151

В. Н. ХОЛОДОВ

ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВАНАДИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

V. N. KHOLODOV

SEDIMENTARY ORE GENESIS AND METALLOGENY OF VANADIUM

Transactions, vol. 251

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1973

В. Н. ХОЛОДОВ

ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВАНАДИЯ

Труды, вып. 251

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973

УДК 553.068 : 553·464 + 550.4

Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. В. Н. Холодов. Труды Геологического института АН СССР. Вып. 251. М., «Наука», 1973.

Описаны концентрации ванадия, связанные с углеродисто-кремнистыми отложениями Северо-Западного Тянь-Шаня. Затронуты проблемы стратиграфии, геологического строения и истории тектонического развития этого региона.

Воссоздана палеогеография Евразии в вендско-кембрийское время и предложена новая гипотеза происхождения ванадиевых, марганцевых, железных руд, пластовых фосфоритов и других осадочных полезных ископаемых. Анализируются результаты структурно-фациальных исследований и обсуждается возможный механизм образования рудных скоплений. Показано распределение ванадия в россыпях, железных и марганцевых рудах, бокситах, углях, сланцах, волоконскоитах, медистых песчаниках, нефтях и асфальтитах. В заключении описаны глобальные закономерности размещения ванадиевых месторождений в литосфере.

Библ. 521 назв., иллюстраций 62, таблиц 44.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*, *П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

П. П. Тимофеев

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),

Academician *V. V. Menner*, *T. G. Pavlova*, *P. P. Timofeev*

Responsible editor

P. P. Timofeev

0292-0803
042(02)-74 -667-74

© Издательство «Наука», 1973 г.

ВВЕДЕНИЕ

В процессе осадочного рудообразования возникают руды двух несколько различных типов: руды-породы и руды-примеси.

Руды-породы образуют бокситы, фосфориты, железные и марганцевые скопления, угли, калийные соли и другие, довольно немногочисленные осадочные полезные ископаемые. Для этой группы типично, что полезный компонент является породообразующим и его содержание обычно достигает 50—80% массы руды.

Благодаря относительно высокой концентрации полезного компонента руда слагает самостоятельные геологические тела — пласты, гнезда, желваки, жилы или конкреции. Обычно они либо чередуются с безрудными рудовмещающими породами, либо фациально сменяются ими по простиранию.

Происхождению рудных скоплений этого типа были посвящены многочисленные публикации А. Д. Архангельского, Л. В. Пустовалова, Б. П. Кротова, А. Г. Бетехтина, Г. И. Бушинского, П. Л. Безрукова, Б. М. Гиммельфарба, А. В. Казакова, А. Л. Яншина, Д. Г. Сапожникова, П. И. Степанова, Ю. А. Жемчужникова, Г. Ф. Крашенинникова, П. П. Тимофеева, Л. Н. Формозовой, Н. С. Шатского, Д. П. Сердюченко, Н. А. Красильниковой, А. М. Тушиной, Н. Г. Бродской, В. П. Казаринова, Е. А. Соколовой, К. Т. Табылдиева и многих других исследователей; в значительной мере приведенные ими сведения были обобщены в известных монографиях Н. М. Страхова.

В результате многолетних работ стало очевидным, что при возникновении руд этой группы активные процессы рудогенеза в основном протекают на стадиях седиментогенеза и диагенеза и тесно связаны с литолого-фациальными условиями осадконакопления. Закономерности пространственного размещения руд определяются климатическими, вулканическими и тектоническими факторами, действующими наиболее эффективно в момент накопления осадка на дне палеоводоема. Диагенетические преобразования завершают формирование рудных скоплений, лишь в незначительной мере изменяя их пространственное положение; еще меньшее значение имеют катагенетические преобразования, влияющие только на минеральную форму рудного вещества, но не на его локализацию.

Можно утверждать, что в рассматриваемом случае процессы рудогенеза принципиально сходны с процессами осадочного породообразования.

Руды-примеси обычны для малых, редких, рассеянных и радиоактивных элементов, таких, как медь, свинец, цинк, уран, радий, серебро, золото, бор, галлий, германий, литий, ниобий, тантал, бериллий, цирконий, гафний, редкие земли, селен, теллур, кобальт, никель, титан, вольфрам, олово, индий, таллий и др.

Их отличительной чертой является то, что полезный компонент в них составляет ничтожную долю всей массы породы, редко достигая 1—2%. При этом если одна часть рудного компонента образует собственные минералы, входящие в состав рудоносной породы, то другая обычно находится в рассеянном состоянии, сорбируясь породообразующими минералами или изоморфно входя в их кристаллическую решетку.

В связи с относительно низким содержанием рудного компонента существенно усложняется различие между рудосодержащей и безрудной породой. Петрографически очень сходные между собой породы в одном случае будут рудоносны, а в другом — нет. Иногда две петрографические весьма различные породы, такие, например, как глины и песчаники, содержат очень большое количество металла и являются рудосодержащими.

Как правило, рудные скопления не образуют самостоятельных геологических тел; их формы могут быть установлены только в результате детального геохимического опробования отдельных пластов, горизонтов или толщ. Рудосодержащими могут быть как «пустые» осадочные породы (песчаники, известняки, глины), так и породы-руды (бокситы, фосфориты, угли). В последнем случае образуются так называемые «месторождения в месторождении».

Несмотря на то, что число малых и редких элементов очень велико, руды-примеси изучены значительно слабее. Исключение, пожалуй, составляют скопления меди, свинца, цинка и урана осадочного генезиса, происхождению которых посвящены работы В. И. Смирнова, Н. М. Страхова, Л. М. Миропольского, Е. Л. Абрамович, В. С. Домарева, М. М. Константинова, В. М. Попова, Д. Г. Сапожникова, Ю. В. Богданова, Л. Ф. Наркелюна, В. Д. Шутова, И. П. Дружинина, А. И. Перельмана, Е. Н. Борисенко, С. Г. Батулина, Е. А. Головина, А. К. Лисицына, И. А. Кондратьевой, Г. В. Комаровой, А. И. Германова, В. Н. Холодова, В. И. Данчева, В. Н. Котляра, М. М. Альтгаузена, М. М. Адышева и других. Что же касается осадочных руд прочих малых, редких, рассеянных и радиоактивных элементов-примесей, то сведения о закономерностях их размещения и условиях образования крайне отрывочны и неполны. В значительной части они охарактеризованы В. Н. Холодовым, Ю. Е. Барановым, В. В. Бурковым, Т. Ф. Бойко и др. в томе III монографии «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», изданной в 1965 г. под редакцией покойного чл.-корр. АН СССР К. А. Власова и удостоенной Государственной премии СССР.

Несмотря на слабую изученность руд-примесей, уже сейчас можно утверждать, что их формирование не ограничивается стадиями седиментогенеза и диагенеза, а как бы растягивается во времени, нередко продолжаясь и в уже сформировавшихся породах под действием процессов метаморфизма, выветривания или магматизма. Кроме того, среди редкометальных скоплений известны и такие образования, которые целиком формируются в стадию катагенеза, накладываясь на полностью литифицированные осадочные породы.

Естественно, что степень унаследованности редкометального рудогенеза от стадий седиментации и диагенеза бывает различной. В одних случаях эпигенетические или вторичные процессы приводят лишь к последующему преобразованию редкометальных руд, созданных седиментационно-диагенетическим путем (многостадийные руды), в других они формируют рудные скопления заново, за счет первоначально рассеянного в тех же породах кларкового рудного вещества или в результате его привноса извне (эпигенетические руды).

По мере того как уменьшается зависимость процессов редкометального рудогенеза от стадий седиментации и диагенеза, соответственно падает влияние первичных палеогеографических факторов. Рудообразование все меньше зависит от климата и тектогенеза эпохи седиментации и по-

падает под контроль тектоники, магматизма или климата эпохи катагенеза и выветривания (Холодов, Баранов и др., 1968).

Независимо от происхождения руд-примесей конечные этапы их преобразования часто протекают в сформировавшихся породах, и это создает удивительное сходство между рудами-примесями разного генезиса. Возникает конвергенция признаков, часто затрудняющая точную расшифровку истории формирования оруденения.

Проблема реконструкции генезиса редкометальных руд очень сложна и, к сожалению, еще не решена. Между тем она, несомненно, представляет огромный теоретический интерес. Ее разработка должна помочь глубже понять процессы катагенетических преобразований осадочных пород, выяснить значение процессов метаморфизма и выветривания и точно охарактеризовать эту совокупность явлений, которые не всегда учитываются при сравнении древних сформировавшихся и измененных пород, с одной стороны, и современных осадков — с другой.

Нельзя также не отметить большое практическое значение исследований в этой области. Познание генезиса руд служит основой для поисков, разведки и разработки редкометальных скоплений в осадочных породах.

Работа, предлагаемая вниманию читателей, посвящена условиям образования ванадиевых руд в осадочных породах. По особенностям поведения в зоне осадкообразования ванадий, несомненно, принадлежит к тем элементам, которые склонны образовывать руды-примеси. Действительно, в ванадиевых рудах осадочного генезиса содержание V_2O_5 редко превышает 3—5%; наиболее распространены скопления, в которых встречаются десятые доли процента. Этот элемент отличается многообразием рудных концентраций, причем среди различных ванадиевых руд в осадочных породах часто встречаются типичные эпигенетические образования.

Можно, по-видимому, утверждать, что руды ванадия — характерные представители довольно слабо изученной группы руд-примесей. Не вызывает сомнения, что принципы типизации рудных скоплений, методы изучения отдельных месторождений, генетические схемы рудогенеза и некоторые черты металлогении, разработанные на примере ванадия, имеют более общее значение и могут быть применимы для познания происхождения других руд этой группы.

Ванадий играет большую роль в промышленности всех индустриально развитых стран. Основным его потребителем является черная металлургия, где он используется в качестве легирующей примеси при выплавке специальных сортов стали. Для создания различных марок высокопрочных углеродистых сталей ванадий комбинируется с хромом, никелем, марганцем, бором, вольфрамом и другими элементами. Ванадий используется также в качестве заменителя других дефицитных и дорогостоящих легирующих элементов; например, в ФРГ при производстве твердых сплавов ванадий частично заменяет вольфрам. В чистом виде ванадий применяется в самолетостроении и медицине. Феррованадий используется для нанесения покрытий на сварочные электроды, окись ванадия и метаванадаты — как катализаторы в керамическом деле и применяются для производства стекол, защищающих от ультрафиолетовых лучей. В последнее время ванадий используют в ракетостроении, атомной промышленности и др.

Автор поставил перед собой две взаимосвязанные задачи. Первая заключалась в том, чтобы, изучив особенности строения, минерало-геохимический состав руд и фациальные особенности рудоносных отложений, выделить среди них определенные генетические типы рудных накоплений и охарактеризовать условия и способы их образования. Конечной целью являлась реконструкция генезиса месторождений ванадиевых руд в осадочных породах. Вторая задача сводилась к тому, чтобы установить планетарные закономерности размещения различных месторождений ванадиевых руд и дать им теоретическое истолкование.

Поставленные задачи мы пытались решить методами геохимического, литолого-фациального, металлогенического, палеогеографического и гидрохимического анализа. Особенно большое значение в выполненной работе имели геохимический и литолого-фациальные методы исследования. Вначале изучали распределение интересующего нас элемента в разрезе определенной толщи, в различных профилях и на площади. Методами геохимического профилирования и картирования устанавливали закономерности распределения рудных компонентов в тех или иных отложениях, а затем проводили детальный литолого-фациальный анализ рудосодержащих толщ и сравнивали данные, характеризующие поведение руд и пород.

При рассмотрении ванадиеносности различных руд и пород, таких, как бокситы, марганцевые образования или сланцы, мы пытались выделить определенные фациальные типы отложений и оценить в них поведение ванадия.

