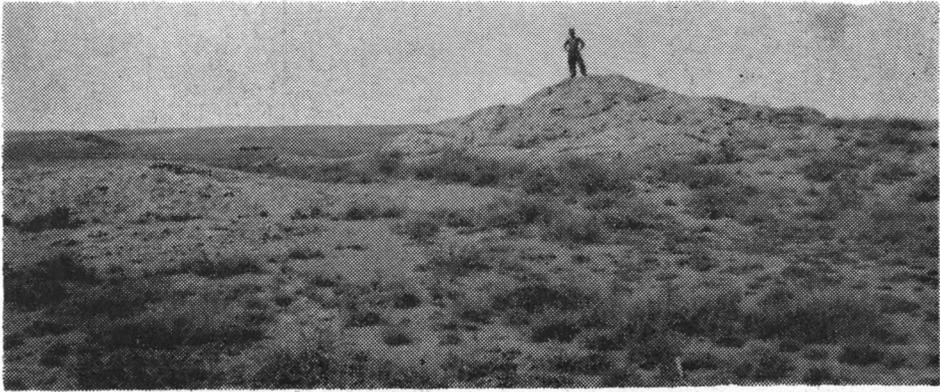
Разрез андеркенской свиты верхнего ордовика в урочище Андеркенынакчоку (Чу-Илийские горы). *а* — песчаники с *Isotelus romanovskyi*; *б* — песчаники с *Dulanaspis levis* var. *anderkensis*, *Lonchodomas tecturmasi* и др; *в* — андеркенские известняки; *г* — алевролиты с *Pseudoclimacrapus sharenbergi*, *Amphitron radians* и др; *д* — песчаники и алевролиты, по простиранию замещающиеся конгломератами; *е* — девонские красноцветы; обн. 100, 626, 627 — местонахождения фауны.



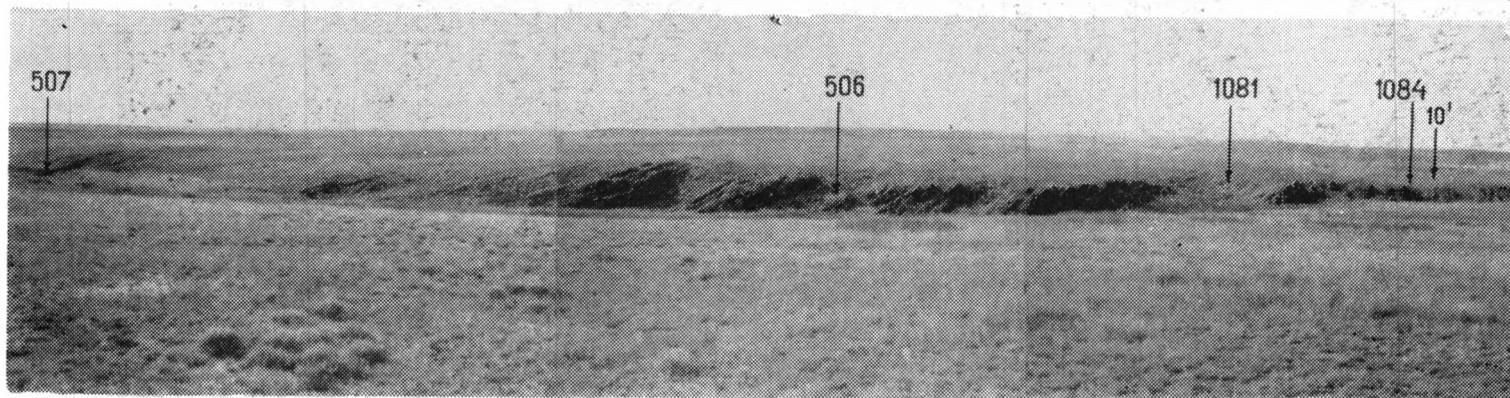
Разрез дуланкаринской свиты верхнего ордовика в северо-восточной части гор Дуланкара (Чу-Илийские горы). *а* — *б* — отарские слои: *а* — песчаники с *Isotelus levis*, *б* — известняки и песчаники с *Isotelus levis*, *Pliomerina illiensis*; *в* — *г* — аккольские слои: *в* — алевролиты с *Opsimasaphus kolovae* и др. (обн. 117); *г* — известняки с *Amsassia chaetoides*, *Spirigerina pennata* и др. (обн. 209 а), алевролиты с *Rectograpus truncatus* и др. (обн. 6227); *д* — низы кызылсайской свиты — песчаники, конгломераты с глыбами известняка с фауной (обн. 113).