Впервые в практике литологических исследований нами была предпринята попытка подойти к вопросам генезиса редкометальных руд путем построения металлогенических мелкомасштабных карт. Для этого на основу масштаба 1 : 40 000 000 наносили все известные месторождения и рудопроявления ванадиевых руд разного происхождения, а затем устанавливали их временные и генетические соотношения. В отдельных случаях, например при выяснении происхождения ванадиеносных вендско-кембрийских фтанитов Евразии, металлогенические построения выполняли на мелкомасштабной палеогеографической основе.

Мы не ограничивались изучением поведения только ванадия, а пытались рассмотреть весь комплекс парагенетически связанных с ним элементов и объяснить причины, определившие их совместное накопление. Такой подход значительно суживал выбор возможных генетических вариантов.

К сожалению, отсутствие современных аналогов древних ванадиевых руд не позволило в полной мере применить сравнительно-литологический метод исследования, развитый и обоснованный в трудах А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова. Тем не менее при оценке древних эпигенетических процессов, определивших миграцию и концентрацию элементов в пластовых фосфоритах и нефтеносных карбонатных породах, мы использовали данные, полученные при гидрохимических исследованиях современных подземных вод. Такой подход, несомненно, содержит элементы сравнительно-литологического исследования.

Выводы, сделанные в данной работе, с одной стороны, основаны на обобщении мирового литературного материала, в той или иной мере затрагивающего поведение ванадия в зоне гипергенеза, а с другой — опираются на собственные литолого-геохимические исследования, проведенные автором в различных районах Средней Азии, Казахстана, Приуралья, Крыма и Русской платформы.

Проблеме ванадия в мировой геолого-геохимической литературе посвящено очень много работ. В основном они обобщены нами в монографии «Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах)», вышедшей в 1968 г.; там же приведен наиболее полный перечень библиографии по интересующей нас проблеме.

Говоря о геолого-геохимическом изучении ванадия, нельзя не упомянуть основополагающие теоретические работы В. И. Вернадского, Г. Берга, А. Е. Ферсмана, В. М. Гольдшмидта, К. Ранкама и Т. Сахама, А. П. Виноградова, Н. М. Страхова, А. А. Саукова, В. В. Щербины и К. Краускопфа, сводные монографические исследования К. И. Богдановича, К. А. Ненадкевича, П. П. Пятницкого, Ж. А. Фостера, К. Иосса, Ф. Лейтвейна, геолого-экономические обзоры П. Круша, Ж. О. Арголла, Г. И. Людоговского, К. И. Лукашева, М. М. Москевича, Х. Е. Данна, Д. Л. Эдлунда, Т. Ж. Гриффина, П. Николини, В. И. Данчева, П. П. Ши-

ловского. Кроме того, разрозненные сведения о поведении ванадия находятся в многочисленных литолого-геохимических статьях, заметках и кратких сообщениях.

Автором изучена история развития тектонических структур, литологические особенности строения рудоносных карбонатных отложений и морфология рудных тел одного из урано-ванадиевых месторождений. Нами было отобрано более 1500 образцов горных пород, исследовано свыше 180 разрезов рудоносных отложений. Совместно с А. С. Корякиным, а позднее с Н. Г. Бродской, Т. Джумалиевым, М. Н. Ильинской и В. Г. Королевым автором изучены ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты и связанные с ними пластовые фосфориты в кембрийских отложениях хребта Каратау и Таласского Алатау (Казахстан). В пределах Малокаратауского фосфоритоносного бассейна опробовано и изучено 28 разрезов разведочных канав и пять разрезов разведочных скважин. В районе ванадиевых месторождений Джебаглы и Баласаускандык описано и задокументировано четыре разреза разведочных канав. Из кембрийских толщ Таласско-Каратауского региона отобрано более 3000 образцов горных пород, которые подверглись всестороннему литолого-петрографическому и геохимическому исследованию.

В Приуралье исследованы месторождения волконскоитов и ванадиеносных медистых песчаников в пермских красноцветных отложениях Пермской и Кировской областей и Удмуртской АССР. На территории Керченского п-ова нами осмотрены ванадиеносные железные руды, залегающие в третичных толщах. Особенно детально опробовано Камыш-Бурунское железорудное месторождение, вскрытое несколькими карьерами.

Таким образом, автор располагал довольно представительным фактическим материалом, характеризующим наиболее крупные и генетически важные промышленные объекты.

В процессе камеральной обработки шлифовальными лабораториями ИМГРЭ, ИГЕМ и ГИН изготовлено около 4500 прозрачных шлифов и около 850 пришлифованных аншлифов, использованных для получения авторадиографий.

В химических лабораториях ИГЕМ АН СССР, Ташкентского Геологического управления, ИМГРЭ и ГИН АН СССР выполнено 20 полных химических анализов пород и минералов, 400 сокращенных карбонатных анализов с определением нерастворимого остатка, CaO, MgO, CO_2, 300 частных определений V_2O_5, 120 определений органического углерода мокрым сжиганием в приборе Кноппа, 124 частных определения Fe_2O_3, SiO_2, P_2O_5 и Al_2O_3 в карбонатных породах, 215 частных определений TR_2O_3, галлия, бериллия, свинца и серебра, 66 определений хрома, молибдена и лития, а также многочисленные определения фосфора и железа.

Очень большую помощь в обработке и исследований материала автору оказали заведующие химическими лабораториями канд. хим. наук Э. С. Залманзон, В. С. Салтыкова и доктор геол.-мин. наук И. Д. Борнеман-Старынкевич, которым он выражает глубокую благодарность.

При характеристике закономерностей распределения элементов-примесей в кембрийских отложениях Казахстана автор использовал почти 2000 полуколичественных спектральных анализов и около 450 приближенно-количественных анализов с определением 10 элементов, выполненных в спектрографической лаборатории ИМГРЭ.

Оценка поведения урана в карбонатных породах основана на 1500 радиометрических определениях $e\ U_3O_8$, выполненных в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

Кроме того, использованы термические анализы глинистых минералов, выполненные в кабинете канд. геол.-мин. наук В. Н. Гороховой (ИМГРЭ), рентгеноструктурные анализы ориентированных препаратов, сделанные в лаборатории канд. геол.-мин. наук В. А. Дрица (ГИН АН СССР), определения пористости, проведенные в лаборатории покойного канд. геол.-мин.

наук Ю. А. Розанова (ИГЕМ АН СССР), и люминесцентно-битуминологические анализы карбонатных пород, проведенные в лаборатории доктора геол.-мин. наук Б. К. Прошлякова (МИНХ и ГП).

Значительная часть исследований была выполнена при постоянной поддержке и внимании покойного чл.-корр. АН СССР К. А. Власова; большую помощь оказали консультации покойного доктора геол.-мин. наук Н. П. Хераскова.

При подготовке рукописи автор имел возможность пользоваться советами академика Н. М. Страхова, а также докторов геол.-мин. наук П. П. Тимофеева, И. В. Хворовой, В. В. Щербины, Г. И. Бушинского и В. В. Иванова, которым он выражает глубокую признательность. Автор благодарен товарищам по работе, с которыми обсуждалась эта монография — канд. геол.-мин. наук И. А. Кондратьевой, Н. Г. Бродской, А. К. Корякину, Г. В. Комаровой, А. К. Лисицыну и В. Н. Григорьеву.

I

КОНЦЕНТРАЦИИ ВАНАДИЯ И ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАЛАССО-КАРАТАУСКОЙ ЗОНЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Геологическое строение Каратау и западного окончания Терскей-Алатау (Джебаглинские горы) описано в работах В. В. Галицкого (1936, 1940), М. В. Гзовского (1959), С. Г. Анкиновича (1961), Н. И. Николаева (1961), Г. И. Макарычева (1957, 1958) и других исследователей. В соответствии с новейшими представлениями хребет Каратау рассматривается как крупный мегантиклинорий, длительное развитие которого завершилось в период герцинского тектогенеза. В его строении участвуют протерозойский, каледонский и герцинский комплексы пород, разделенные угловыми несогласиями (фиг. 1). Эти комплексы пород различаются не только по составу, но и по степени дислоцированности.

Важными элементами палеозойской структуры Каратау являются Главный Каратауский и Сырдарьинский глубинные разломы. Эти нарушения заложены еще в верхнем протерозое и с этого момента оказывали активное влияние на состав и размещение осадочных образований. Длительность их существования доказана многими исследователями (Пейве, 1945; Николаев, 1961; Макарычев, 1961; Орлов, 1968, и др.).

Главный Каратауский разлом разделяет хребет Каратау на две области с резко различной историей развития. К северо-востоку от разлома расположен антиклинорий Малого Каратау, геосинклинальное развитие которого завершилось в ордовике. Герцинские движения в этом районе проявились слабо, а магматизм этого времени практически не развился.

К юго-западу от этой тектонической линии находится область, охватывающая горную часть Большого Каратау. Здесь известны крупные участки, в пределах которых геосинклинальный режим сохранился до среднего карбона включительно. В этом районе, кроме докембрийских и каледонских движений, имела место интенсивная герцинская складчатость, которая была для него завершающей. Поэтому здесь широко развиты интрузии герцинского возраста.

Палеозойский мегантиклинорий Каратау состоит из нескольких крупных структур низшего порядка. В междуречье Джан-Джаке — Бешарык расположен антиклинорий Северо-Западного Каратау; синклинорий Центрального Каратау отделяет его от Байджансайского антиклинория, а последний Бугуньским синклинорием отделен от Боролдайского антиклинория. Юго-восточное окончание Боролдайской структуры скрывается под четвертичными отложениями долины рек Арысь и Терс, поэтому его взаимоотношения с Джебаглинским антиклинорием неясны, но известно, что последний относится уже к системе складок хребта Терскей-Алатау.

Стратиграфии палеозойских отложений Каратау были посвящены работы В. Н. Вебера (1925, 1935), Д. В. Наливкина (1926), И. И. Машкара (1938), Н. Л. Бубличенко (1935), В. Ф. Беспалова (1940), А. В. Пейве

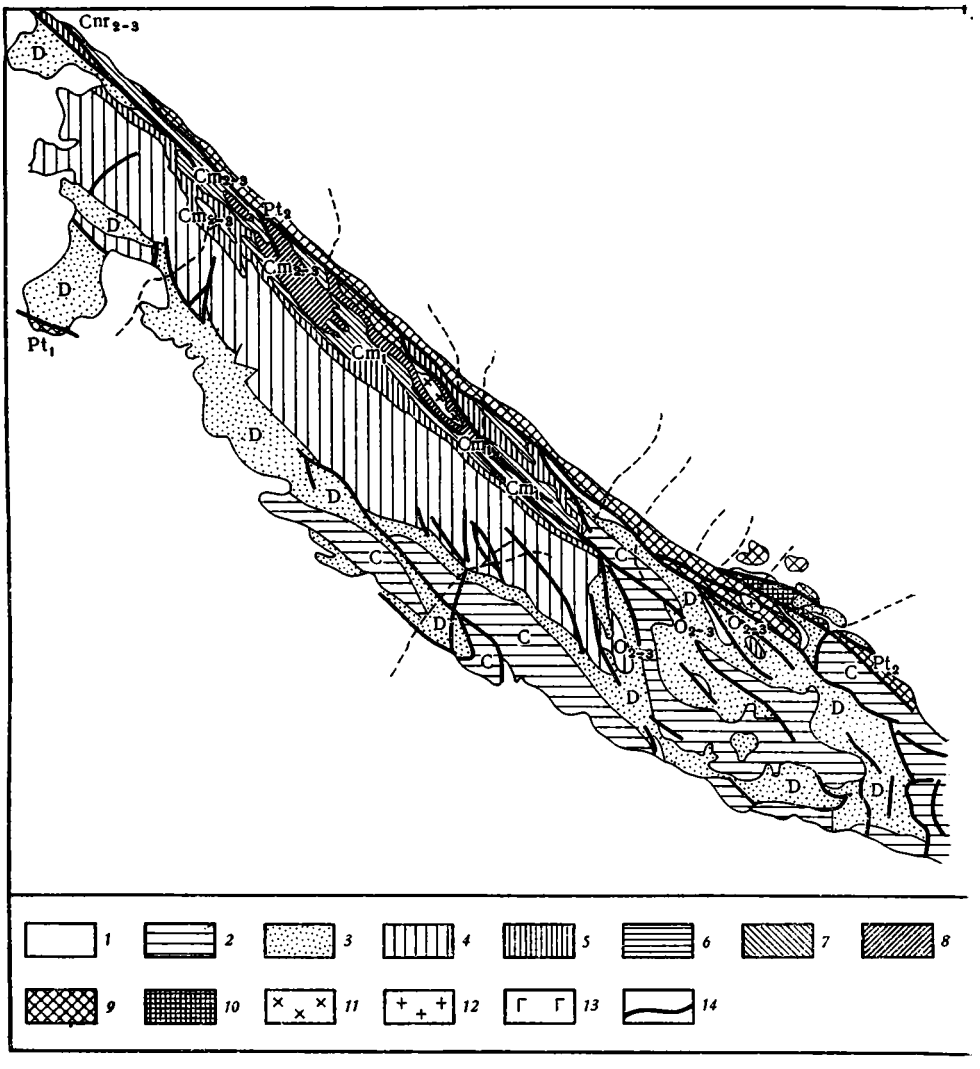


Рис. 1. Схема геологического строения Каратау (по Г. И. Макарычеву, 1957, с дополнением автора)

1 — мезо-кайнозойские отложения (Mz);
2 — каменноугольные отложения (C);
3 — девонские отложения (D);
4 — суындыкская свита ордовика (O);
5 — карасайская свита ордовика (O);
6 — тамдинская свита (Cm_3 + O);
7 — отложения среднего и верхнего кембрия (Cm_{2+3});
8 — каройская свита (V+Cm_1);
9 — верхнепротерозойские отложения (Pz_2);
10 — нижнепротерозойские отложения (Pz_1);
11 — граносиениты;
12 — граниты;
13 — габбро;
14 — разрывные нарушения

(1948), П. Л. Безрукова (1954), В. В. Бронгулеева (1961), но особенно полно она была разработана в трудах Г. И. Макарычева (1957, 1958) и С. Г. Анкиновича (1960, 1961).

В разрезах кембрейских отложений, представляющих наибольший интерес с точки зрения ванадиеносности, выделяются две сходно построенные толщи. В нижней части они представлены конгломератами и песчаниками, а в верхней — появляются карбонатные и кремнистые породы. Между этими двумя разными толщами (улутауская и саускандыкская серии, по С. Г. Анкиновичу) обычно отмечается угловое несогласие.

В строении верхней толщи участвуют тиллитоподобные породы, ванадиеносные фтаниты и карбонатные образования; в стратиграфических схемах разных авторов они фигурируют под разными названиями (табл. 1). В своих дальнейших построениях мы будем свиту тиллитоподобных пород называть байконурской, свиту ванадиеносных фтанитов — курумсакской, а свиту карбонатных пород — кокбулакской.

Ванадиеносные кембрийские отложения изучены нами в пределах антиклинория Северо-Западного Каратау (месторождение Баласаускандык), в Таласском Алатау (месторождение Джебаглы) и в районе Малого Каратау.

Баласаускандыкский район

В приосевой части антиклинория Северо-Западного Каратау, прилегающего непосредственно в Главному Каратаускому разлому, распространены терригенно-эффузивные и карбонатные отложения докембрия. На юге и юго-востоке они несогласно перекрываются терригенными и кремнисто-карбонатными отложениями кембрия и терригенными толщами ордовика (фиг. 2).

В ванадиеносной части кембрийских отложений выделяются байконурская, курумсакская и кокбулакская свиты.

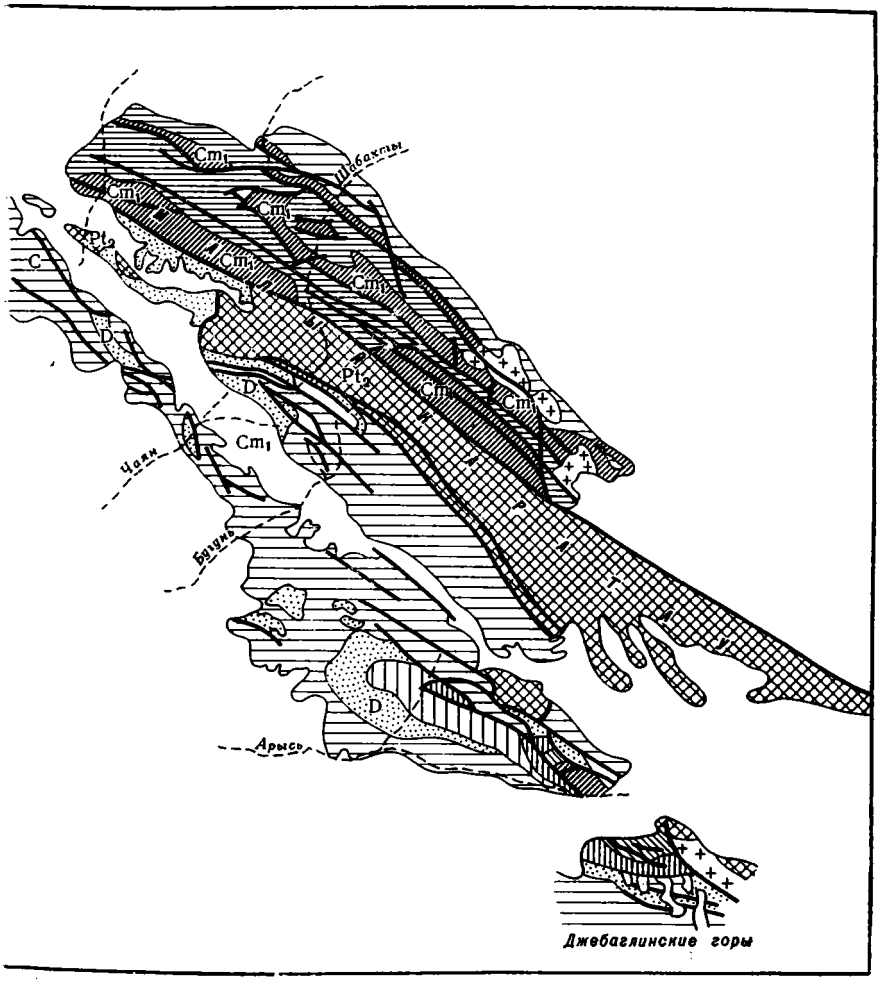


Таблица 1

Стратиграфические объемы свит, по данным разных исследователей

Литолого-петрографическая характеристика		Мощность, м	Г. И. Макарычев (1957)		С. Г. Анкинович (1961)	Г. Х. Ергалиев (1967)	Название свиты в данной работе
Карбонатные работы		100—400	Кокбулакская Cm_{2-3}	Саускандыкская серия Cm_2	Кулантауская	Кокбулакская	Кокбулакская
Фтаниты	углисто-глинисто-карбонатные с фосфатными желваками	100—280	Курумсакская $Cm_2^б$			Курумсакская	Курумсакская
	кремнистые				Курумсакская		
	углисто-глинистые ванадиеносные						
	кремнистые						
Тиллитоподобные породы — глыбы и обломки разного состава, сцементированные глинистыми сланцами		50—350	Карагурская $Cm_2^а$		Байконурская		Байконурская

Байконурская свита прослеживается почти на всем протяжении хребта и с угловым несогласием налегает на терригенно-сланцевые отложения нижележащей улутауской серии. Эта толща сложена тиллитоподобными породами разнообразного облика.

Тиллитоподобные породы выделяются в разрезе благодаря присутствию многочисленных галек, эрратических валунов и глыб, размеры которых колеблются от 0,3 до 5—8 *м* в поперечнике. По составу среди грубообломочных включений резко преобладают доломиты и известняки, значительно реже встречаются мраморы, песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, кремнистые, углисто-кремнистые и хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, граниты, сиениты, монцониты и эффузивы кислого и основного состава. Ориентировка обломков крайне непостоянна. Иногда они расположены параллельно слоистости, иногда наклонены к ней под разными углами. Обычно обломки вдавлены в подстилающие слои и плавно облекаются вышележащими слоями. Распределение их в разрезе и на площади весьма прихотливо; местами они образуют конгломерато-брекчии, а иногда залегают в виде редких изолированных включений.

Характерно, что поверхность обломков всегда покрыта ржаво-бурой пленкой гидроокислов железа толщиной до 1—1,5 *мм*. Цементируются обломки глинистыми, местами даже углисто-глинистыми серовато-зелеными сланцами; иногда в них преобладают песчаные или алевритовые разности, а иногда значительно возрастает карбонатность. Таким образом, по простиранию цемент тиллитоподобных образований крайне изменчив.

В цементе тиллитоподобных пород очень часто проявляется интенсивная пиритизация, причем размеры кристаллов пирита достигают 0,5 *см* в диаметре. В зоне выветривания обычно вся тиллитоподобная толща окрашена в рыжеватые тона, что значительно облегчает ее прослеживание и картирование.

В кровле и в подошве отложений байконурской свиты очень часто залегают пласты или линзы доломитов мощностью от 1 до 3—7 *м*. Местами эти карбонатные образования несут следы подводно-оползневых движений; они смяты в сложные дисгармоничные складки или распадаются на от-

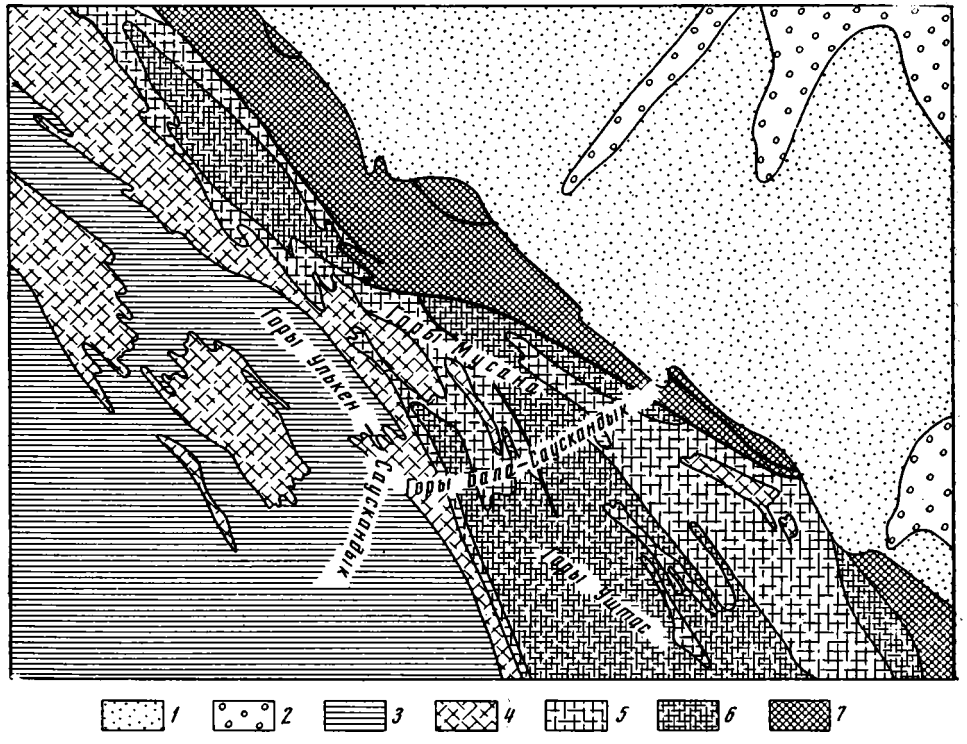
дельные глыбы, поверхность которых испещрена следами подводных скольжений и обвалов. Мощность байконурской свиты в целом 20—150 *м*.