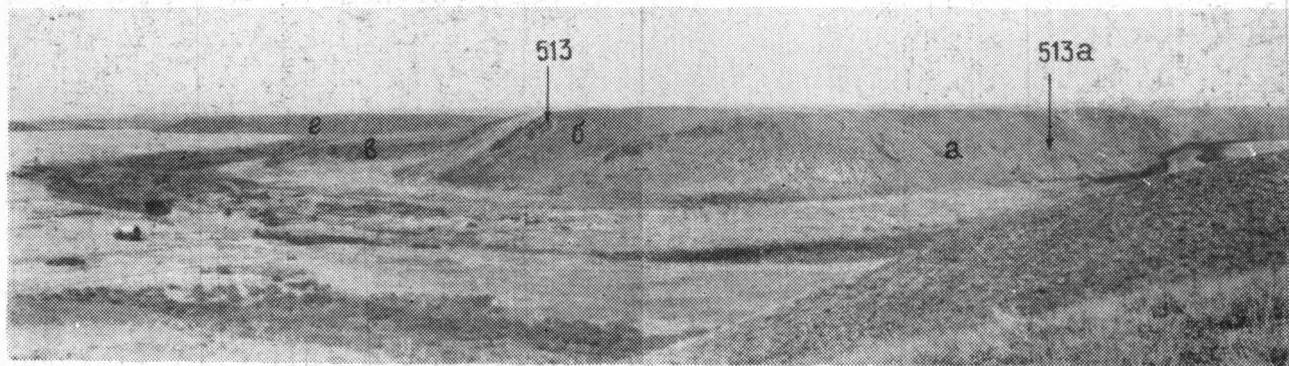
Обнажения кушекинской свиты нижнего—среднего ордовика в Северной Бетпак-Дале. Обн. 163 — кремнистые алевролиты с граптолитами когашикского горизонта аренига (Голубая гряда); обн. 162б — кремнистые алевролиты копалинского горизонта лланвирна — слои а и б — по Б. М. Келлеру (Келлер, Лисогор, 1954, стр. 52, рис. 4).



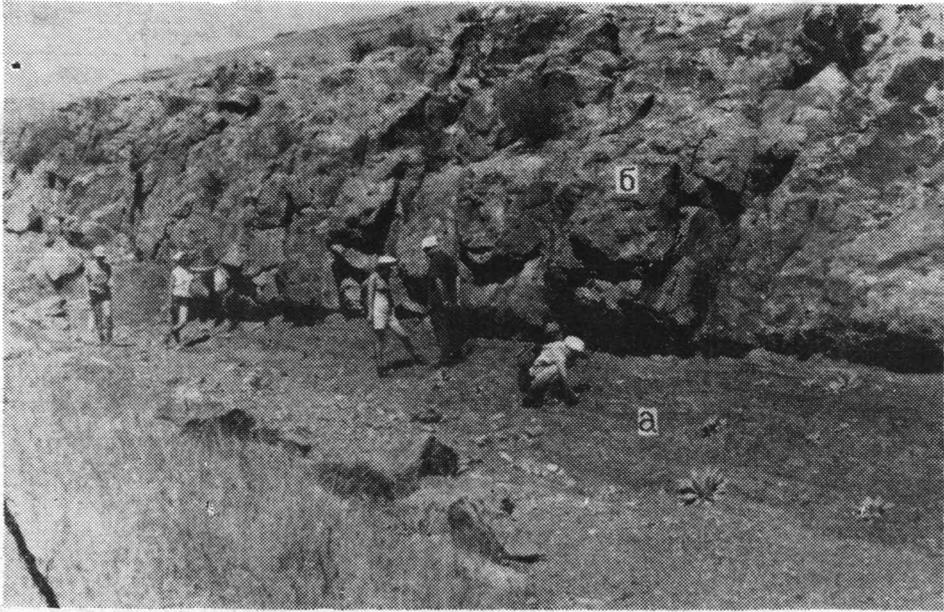
Обнажение каракапских известняков в Северной Бетпак-Дале. Каракапский увал. Фото Б. М. Келлера.



Разрез кокбулакской свиты верхнего кембрия и карасуирской свиты нижнего—среднего ордовика по р. Сарысай, притоку р. Байконур. Цифрами обозначены местонахождения фауны: обн. 10'— верхнего кембрия, обн. 1084 — сатпакского горизонта нижнего тремадока, обн. 1081 506 — олентинского горизонта верхнего тремадока, обн. 507 — рахметовского горизонта аренига.



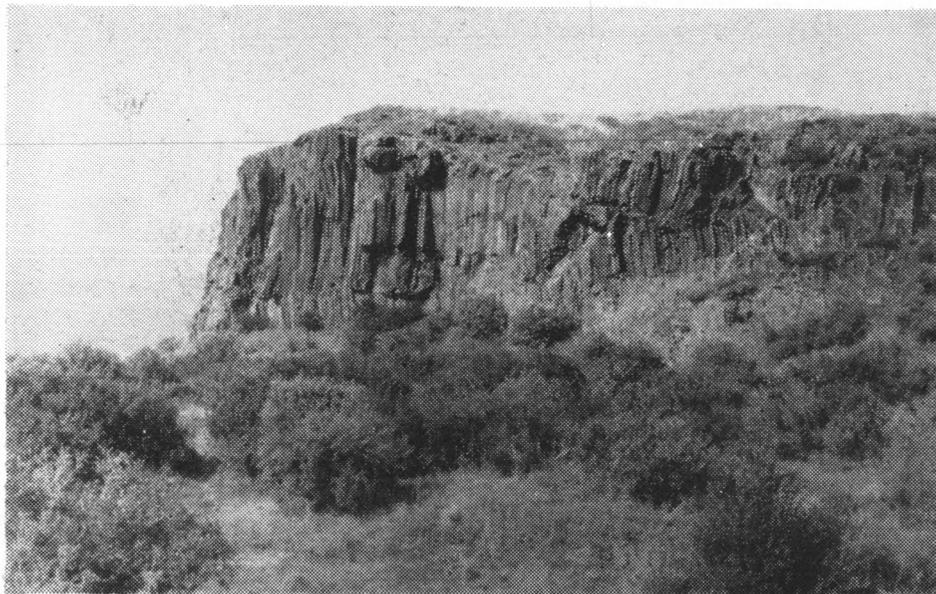
Разрез карасуирской свиты нижнего—среднего ордовика (а, б) и дулыгалинской свиты среднего—верхнего ордовика (в, г) по р. Байконур, ниже устья р. Сарысай. а — кремнистые аргиллиты с граптолитами когашикского горизонта аренига (обн. 513а); б — кремнистые аргиллиты и яшмовидные породы с граптолитами копалинского горизонта лланвирна (обн. 513); в — зеленые и красные алевролиты; г — алевролиты и песчаники,



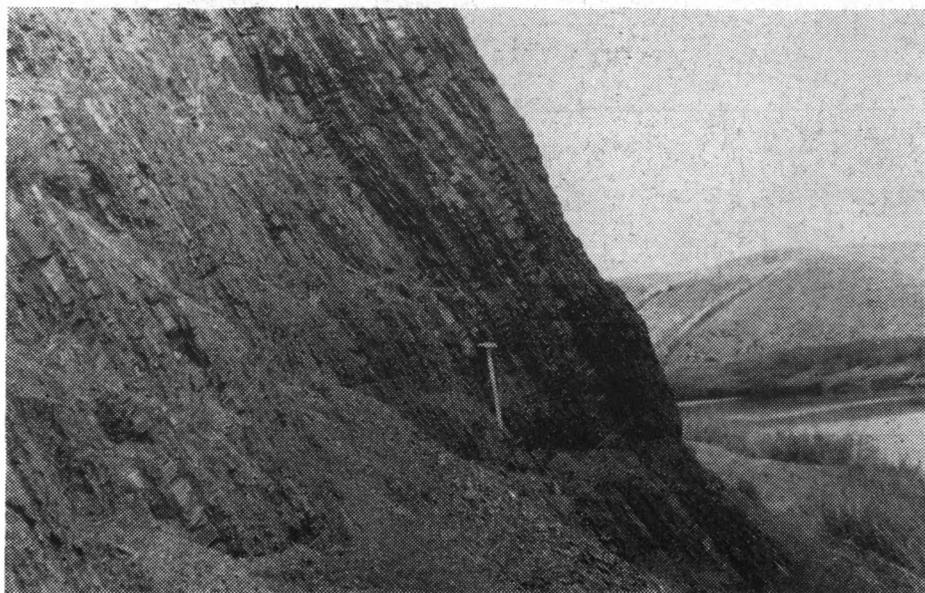
Граница ордовика и силура по логоу, впадающему в р. Ащису (Чу-Илийские горы).
 а — алевролиты дальманитиновых слоев ашгиллия с *Dalmanitina mucronata*, *Glyptograptus persculptus* и др.; б — базальные конгломераты саламатской свиты нижнего силура.