На тиллитоподобных породах байконурской свиты с четким контактом залегает толща фтанитов *курумсакской свиты*, резко выделяющаяся в разрезе благодаря черному, иногда пепельно-серому цвету.

Породы, слагающие курумсакскую свиту, содержат 70—90% SiO_2, существенно обогащены органическим углеродом и обладают типичной текстурой ритмитов; в разрезе наблюдается чередование слойков разного петрографического состава мощностью от 10 *см* до 0,1 *мм* и менее.

Свита фтанитов отличается также удивительной фациальной устойчивостью в разрезах, прослеживаясь с незначительными изменениями на огромные расстояния. Обычно в ней различаются четыре пачки.

Нижняя пачка кремнистых фтанитов представляет собой чередование прослоев кремнистых пород мощностью 5—10 *см*, в различной степени обогащенных углистым или углисто-глинистым материалом. В верхней ее части встречаются прослои доломитов, также участвующих в переслаивании. Число прослоев доломитов возрастает по направлению с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении уменьшается мощность всей пачки в целом: если в разрезах Курумсакского участка она достигает 25—30 *м*, то в разрезах рек Ран и Карагур она сокращается до 5—10 *м* и менее.



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Баласаускандык

1 — четвертичные отложения (Q);
2 — пески, песчаники, мергели палеогена (Pg);
3 — песчаники, сланцы, кварциты ордовика (O);
4 — углисто-кремнистые ванадиеносные сланцы, кремни и известняки кембрия (Cm-c);
5 — тиллитоподобные породы кембрия (Cm-b);
6 — конгломераты, песчаники, слюдистые сланцы кембрия (Cm-a);
7 — протерозойские отложения (Prz)

Ванадиеносный горизонт сложен настолько тонким переслаиванием кремнистого, глинистого и углистого материала, что толщину слойков в слагающих его фтанитах нередко можно определить только под микроскопом. Характерно, что в отдельных пачках этого горизонта мощностью от 0,5 до 1,5—2,0 *м* соотношение породообразующих компонентов, т. е. SiO_2, Al_2O_3, $C_{орг}$ и карбонатов, несколько варьирует, и это позволяет подразделить его на разные пласты. Согласно данным С. Г. Анкинович и Е. А. Анкинович, в пределах Баласаускандыкского рудного поля выделяются 14 таких рудных пачек, а в пределах Курумсакского — 10 пачек.

Очень важно подчеркнуть, что средний состав пород, слагающих ванадиеносный горизонт, позволяет подавляющее большинство этих образований отнести к группе фтанитов, так как в них содержится 72—96% SiO_2, до 1,5—2% органического вещества, 0,70—5,40% Al_2O_3 и 0,03—0,5% P_2O_5. Тонкослоистые фтаниты, слагающие ванадиеносный горизонт, в неизмененном виде окрашены в черный цвет и пронизаны многочисленными светлыми кварцевыми прожилками; характерно присутствие фосфатных конкреций диаметром до 5—8 *см*. Мощность ванадиеносного горизонта в антиклинории Северо-Западного Каратау достигает 10—12 *м*.

Верхняя пачка кремнистых фтанитов очень похожа по составу на отложения, подстилающие ванадиеносный горизонт. Она сложена толстоплитчатыми кремнистыми породами, для которых весьма типична широкая пиритизация, а также присутствие многочисленных включений мелких кристаллов доломита, равномерно рассеянных в породах. Мощность ее обычно не превышает 3—5 *м*.

Пачка кремнисто-глинисто-карбонатных фтанитов постепенно сменяет «кремни кровли». Примерно в средней ее части среди тонкого чередования кремнистого и глинистого материала появляются многочисленные и тонкие прослои карбонатных пород, число и мощность которых по направлению к кровле заметно возрастают. Мощность всей курумсакской свиты 50—150 *м*.

Кокбулакская свита карбонатных пород связана с подстилающими ее отложениями постепенными переходами. Она представлена серыми, тонкослоистыми, а местами массивными баритовыми и доломитовыми известняками. В отдельных прослоях карбонатный материал сильно разбавлен глинистым и порода по составу ближе к мергелям. Мощность ее крайне непостоянна, от 30 до 150 *м*.

Завершающие разрез ордовикские отложения в Северо-Западном Каратау представлены терригенно-глинистыми породами большой мощности.

Антиклинорий Северо-Западного Каратау в тектоническом отношении представляет собой асимметричную герцинскую структуру северо-западного простирания, которая на севере под острым углом срезается Главным Каратауским разломом. В кембро-ордовикских отложениях, слагающих крылья антиклинория, прослеживаются несколько антиклинальных зон второго порядка. Эти ундулирующие, узкие и запрокинутые структуры под острым углом подходят к зоне разлома. С юго-запада на северо-восток различаются Коскуль-Дженджекская, Баласаускандык-Курумсакская и Ран-Карагурская антиклинальные зоны. К средней структуре приурочено рудное поле месторождения Баласаускандык.

В пределах рудного поля в толще углисто-кремнистых кембрийских пород отчетливо прослеживаются небольшие антиклинальные и синклинальные складки размером 0,5 × 1,0 *км*, относящиеся к структурам третьего порядка. Складки ориентированы в направлении 310—350°, т. е. на северо-запад. Они в миниатюре повторяют строение всей Баласаускандык-Курумсакской зоны, отличаясь сильной ундуляцией шарниров и вытянутостью в плане; отношение длинных осей к ширине равно 1 : 10. Для этих структур характерна также резкая асимметрия в разрезе; как правило, северо-восточные крылья складок пологие, а юго-западные — крутые и часто оборванные надвигами. Складки четвертого порядка ослож-

няют главные структуры рудного поля. Они имеют амплитуду 20—30 *м* и иногда приобретают форму флексур.

Особенно ярко в рудных пластах проявилась складчатость пятого порядка, с амплитудой 1—1,5 *м*, местами переходящая в плойчатость. Формы складок различны, от простых симметричных, до лежачих и перевернутых структур. Местами эти складки осложнены разрывами типа надвигов, сбросо-надвигов и сдвигов.

В целом, однако, для описываемого месторождения типична пликативная, а не дизъюнктивная тектоника. Всего насчитывается пять порядков сложных складок, интенсивно изменивших пространственное положение рудного пласта.

Как это было показано С. Г. Анкиновичем (1954), складчатость Баласаускандыкского рудного поля дисгармонична. Имеются основания предполагать, что ее возникновение связано не только с реализацией тектонических напряжений, но и с подводно-оползневыми движениями илов. Последнее подтверждается деформациями и срезанием диагенетических кварцевых прожилков и широким распространением оползневых текстур в синхронных фосфоритоносных отложениях Малого Каратау. Широкое распространение дисгармоничных и сложных складок обусловлено ритмичным и очень тонким переслаиванием пород внутри фтанитовой толщи.

Джебаглинский район

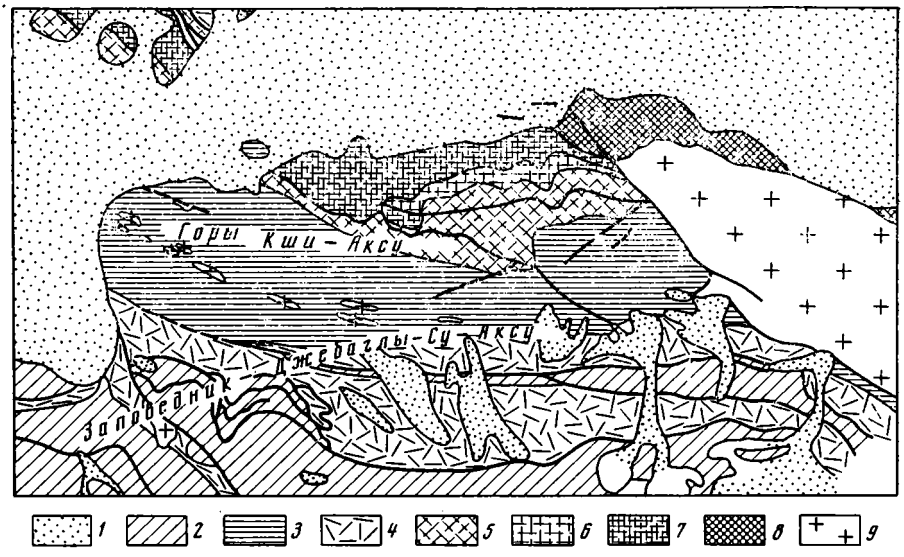
В междуречье Арыси, Терса, Джебаглы-Су, в предгорьях западного окончания хребта Терскей-Алатау (фиг. 3) на песчано-глинистых породах улутауской серии также залегают отложения байконурской, курумсакской и кокбулакской свит.

Байконурская свита Джебаглинского района по условиям залегания и петрографическому составу существенно отличается от одноименной свиты северо-западных районов. Эти отложения тесно связаны с подстилающими их песчано-глинистыми толщами улутауской серии, и обнаружить угловое несогласие в их основании обычно не удается, хотя в других районах Каратау оно прослеживается достаточно четко. Разрез представлен очень сложным чередованием рыжих песчаников и зеленовато-серых глинистых сланцев, причем первые явно преобладают.

Песчаники, состоящие из обломков кварца, полевых шпатов и кремнисто-серицитовых сланцев, сцементированных железистым, реже карбонатным цементом, залегают в виде крупных линз. В них, как и в глинистых сланцах, беспорядочно разбросаны редкие валуны и гальки известняков и доломитов, а также гравелитов, кремнистых сланцев и гранитов, но диаметр их редко превышает 0,3—0,5 *м*. Мощность байконурской свиты варьирует от нескольких метров и даже полного выклинивания до 30 *м* и более.

Курумсакская свита залегает непосредственно на песчано-глинистых отложениях байконурской свиты, но там, где последняя отсутствует, именно с нее начинается нижнекембрийский разрез. Как и в антиклинории Северо-Западного Каратау, она имеет здесь четырехчленное строение, причем общая последовательность чередования пачек также совершенно аналогична.

Пачка кремнистых фтанитов в Джебаглинских горах характеризуется полным отсутствием прослоев доломитов. Она представляет собой чередование черных, пепельно-серых и белых кварцитовидных фтанитов мощностью 2—5 *см*. Разрез завершается пластом белых однородных кварцитов мощностью 1,5—2 *м*, являющихся хорошим маркирующим горизонтом. Суммарная мощность нижней пачки курумсакской свиты обычно не превышает 25—35 *м*.



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта месторождения Джебаглы

1 — четвертичные отложения (Q);
2 — известняки и эффузивы карбона (C);
3 — конгломераты, песчаники и известняки девона (D);
4 — песчаники, сланцы и кварциты силура — ордовика (S — O);
5 — углисто-кремнистые ванадиеносные сланцы, кремни и известняки кембрия (Cm_{2+3});
6 — тиллитоподобные породы кембрия (V + Cm_1);
7 — конгломераты, песчаники, слюдистые сланцы кембрия — венда (Cm_1 + V);
8 — протерозойские отложения (Prz);
9 — гранитоиды

Ванадиеносная пачка сложена очень тонким ритмическим переслаиванием глинистых и углистых разновидностей фтанитов. Для рудного поля Джебаглинского месторождения менее типична четкая стратификация рудного горизонта. Здесь обычно выделяют семь-восемь рудных слоев. Общая мощность рудного горизонта в тектонически спокойных участках не превышает 8—10 *м*.