Обнажение шундинской свиты нижнего—среднего ордовика в горах Шунды. Пачка песчаников, кремнистых алевролитов и известняков с *Endymionia kasachstanica* и *Glyptograptus* sp.



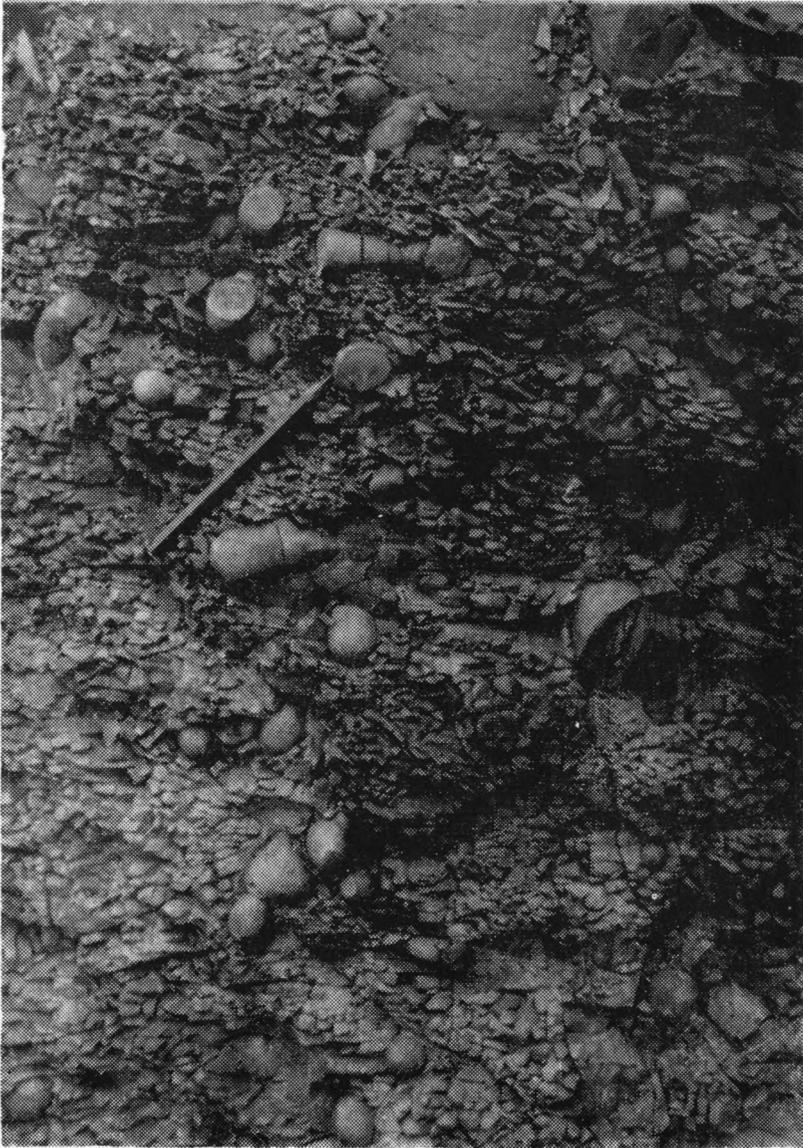
Пачка красного флиша. Обнажение избыточной свиты среднего ордовика на левом берегу р. Селеты, выше совхоза «Изобильный».