Верхняя пачка кремнистых фтанитов связана с ванадиеносными отложениями весьма постепенным переходом и представлена толстоплитчатыми фтанитами. В рельефе она выделяется в виде карниза. В породах этой пачки широко распространены мелкие фосфоритовые конкреции диаметром 3—4 *см*. Мощность ее редко превышает 10 *м*.

Пачка кремнисто-глинисто-карбонатных фтанитов венчает разрез свиты. Она сложена тонкослоистыми породами, в которых ритмически чередуются очень тонкие, нередко миллиметровые слойки углистого, кремнистого, глинистого и карбонатного материала. Число и мощность слойков доломита и доломитового известняка возрастают снизу вверх. Мощность ее 60—65 *м*. Суммарная мощность свиты 110—130 *м*.

Кокбулакская свита в Джебаглинских горах сложена светло-серыми мелкокристаллическими доломитами, связанными с подстилающими отложениями постепенным переходом. Для доломитов типичны многочисленные кремневые овоиды 0,3—0,7 *см* в поперечнике. По мнению А. Н. Криштофовича, они являются продуктами жизнедеятельности водорослей рода *Osagia* sp. В кровле свиты выделяется горизонт подводно-оползневых брекчий мощностью 3—4 *м*. Мощность карбонатной толщи обычно 170—250 *м*.

Вышележащие ордовикские отложения образуют регрессивную серию, сложенную терригенно-сланцевыми и грубообломочными породами большой мощности.

В геологическом отношении район Джебаглинских гор представляет собой южное крыло крупной широтной антиклинальной структуры, ось которой простирается от сая Чигермогол на востоке до р. Терс на западе (см. фиг. 3). Присводовая часть этого поднятия размыта, и в его пределах распространены четвертичные отложения. К югу от него обнажаются кембрийские, ордовикские и девонские отложения, полого падающие на юг и юго-запад.

Южное крыло структуры, где наблюдается полный разрез палеозойских отложений, осложнено складками более высоких порядков, среди которых наиболее крупная — Чимбулакская синклиналь.

В восточной части района хорошо прослеживается Главный Каратауский разлом. Он обрезает палеозойское крыло Джебаглинской структуры, и вдоль него эффузивы протерозоя и древние гранитоиды приведены в соприкосновение с палеозоем.

В пределах южного крыла Джебаглинской антиклинали крупные тектонические нарушения представлены системой надвигов, веерообразно расположенных по отношению к Главному разлому. С севера на юг выделяются Широтный, Джебаглинский, Крутой и Алатауский надвиги (см. фиг. 3).

Ванадиеносные отложения нижнего кембрия в основном обнажены в моноклинальной структуре северного Широтного надвига. Несмотря на кажущуюся простоту залегания, они также смяты в сложные дисгармоничные складки нескольких порядков, и поэтому тектоническое строение отдельных участков с трудом поддается расшифровке.

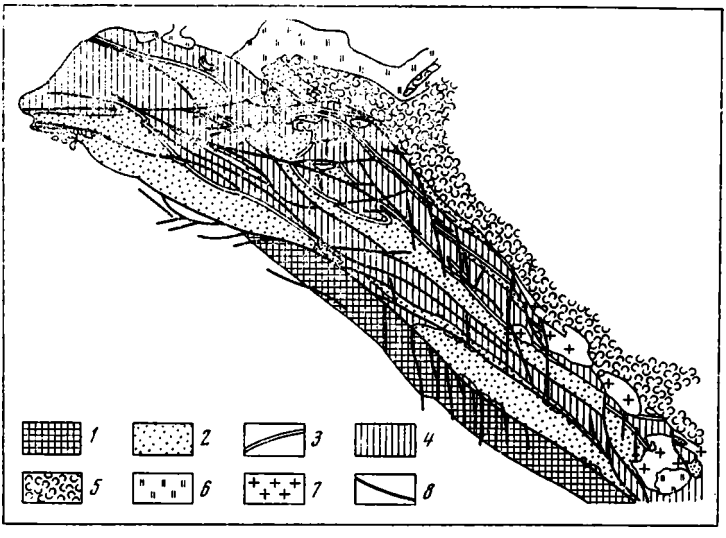
Район Малого Каратау

Район расположен к северо-востоку от Леонтьевского грабена, в бассейнах рек Тамды, Чабакты, Беркуты и Баба-ата (см. фиг. 1).

Геологическое строение Каратауского фосфоритоносного бассейна подробно описано в работах П. Л. Безрукова (1954), Г. И. Макарычева (1957), Б. М. Гиммельфарба и А. М. Тушиной (1960), С. Г. Анкиновича (1961), Г. И. Бушинского (1966_1) и других исследователей. Этот район представляет собой северо-восточное крыло крупного каледонского антиклинория, имеющего северо-западное простирание (фиг. 4). В ядре структуры обнажены сложно дислоцированные породы нижнего рифея (кокджотская свита), юго-западное крыло оборвано крупным глубинным разломом древнего заложения, а на северо-восточном крыле распространены отложения венда и кембро-ордовика. Здесь благодаря складчатости и разломам второго порядка многократно обнажаются песчано-глинисто-кремнистые породы каройской серии (1000—1500 *м*), налегающие на них с размывом и угловым несогласием фосфатно-кремнисто-карбонатные отложения фосфоритоносной толщи (0—100 *м*) и известково-доломитовые отложения тамдинской серии (1500—3000 *м*).

Согласно новейшим представлениям Б. М. Келлера, В. Г. Королева и И. Н. Крылова (1965), терригенно-кремнистая каройская серия исследуемого района принадлежит к верхнему рифею и венду, фосфатно-кремнисто-карбонатная толща относится к нижнему кембрию, а карбонатная тамдинская серия охватывает большой интервал времени от среднего кембрия до ордовика включительно. Для нас наибольший интерес представляет фосфатно-кремнисто-карбонатная толща нижнего кембрия, в которой обычно выделяют две свиты: беркутинскую свиту «нижних» доломитов и чулактаускую фосфоритоносную свиту.

Беркутинская свита доломитов залегает на различных стратиграфических уровнях каройской серии с угловым или даже азимутальным несогласием. В основании ее часто присутствуют базальные конгломераты и брекчии и четко фиксируются неровности размыва.



Фиг. 4. Схема геологического строения Малого Каратау

1 — терригенно-сланцевые отложения кокджотской свиты (протерозой — рифей);
2 — песчано-глинисто-кремнистые отложения каройской свиты (рифей — венд);
3 — «нижние» доломиты и фосфоритоносные отложения чулактауской свиты (нижний кембрий);
4 — карбонатные отложения тамдинской свиты (кембрий — ордовик);
5 — терригенно-карбонатные отложения девона и карбона;
6 — красноцветные отложения неоген-четвертичного возраста;
7 — интрузии гранитоидов;
8 — разломы

Строение и условия залегания этого горизонта рассмотрены нами ранее (Холодов, Корякин, 1968). В наиболее мелководных разрезах он представлен массивными водорослевыми доломитами, а в глубоководных участках доломит тонкослоистый и несет многочисленные следы подводных оползней и обвалов. Мощность колеблется от полного выклинивания до 50 *м*.

Чулактауская свита сложена пластовыми фосфоритами, кремнистыми породами (ванадиеносными фтанитами и спонголитами) с подчиненными прослоями железо-марганцевых руд и доломитов. Нижний контакт свиты очень часто осложнен подводно-оползневыми явлениями; в кремни и спонголиты, с которых начинается разрез фосфоритоносной толщи, обычно бывают включены глыбы и обломки подстилающих доломитов. Иногда в основании толщи прослеживается размыв, и в неглубоких карманах залегают фосфатные конгломераты и гравелиты. Реже известны примеры согласного налегания фосфоритоносной свиты на «нижние» доломиты.

В наиболее полных разрезах чулактауская свита имеет четырехчленное строение. Снизу вверх в ней выделяются: горизонт «нижних» кремней (фтанитов и спонголитов); нижний продуктивный (фосфоритоносный) горизонт; верхний горизонт фтанитов (кремнисто-глинистых сланцев); верхний продуктивный (фосфоритоносный) горизонт.

В некоторых месторождениях выше верхнего горизонта фосфоритов прослеживается маломощный пласт железо-марганцевых руд. Мощность чулактауской свиты достигает 70—80 *м*, однако по направлению к присводовой части антиклинория она быстро уменьшается, и в некоторых местах фосфоритоносные отложения отсутствуют. В этом случае вышележащие отложения тамдинской серии залегают непосредственно на подстилающих терригенных породах венда и рифея.

Чулактауская свита перекрывается мощной толщей карбонатных пород тамдинской серии, причем в основании этих отложений на некоторых месторождениях фиксируется слабый размыв; в этих случаях в подошве известняково-доломитовой толщи прослеживается фосфоритовый конгломерат.

При сравнении геологического строения Малого Каратау и антиклинория Северо-Западного Каратау привлекает внимание, что в первом районе явно преобладает разрывная тектоника (см. фиг. 4).

В пределах фосфоритоносного бассейна широко распространены разломы северо-западного направления. По ним вендо-ордовикские отложения распадаются на ряд односторонних горстов, надвинутых один на другой с северо-востока на юго-запад.

Параллельно Главному Каратаускому разлому в Малом Каратау прослеживаются Каройский, Джанытасский, Малокаройский, Аксайский взбросы и ряд более мелких нарушений. Все эти разломы имеют крутопадающие, почти вертикальные плоскости сместителей, по которым приведены в соприкосновение отложения докембрия или венда с отложениями палеозоя. Эти продольные нарушения, по мнению П. Л. Безрукова (1954), были заложены еще в каледонскую фазу складчатости; вдоль них в юго-восточной части Малого Каратау вытягивается цепь каледонских интрузий гранитоидов.

Не менее характерны секущие разломы субширотного и субмеридионального направления, относящиеся к категории сбросов, сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов. Эти смещения иногда пересекают продольные нарушения, но чаще плавно переходят в них. Характерно, что в северо-западной части района преобладают дизъюнктивы широтного, а в юго-восточной — меридионального простирания.

К субширотной системе нарушений принадлежат Коксуйский, Беркутинский и Карашатский взбросо-сдвиги, а к субмеридиональной — Аксайский, Коктальский и Тамдинский сдвиги.

На ряде участков фосфоритоносного бассейна к диагональным нарушениям приурочены дайки диабазов, порфиритов и других жильных образований, которые в районе Чулактау прорывают каледонские интрузии. Это обстоятельство позволило некоторым авторам относить заложение диагональных разломов к герцинскому орогенезу и во всяком случае рассматривать их как образования более молодые, нежели разломы продольного направления.

Выполненные нами исследования (Холодов, Корякин, 1968) опровергают такую точку зрения. Фациальные изменения и изменения мощностей беркутинских и чулактауских отложений вблизи от некоторых диагональных разрывов заставляют предполагать их конседиментационную природу в венде и нижнем палеозое и позволяют относить их заложение к более древним временам.

Вследствие сочетания продольных и диагональных нарушений северо-восточное крыло антиклинория разбито на многочисленные блоки нескольких порядков. Отдельные наиболее сохранившиеся участки представляют собой промышленные месторождения пластовых фосфоритов.

Таким образом, на схематической геологической карте Малого Каратау нами выделяются: Большекаройское поднятие, Верхнеучбасский блок с месторождениями фосфоритов Арал-Тюбе, Ат-Кум и Кесик-Тюбе, Кистасский и Джанытасский блоки, включающие одноименные месторождения, Малокаройский блок с месторождениями Тамды, Кок-Тал, Кыр-Чабакты, Джетым-Тал, Кара-Шат и Беркуты, Коксуйское поднятие с месторождениями Кок-Су и Уч-Бас, а также Тьесайский, Джиланский, Чулактауский, Аксайский и Аладжарский тектонические блоки, с которыми связаны одноименные месторождения пластовых фосфоритов.

О СОПОСТАВЛЕНИИ РУДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ

На сходство разрезов нижнего палеозоя в Каратау-Джебаглинском районе, с одной стороны, и в Малом Каратау — с другой, указывали многие исследователи Тянь-Шаня. Особенно обоснованно, на наш взгляд, сравнение древних толщ этих регионов было выполнено в трудах А. В. Пейве (1948), Г. И. Макарычева (1957) и С. Г. Анкиновича (1961).

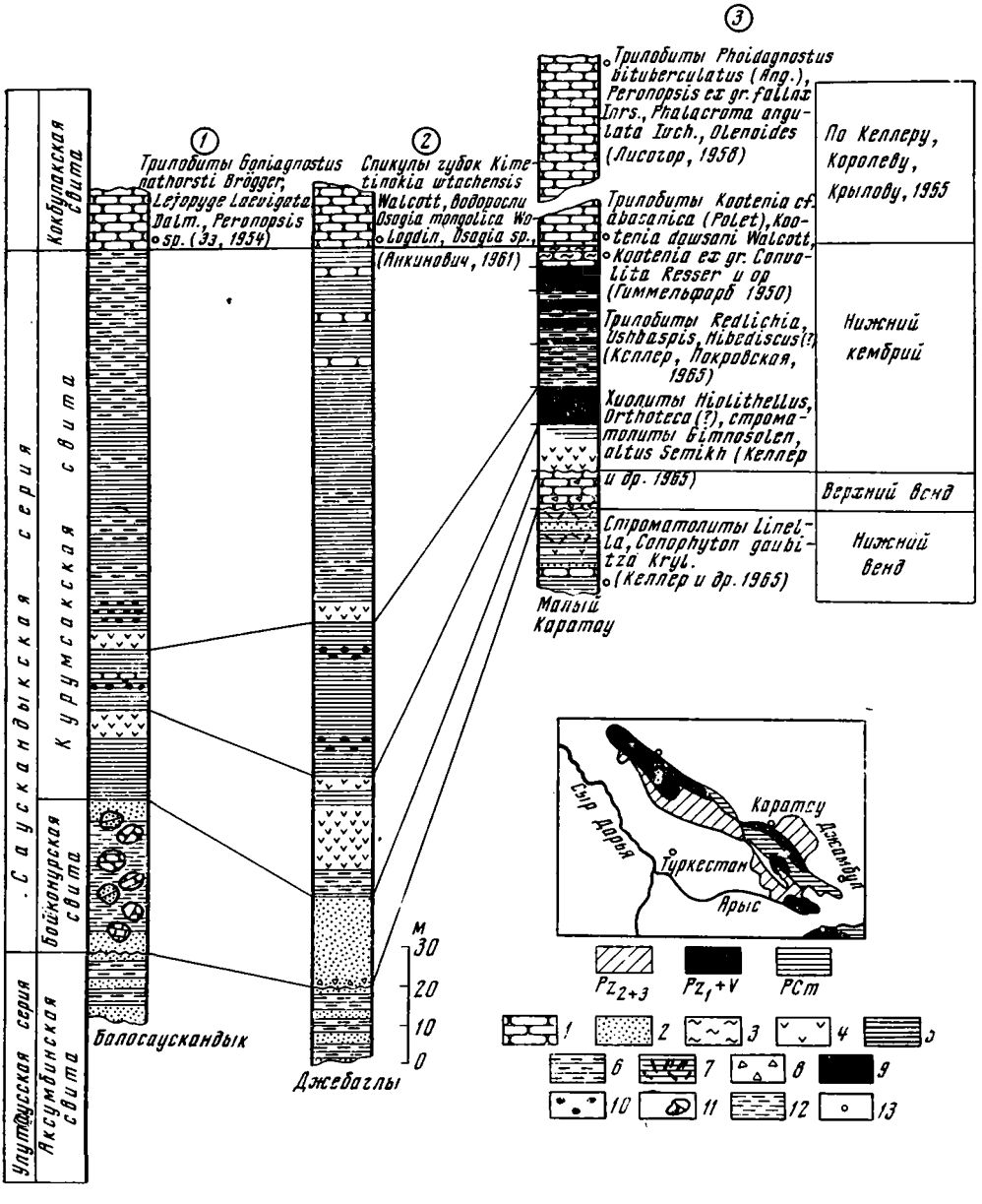
В соответствии со взглядами этих исследователей, к которым присоединился и автор (Холодов, 1968), тиллитоподобные породы байконурской свиты Большого Каратау сопоставляются с «нижними» доломитами Малого Каратау, курумсакская ванадиеносная свита может рассматриваться как стратиграфический эквивалент чулактауской фосфоритоносной свиты, а нижняя часть кокбулакской и тамдинская (или шабактинская) свиты объединяются в единый горизонт карбонатных пород (фиг. 5).

Такое сопоставление рудоносных отложений Большого и Малого Каратау обосновывалось литологическим и палеонтологическим сходством покрывающих и подстилающих древних толщ, находками фауны трилобитов в основании кокбулакской и тамдинской свит, а также тождеством в литологическом составе и строении рудоносных отложений обоих районов. Действительно, в основании кокбулакской свиты Центрального Каратау, в верховьях р. Арпаозен в 1956 г. В. В. Эз собрал в известняках фауну трилобитов, среди которых Н. В. Покровская определила *Lajopyge laevigata* (Dalm.), *Goniagnostus nathorsti* (Brögger), *Peronopsis* sp. (Макарычев, 1957). Две первые формы указывают на принадлежность вмещающих их отложений к верхней части среднего кембрия, и, таким образом, вряд ли подстилающая их курумсакская ванадиеносная свита могла оказаться древнее среднего кембрия.

В Малом Каратау, в пределах месторождения Кок-Су, в нижней части тамдинских карбонатных отложений, в 10 *м* от кровли фосфоритоносной чулактауской свиты, П. Л. Безруков, Б. М. Гиммельфарб, А. С. Соколов (1940), а также Б. М. Гиммельфарб (1950) собрали многочисленные остатки трилобитов рода *Kootenia*: *Kootenia abacanica* (Polet.), *Kootenia dawsoni Walcott*, *Kootenia* ex. gr. *convoluta* Resser. Эти находки свидетельствовали о возрастной близости низов тамдинской карбонатной толщи и кокбулакской карбонатной свиты Большого Каратау, что позволило относить их к среднему кембрию. В связи с отсутствием заметного перерыва в основании карбонатных отложений подстилающая их в Малом Каратау чулактауская фосфоритоносная свита синхронна с ванадиеносной курумсакской свитой Большого Каратау, а беркутинские доломиты можно сопоставить с байконурскими тиллитоподобными породами, хотя эта часть кембрийского разреза фаунистически не охарактеризована.

При фациально-литологическом сравнении этих свит следует иметь в виду, что в основании байконурской свиты северо-западных районов Большого Каратау часто проявляются размыв и угловое несогласие. Очень сходные взаимоотношения наблюдаются между беркутинскими доломитами Малого Каратау и подстилающими их каройскими отложениями. В байконурских тиллитоподобных породах широко распространены слои и линзы доломитов со следами подводно-оползневых деформаций. Для этого же интервала весьма типичны доломитовые глыбы, обломки, гальки и эрратические валуны, беспорядочно включенные в тонкий сланцевый цементирующий материал. Все эти особенности позволяют сопоставлять байконурскую свиту с беркутинскими доломитами Малого Каратау, которые также несут следы подводных оползней и обвалов в виде дисгармоничной складчатости, следов пластических деформаций и глыбовых брекчий (Холодов, Корякин, 1960; Бродская, Холодов, 1965; Холодов, Корякин, 1968).

В вышележащей курумсакской свите Большого Каратау и Джебаглинских гор, как указывалось ранее, дважды чередуются кремнистые



Фиг. 5. Сопоставление разрезов кембрийских отложений хребта Каратау и Джебаглинских гор

1 — карбонатные породы;
2 — песчаники;
3 — марганцевые руды;
4 — кремнистые фтаниты;
5 — углеродистые фтаниты;
6 — глинистые фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы;
7 — туффиты;
8 — конгломерато-брекчии;
9 — пластовые фосфориты;
10 — желваковые фосфориты;
11 — глыбы доломитов;
12 — глинистые сланцы;
13 — места сбора фауны

безрудные и ванадиеносные углисто-глинистые или углисто-глинисто-карбонатные фтаниты. Поэтому разрез свиты повсеместно имеет четырехчленное строение. Это чрезвычайно напоминает строение наиболее полных разрезов чулактауской свиты Малого Каратау, где снизу вверх обычно обнаруживается такая последовательность: кремни — фосфориты — кремни (фтаниты) — фосфориты.

Литолого-фациальное единство чулактауской свиты Малого Каратау и курумсакской свиты Большого Каратау подтверждается также рядом других фактов. Например, в углисто-глинистых ванадиеносных фтанитах Баласаускандыка и Джебаглинских гор широко распространены мелкие конкреции фосфоритов, которые хорошо сопоставляются с пластовыми фосфоритами Малого Каратау. В наиболее полных разрезах чулактауской свиты Малого Каратау, в пределах месторождений Кок-Су, Джаны-Тас, Ак-Джар, Уч-Бас и других, многими исследователями была описана пачка кремнисто-глинистых опоковидных сланцев мощностью до 30 *м*, разделяющая верхний и нижний горизонты пластовых фосфоритов. Бурение скважин в пределах месторождений Кок-Су и Джаны-Тас позволило установить, что на глубине эти кремнисто-глинистые сланцы замещаются типичными ванадиеносными фтанитами, очень сходными с фтанитами курумсакской свиты (Холодов, 1970_1).

Изучение распределения элементов-примесей, выполненное с помощью мокрого химического анализа и полярографии в соответствующих лабораториях ИМГРЭ, показало, что во фтанитах Малого Каратау накапливаются V_2O_5 (0,48—0,52%), Pb (0,10—0,64%), Mo (до 0,0011%), а по данным количественного спектрального анализа — кобальт, никель, хром и отчасти медь. Как известно, именно этот набор элементов типичен для фтанитов Большого Каратау.

В последнее время вопрос о возрасте рудоносных чулактауско-курумсакских отложений несколько усложнился в результате работ Б. М. Келлера, В. Г. Королева и И. Н. Крылова (1965), Б. М. Келлера, Н. В. Покровской (1965), а также Г. Х. Ергалиева (1967).

Группа исследователей во главе с Б. М. Келлером и В. Г. Королевым обнаружила в нижней части тамдинских доломитов района Кок-Су (Малый Каратау), в нескольких метрах от кровли чулактауской свиты остатки трилобитов родов *Redlichia*, *Ushbaspis* и *Hibediscus* (?), которые позволяют сопоставить фосфоритоносную толщу только с верхами алданского или низами ленского яруса нижнего кембрия. Кроме того, в железо-марганцевых рудах верхней части чулактауской свиты ими были обнаружены хиолиты родов *Orthotheca* (?) и *Hyolithellus*, по определению В. В. Миссаржевского, близкие к хиолитам кинядинского горизонта алданского яруса Сибири; в фосфоритах встречены онколиты и катаграфии, определенные З. А. Журавлевой как *Osagia monolamellosa* Zhur, *Osagia minuta* Zhur и *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), а эти формы обычны для венда и иногда относятся к нижнему кембрию. Опираясь на эти данные, Б. М. Келлер, В. Г. Королев и другие исследователи предложили понизить верхнюю возрастную границу чулактауской свиты в Малом Каратау, отнеся свиту в целом к нижнему кембрию, а свиту беркутинских доломитов — к венду.