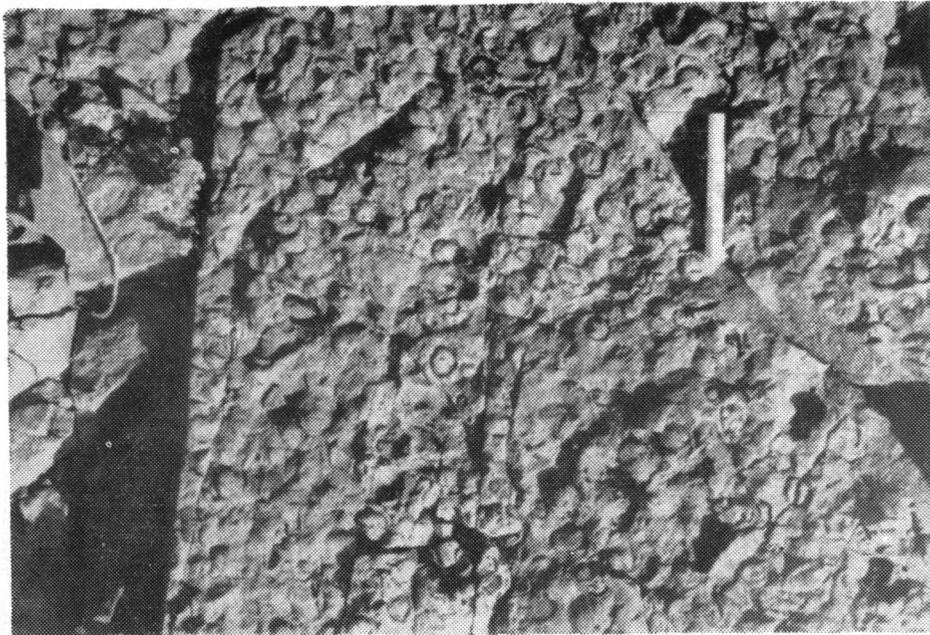
Флишное переслаивание песчаников и алевролитов. Обнажение бестюбинской свиты верхнего ордовика на левом берегу р. Селеты, выше пос. Известкового.



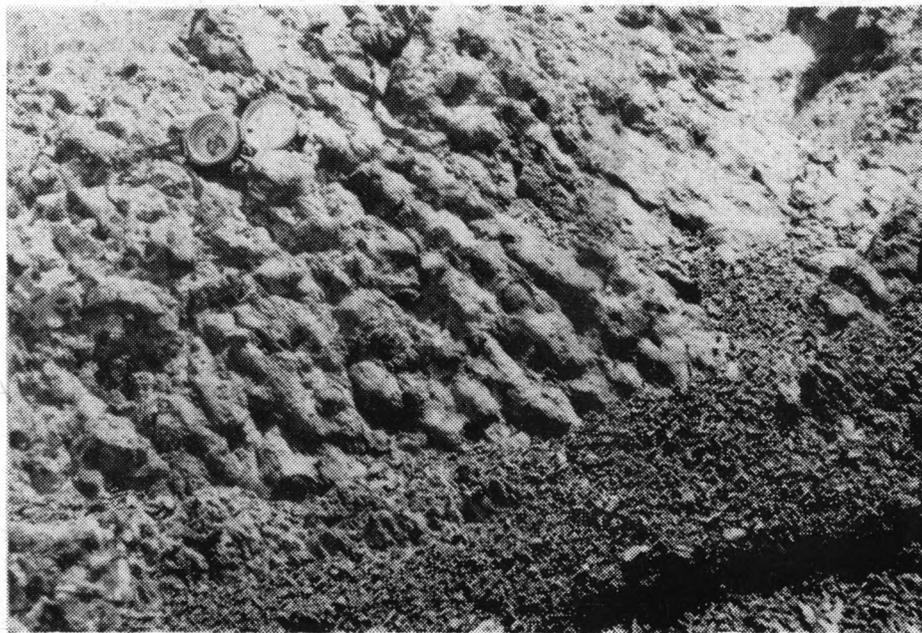
Градационная слоистость во флишевой пачке. Изобильная свита среднего ордовика, левый берег р. Селеты, к югу от пос. Бестюбе.