Несколько позднее Г. Х. Ергалиев (1965, 1967) применил биостратиграфический анализ при изучении ряда опорных разрезов кокбулакской и тамдинской свит района Улутау, Каратау и Джебаглинских гор. В среднем и верхнем кембрии этот автор выделил ряд биостратиграфических зон, характеризующихся определенным комплексом трилобитов, и рассмотрел положение верхней границы чулактауско-курумсакских отложений по отношению к этим зонам (табл. 2). Оказалось, что возрастная граница между фтанитами и карбонатными отложениями в направлении от Улутау к Джебаглинским горам и далее к востоку заметно понижается от низов

верхнего кембрия (зона *Blackwelderia mingzilkenensis*) до верхов алданского яруса нижнего кембрия (зона *Redlichia*). При этом, по Г. Х. Ергалиеву (1967), время образования всей курумсакской свиты в целом также варьирует: в Байконурском синклинории оно соответствует нижнему и среднему кембрию, в северо-западном Каратау — нижнему и лишь отчасти среднему кембрию, а в Центральных районах и горах Джебаглы — главным образом нижнему кембрию.

Вообще смещение границ литостратиграфических подразделений во времени — довольно распространенное явление в древних толщах Казахской складчатой страны. Оно объясняется тем, что при трансгрессиях и регрессиях древних водоемов литологические границы фациально однородных пластов не совпадают с изохронами и даже пересекаются последними (Гейслер, 1950). Анализ данных, приведенных в работе Г. Х. Ергалиева (1967), позволяет заключить, что кремнистые отложения курумсакской свиты сменяются карбонатными толщами кокбулакской свиты не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, т. е. связаны с ней фациальными переходами.

Попутно следует отметить, что аналогичные фациальные взаимоотношения между ванадиеносными фтанитами и карбонатными отложениями наблюдались в ряде районов Тянь-Шаня. Так, например, В. В. Шабалин (1966) описал замещение ванадиеносных кремнистых сланцев карбонатными толщами в районе хребта Джетымтау, а Л. И. Турбин (1962) предположил аналогичные взаимоотношения между ванадиеносными фтанитами сокурбельской свиты и карбонатными породами сандалашской свиты в районе Чаткальского и Пскемского хребтов.

Что касается нижней границы курумсакской свиты, т. е. ее контакта с байконурскими тиллитоподобными конгломератами, то большинство исследователей считают ее повсеместно более или менее синхронной и вслед за Б. М. Келлером, В. Г. Королевым и И. Н. Крыловым (1965) относят ее к основанию нижнего кембрия.

Итак, учитывая новейшие стратиграфические данные, мы в дальнейших построениях будем исходить из следующих установленных положений.

1. Чулактауская фосфоритоносная свита синхронна с курумсакской ванадиеносной свитой Джебаглинских гор и отчасти сопоставляется с курумсакской свитой Северо-Западного Каратау и Улутау.

2. Курумсакско-чулактауские отложения в нижней части принадлежат к основанию нижнего кембрия, тогда как верхняя их граница скользит, понижаясь в возрасте от низов верхнего до верхов нижнего кембрия с северо-запада Улутау (Баласаускандык) на юго-восток (Джебаглы).

3. Курумсакско-чулактауские отложения подстилаются байконурской свитой тиллитоподобных пород в Большом Каратау и Джебаглах и беркутинской свитой доломитов в Малом Каратау.

4. На курумсакско-чулактауских отложениях с весьма постепенным переходом, реже со скрытым несогласием залегают карбонатные породы кокбулакской свиты в Большом Каратау и карбонатные отложения тамдинской свиты — в Малом.

ТИПЫ ПОРОД КУРУМСАКСКО-ЧУЛАКТАУСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Литолого-петрографическое описание пород курумсакской и чулактауской свит Большого и Малого Каратау, а также Джебаглинских гор приведено в работах многих предыдущих исследователей. Этому вопросу были посвящены публикации П. Л. Безрукова (1938, 1954), Б. А. Тюрина (1944), Б. М. Гиммельфарба (1954), Б. М. Гиммельфарба и А. С. Соколова (1954), С. Г. и Е. А. Анкинович (1959, 1968$_1$), К. Т. Табылдиева (1958, 1964, 1966), А. И. Смирнова (1959), Мян-Сян-Хуа (1959), Б. М. Гиммельфарба

Таблица 2

Стратиграфическое положение верхней границы чулактауско-курумсакской свиты в различных структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зона	Северо-Западный Каратау		Центральный Каратау	
Кембрийская	Верхний	Суханский («салаирский»)		*Glyptagnostus stolidotus*	Кокбулакская	*Glyptagnostus stolidotus* Opik, *Pseudagnostus sp.*, *Aspidagnostus sp.*, *Hypagnostus latus* sp. nov. и др.	Кокбулакская	*Glyptagnostus stolidotus* Opik., *Aspidagnostus lunulosus* (Kryskov), *Barandagnostus* sp., *Homagnostus convexus* Chu, *Pseudagnostus* sp. и др.
			Байкадамский	*Blackwelderia mingzilkenensis*				*Homagnostus obesus* (Belt), *Homagnostus convexus* Chu., *Pseudagnostus donvillei* (Berger.), *Acmarhachis longiformis* sp. nov., *Hypagnostus exsulptus* var. *geminus* Westerg., *Blackwelderia mingzilkenensis* и др.
	Средний	Майский	Алкамергеньский	*Lejopyge laevigata*	Курумсакская			*Lejopyge laevigata* (Dalm.), *L. calva* Rob., *Homagnostus pater* Wester., *H. fecundus* Pokr., *Clavagnostus repandus* (Wester.), *Goniagnostus longispinus* Pokr., *Lisania abaevi* sp. nov., *Neodorypyge gen.* nov. и др.
			Бошесорский	*Pseudophalacroma crebra*				*Pseudoplacroma crebra* Pokr, *Phalacroma longifrons* Pokr., *Hypagnostus parvifrons* (Linnrs.), *Goniagnostus nathorsti* и др.
			Чингизский					
		Амгинский	Майданский	*Triplagnostus gibbus*				*Triplagnostus gibbus* (Linnrs.), *T. gibbus subsp. tianshanicus subsp.* nov., *T. cf. praecurrens* (Westerg.), *Ptychagnostus* ex. gr. *atavus* (Tullb.)
			Агыркский				Курумсакская	
	Нижний	Ленский						
		Алданский		*Redlichia*				

	Джебаглинские горы	Чаткальский хребет (Степаненко, 1958)	Таримская платформа (Ху Шу-юн, 1958)	Малый Каратау (Келлер и др., 1965; по данным Лисогор, 1966 г.)
Кокбулакская	*Lejopyge laevigata* (Dalm.), *L. laevigata* var. *armata* (Linnrs.), *Phoidagnostus bituberculatus* (Ang.), *Hypagnostus Kamalis* sp. nov.		*Lejopyge*, *Ptychagnostus*, *Dorypyge* sp., *Solenopleura* sp., *Kootenia* sp.. *Lisania* sp., *Goniagnostus*, *Hypagnostus* sp., *Peronopsis* sp., *Phalacroma* и др.	*Agnostus pisiformis* Linn., *Pseudagnostus pseudocyclopyge* Ivsh., *Proceratopyge nathorsti* Wester.
		Сокурбельская		*Lejopyge laevigata* (Dalm.), *Phalacroma Corda*
	Stromatoporoidea			*Phoidagnostus bituberculatus* (Ang.), *Hypagnostus Jack.*, *Goniagnostus How.*, *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Linnrs.), *Bathyuriscus Meek*, *Dorypyge Dames*
Курумсакская		*Chondranomocare* sp. *Kootenia* sp., *Kootenella* sp. nov., *Olenoides convexus* (Lerm.), *Triplagnostus atovus* (Tullb), *Peronopsis fallax* (Linnar), *Elrathia* sp.		*Triplagnostus cf. gibbus* (Linnrs.), *Ptychagnostus cf. atavus* (Tull.)
		Шорашуйская	*Redlichia* sp., *Palacolinus* sp., *Kootenia* sp., археоциаты	*Redlichia* sp., *Ushbaspis limbata* Pokr., *Hebediscus* (?), *Kootenia cf. dawsoni* (Walc.), *Kootenia Karataciapsis* Lerm., *Kootenia abacanica* и др.
			Тамдинская (шабактинская)	Чулактауская

и А. М. Тушиной (1960), А. Г. Трухачевой (1962), С. Г. Анкиновича (1961), А. И. Смирнова и А. М. Тушиной (1962), А. М. Тушиной (1964, 1969), А. П. Гапеева, А. И. Смирнова, Е. С. Алленова (1968) и других авторов.

В результате многолетних исследований литолого-петрографического состава пород обеих свит, выполненных автором данной работы, стало очевидно, что среди них следует различать две резко различные группы образований: 1) породы, сохранившие свои первичные (седиментационно-диагенетические) особенности и не испытавшие существенных метаморфических, гипергенных или катагенетических воздействий; 2) породы, сильно преобразованные в ходе постдиагенетической истории и утратившие свои первичные черты. Для краткости в дальнейшем мы будем первые именовать неизмененными, а вторые — вторично измененными породами. Граница между группами пород очень условна.

Типы неизмененных пород

В изученных нами отложениях наиболее широко распространены породы единого петрографического ряда фосфорит — кремень. По соотношению P_2O_5 и SiO_2 среди них наиболее резко выделяются фосфориты (содержащие 50% P_2O_5), кремнистые породы, или силициты (50% SiO_2), а также кремнисто-фосфоритовые (25—50% P_2O_5 и 5—25% SiO_2) и фосфоритово-кремнистые породы (25—50% SiO_2 и 5—25% P_2O_5).

Реже встречаются фосфатно-карбонатные и кремнисто-карбонатные разновидности, причем некоторые, несомненно, образовались за счет вторичного, катагенетического замещения кремней и фосфоритов карбонатными минералами. Исключение представляют карбонатные фтаниты, обычно приуроченные к верхней части курумсакской свиты во многих районах.

Еще менее распространены сравнительно чистые карбонатные породы, терригенные образования (песчаники и алевролиты) и железо-марганцевые породы.

Фосфориты и кремнисто-фосфоритовые породы. Пластовые фосфориты и кремнисто-фосфоритовые породы встречены только в разрезах чулактауской свиты Малого Каратау. В наиболее распространенном варианте они представляют собой плотные породы серого, темно-серого и коричневато-серого цвета, залегающие в виде правильных пластов и линз. Часто они имеют массивную текстуру, но еще чаще раскалываются на призмы квадратного и ромбического сечения. При ударе эти породы издают характерный запах чеснока, а с молибденово-кислым аммонием и азотной кислотой окрашиваются в лимонно-желтый цвет.

Вариации химического состава и обилие структур делают эти породы удивительно многообразными по макроскопическому облику: то они практически неотличимы от кремней, то весьма сходны с доломитами, то напоминают опоки, песчаники или гравелиты.

Представление о химическом составе этих пород дает табл. 3, в которой приведены наиболее характерные результаты полных химических анализов, выполненных в химической лаборатории ГИН АН СССР или заимствованные из работ ГИГХС.

Очевидно, что содержание P_2O_5 в фосфоритах обычно колеблется от 16 до 40%, причем в продуктивных пачках оно в среднем достигает 28—30%. Не менее широко варьирует количество SiO_2 и карбонатов (MgO, CaO, CO_2). В изученных породах всегда присутствует гидроокисное или пиритное железо; общее его количество обычно не превышает 2—3%.

Наибольшее количество Al_2O_3 и примесь щелочей (K_2O и Na_2O) почти всегда можно объяснить примесью терригенных минералов — мусковита и гидрослюд.