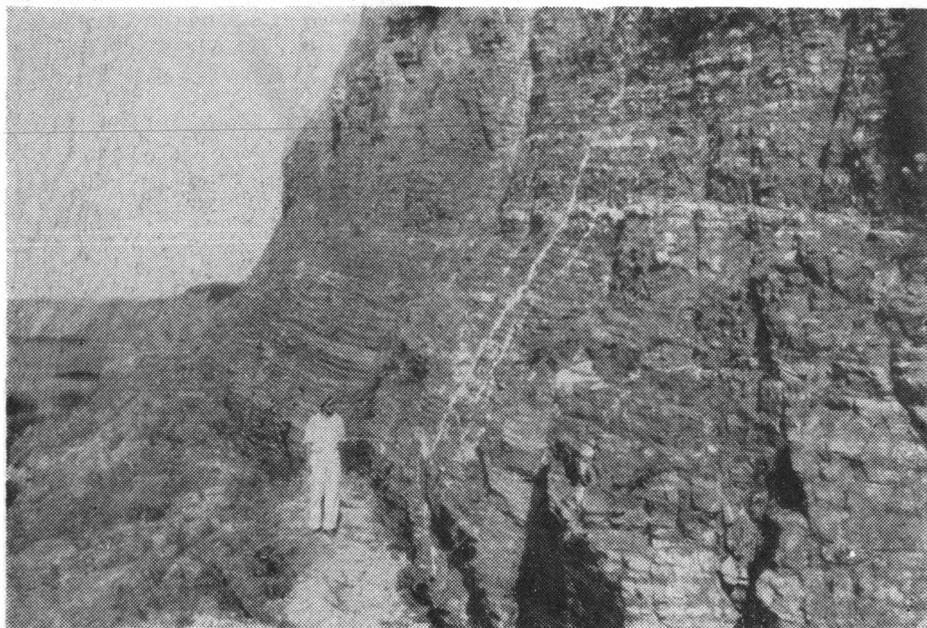
Известняковые конкреции в алеволитах анрюшинской свиты среднего ордовика. Правый берег р. Акканбурлук, в 3 км от устья.



Прослой брахиоподовых ракушечников в верхней (верхнеордовикской) подсвите дулыгалинской свиты. Правый берег р. Дулыгалы-Жиланчик.



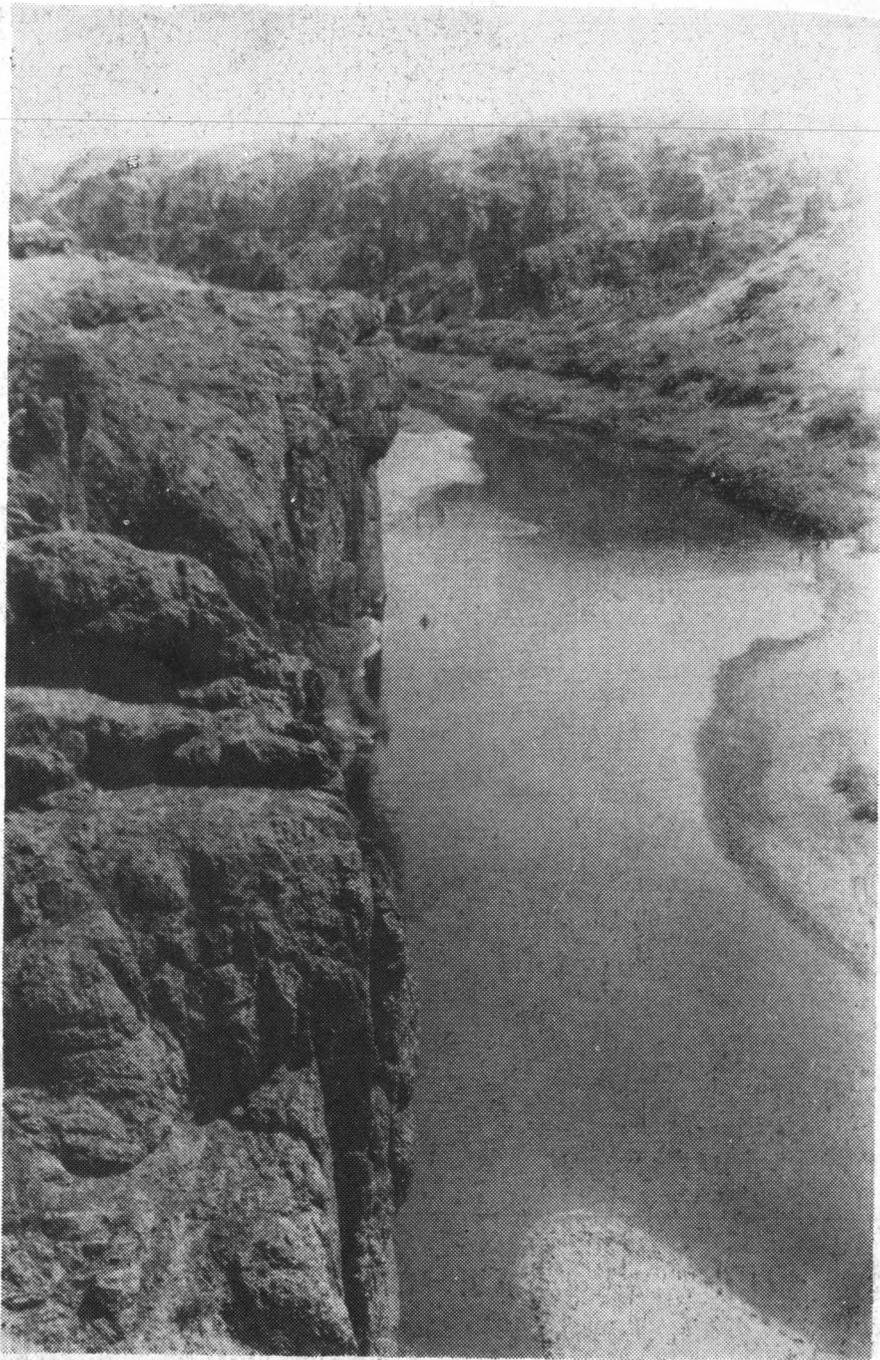
Бугорчатые иероглифы на поверхности напластования алевропесчаников верхней подсвиты дулыгалинской свиты. Правый берег р. Жоссы, у фермы Мурзагул.



Желваковатые известняки верхов бурлукской свиты верхнего ордовика. Правый берег р. Ишим, против с. Ставропольского.



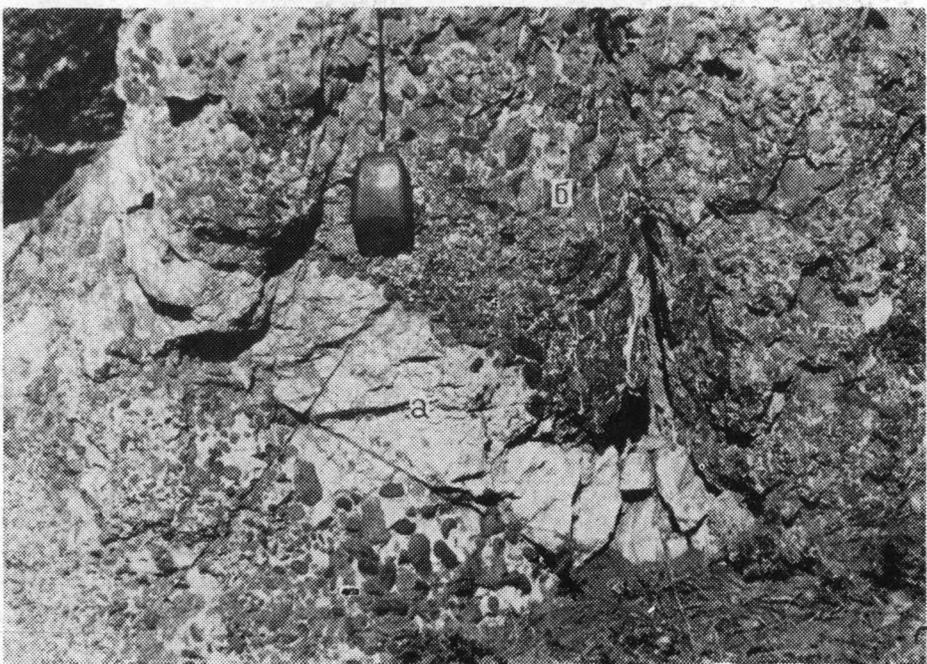
То же крупным планом.



Обнажение конгломератов бестюбинской свиты верхнего ордовика по р. Селеты, выше пос. Известкового.



Конгломераты верхней подсвиты бестамакской свиты среднего ордовика. Левобережье р. Чаган, против пос. Кызылту (хр. Чингиз).



Линза известняка (а) с остатками трилобитов в конгломератах (б) бестюбинской свиты верхнего ордовика. Правый берег р. Селеты, у развалин Эльдебекаула (обн. 521).