Таблица 3

Химический состав фосфоритов Каратау (в %)

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O
Фосфорит месторождения Кис-тас	35,72	Не обн.	1,08	0,70	0,19	0,03	33,64	0,25	0,47
Фосфорит месторождения Чабакты	3,77	» »	Не обн.	0,35	0,07	0,22	49,20	2,08	0,49
Средняя проба верхнего пласта Кок-су	10,23	» »	0,37	1,01	0,15	0,09	44,25	3,29	Не обн.
Средняя проба нижнего пласта Кок-су	14,13	Следы	2,39	1,88	0,16	0,02	43,16	0,64	» »
Проба апатита Джаны-тас	2,09	Не обн.	Следы	2,29	Не обн.	—	53,56	Следы	—
Фосфорит месторождения Джаны-тас	2,73	» »	0,84	0,84	0,70	—	52,09	»	—

Порода	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	$C_{орг}$	P_2O_5	F	Cl	$\frac{S}{SO_3}$
Фосфорит месторождения Кис-тас	0,30	0,37	0,21	1,70	0,15	23,03	2,51	Не обн.	$\frac{0,16}{Нет}$
Фосфорит месторождения Чабакты	0,12	1,13	0,24	8,46	0,19	31,27	3,17	—	—
Средняя проба верхнего пласта Кок-су	0,27	Не обн.	Не обн.	5,56	Не обн.	29,55	3,09	Следы	$\frac{Не обн.}{0,84}$
Средняя проба нижнего пласта Кок-су	0,68	» »	» »	2,18	» »	31,16	1,85	Не обн.	$\frac{Не обн.}{0,75}$
Проба апатита Джаны-тас	—	» »	» »	0,84	» »	40,00	3,34	—	$\frac{Не обн.}{Следы}$
Фосфорит месторождения Джаны-тас	—	» »	» »	2,23	» »	36,98	3,34	—	—

Примечание. В этой и последующих таблицах прочерк означает, что анализы не производились.

В фосфоритах Каратау обычно содержится очень небольшое количество органического вещества. П. Л. Безруков (1954) утверждал, что оно колеблется от 0,05 до 0,1%, т. е. примерно в 5—10 раз уступает содержанию $C_{орг}$ в фосфоритах Русской платформы. По нашим данным, в фосфоритах пластового типа, не измененных вторичными процессами, содержание $C_{орг}$ достигает 0,5—1%.

Минеральный состав фосфатного вещества, слагающего основную массу фосфоритов, достоверно не установлен. О. Д. Соймонова и Н. Н. Слудская (1937), изучавшие рентгеноструктуру каратауских фосфоритов, показали, что они кристаллизуются в решетке апатита. На основании этих данных А. В. Казаков (1938) рассматривал эти образования как высокодисперсный апатит, а наблюдавшиеся отклонения от нормального состава апатитов объяснял присутствием примесей.

В противоположность этим исследователям Г. И. Бушинский (1938), изучавший химический состав и микростроение фосфоритов Каратау, пришел к выводу, что подавляющее их большинство сложено франколитом — минералом, имеющим формулу $Ca_{10}P_{5,2}C_{0,8}O_{23,2}F_{1,8}(OH)$. Очевидно, в связи с трудностью выделения мономинеральных фракций вопрос о минералах, слагающих фосфоритовую породу, остается нерешенным.

Кроме породообразующих, в фосфоритах часто присутствуют акцессорные минералы — главные носители элементов-примесей. Качественный

Таблица 4

Состав акцессорных минералов в пластовых фосфоритах Каратау

Минерал	Элементы-примеси	Минерал	Элементы-примеси
Титаномагнетит, магнетит	Fe, V, Ti	Барит	Ba
		Цоизит	Mn, Cr
Гематит	Fe, Ti (?), Mg	Рутил	Ti, Fe, возможны Sn, Cr, V
Минералы группы лимонита	Fe, возможны Cu, Pb, Mn	Дистен	Fe, Cr, реже Ti
Пирит	Fe, возможны Cu, Ni, Co, Ag	Турмалин	B, Fe, Mg, Na, реже Li, Mn, Cr, Ti
Лейкоксен	Ti, Cr	Гранат	Sn, Be, Cu, Ba
Циркон	Zr, Hf, реже TR, Th, U	Анатаз	Ti, Cr
		Корунд	Cr, Mn, Ti
Биотит	Ti, Li, Sr, Ba, Cs, реже V, Cr, Ni, Co	Галенит	Pb, Ag, Cu, Zn, реже Se, Bi, As
Барито-целестин	Ba, Sr		
Целестин	Sr		

состав акцессориев был изучен нами в двух крупных пробах, взятых из месторождений Ак-Сай и Арал-Тюбе.

Куски фосфоритов диаметром до 0,5 *см* были помещены в банку с 10%-ной соляной кислотой и растворялись в ней с подогревом в течение 10—12 *час*. Нерастворимый остаток был затем разделен на ряд фракций с помощью стандартного набора сит, причем особо выделена фракция 0,1—0,05 *мм*. Эту фракцию затем делили на легкую и тяжелую в жидкости с удельным весом 2,9. В тяжелой фракции под микроскопом были обнаружены минералы, перечисленные в порядке их распространенности в табл. 4. Кроме того, важно подчеркнуть, что специальные поиски доказали отсутствие монацита, рабдофанита или ортита, т. е. фосфатных минералов редких земель.

Содержание элементов-примесей в фосфоритах различных районов мира охарактеризовано нами в ряде предшествующих публикаций (Холодов, 1963, 1966). В составе пластовых фосфоритов Каратау химическим путем установлено повышенное содержание редких земель (0,02—0,20% ΣTR_2O_3), серебра (0,002—0,04%), свинца (0,21—0,25%), стронция (0,06—0,11%), хрома (0,008—0,04%) и молибдена (0,0001—0,0035%). Результаты частных химических определений элементов-примесей в различных пробах фосфоритов приведены в табл. 5.

Лучше других изучены закономерности поведения группы редкоземельных элементов. В 18 пробах фосфоритов месторождения Арал-Тюбе и в 29 образцах месторождения Ак-Сай было определено содержание P_2O_5 и ΣTR_2O_3. Проведенный статистический анализ показал, что между фосфатом кальция и суммой полуторных окислов редких земель существует корреляционная связь, оценивающаяся функцией:

$$F_{(x)} = 1 - \lambda(\alpha - x);\ \mu\sigma^2,$$

где α — const, μ — математическое ожидание случайной величины, σ — дисперсия.

Отсутствие собственных редкоземельных минералов заставляет предположить, что TR_2O_3 представляет собой изоморфную примесь в кристаллической решетке фосфатных минералов.

Состав редких земель в исследуемых фосфоритах, по данным хроматографического анализа ИМГРЭ, следующий (в %):

La_2O_3	17,4	Gd_2O_5	4,4	Er_2O_3	1,
CeO_2	22,2	Y_2O_3	27,9	Tu_2O_3	0,
Pr_2O_3	3,2	Dy_2O_3	2,4	Yb_2O_3	0,
Nd_2O_5	15,0	Ho_2O_3	1,2	Lu_2O_3	0,
Sm_2O_3	3,6				

Отношение иттриевых и цериевых земель приблизительно равно 1 : 1; отмечается относительно высокое содержание иттрия.

Если учесть, что все фосфориты мира содержат десятые доли процента редких земель (Холодов, 1963), а также наличие корреляционной связи между P_2O_5 и ΣTR_2O_3 в изученных нами пластовых фосфоритах, то можно считать, что редкоземельные скопления в данном случае сингенетичны с фосфатным веществом, т. е. возникли в процессе осаждения фосфора из морской воды.

По способу образования преобладающих фосфатных частиц среди фосфоритов и кремнисто-фосфоритовых пород курумсакско-чулактауских отложений можно различать обломочные, органогенные, хемогенные и смешанные разности, а по составу цементирующего их материала — фосфаты с кремнистым, карбонатным и смешанным (кремнисто-карбонатным, фосфатно-кремнистым и фосфатно-кремнисто-карбонатным) цементом.

Среди *обломочных фосфоритов и кремнисто-фосфоритовых пород* по размерности и характеру окатанности обломков, составляющих основную массу породы, мы предлагаем выделить кремнисто-фосфоритовые конгло-

Таблица 5

Элементы-примеси в пластовых фосфоритах Каратау (в %)

№ обр.	ΣTR_2O_3	V_2O_5	Ga	Be	Sr
2255	0,11	0,006	0,0002	$3{,}37\cdot10^{-4}$	0,075
2519	0,14	Не обн.	0,0003	—	0,068
2334	0,09	0,0047	0,0006	$5{,}12\cdot10^{-4}$	0,11
2350	0,07	Не обн.	Не обн.	$3{,}94\cdot10^{-4}$	0,075
2395	0,07	0,0047	0,0001	$5{,}25\cdot10^{-4}$	0,085
2604	0,11	—	—	$3{,}37\cdot10^{-4}$	0,113
2747	0,12	Не обн.	0,0002	$2{,}37\cdot10^{-4}$	0,084
2777	0,086	0,0078	0,0004	$3{,}87\cdot10^{-4}$	0,078
2729	0,046	0,03	0,0002	$4\cdot10^{-4}$	0,018
2665	0,06	0,010	—	$2\cdot10^{-4}$	0,086

№ обр.	Cr_2O_3	Pb	Ag	Mo	Li
2255	—	0,23	0,03	—	<0,0005
2519	0,008	—	0,035	<0,0001	—
2334	—	0,21	0,012	—	—
2350	—	0,23	0,0026	—	<0,0005
2395	—	0,25	0,038	—	—
2604	—	—	—	—	—
2747	—	—	—	—	—
2777	—	0,32	0,012	—	0,001
2729	—	—	—	—	—
2665	—	—	—	—	—

мераты (размер обломков $>$ 10 *мм*), гравелиты (1—10 *мм*), фосфоритовые песчаники (0,1—1 *мм*) и алевролиты (0,01—0,1 *мм*). Эти разновидности в основном возникли за счет механического переотложения фосфатного или фосфатно-кремнистого материала. Большая часть «зернистых», «неравномерно-зернистых», «зернисто-псаммитовых» и «сгустковых» фосфоритов, по А. М. Тушиной (1964), представляет собой типичные фосфоритовые песчаники и алевролиты; только небольшая часть «зернистых» образований, по-видимому, имеет хемогенное происхождение, т. е. возникла в результате либо прямого осаждения P_2O_5 из морской воды, либо диагенетического стягивания фосфора в иловых водах. Термин «зернистый», применяемый в чисто морфологическом смысле, вряд ли целесообразен. В дальнейшем мы будем говорить о зернистых частицах фосфата лишь тогда, когда они, по всей вероятности, образовались химическим путем.

Фосфоритовые конгломерато-брекчии и гравелиты в составе пород чулактауской свиты крайне редки; гораздо чаще встречаются грубообломочные скопления кремнисто-фосфатного материала, где наряду с обломками фосфоритов распространены полуокатанные и окатанные обломки кремней (спонголитов и фтанитов).

Среди группы кремнисто-фосфоритовых конгломерато-брекчий можно, по-видимому, выделить две разновидности. Первая разновидность слагается плохо окатанными, остроугольными обломками кремней (спонголитов или фтанитов), кремнисто-фосфоритовых пород или фосфоритов; цементом их служат в различной степени доломитизированные фтаниты или карбонатные фосфориты. Обычно конгломерато-брекчии налегают на подстилающие породы с глубоким размывом, и почти всегда состав слагающих их обломков тождествен составу подстилающих пород.

Иногда можно видеть (табл. I, *а*, *в*), как отдельные слои подстилающих кремнистых пород распадаются на крупные остроугольные обломки, которые включаются в состав конгломерато-брекчий. Для этих образований весьма характерна плоская, часто палочковидная форма обломков. Возможно, конгломерато-брекчии первого типа образовались как «брекчии взламывания», описанные в работе С. Е. Колотухиной (1956), т. е. тут же, на месте, без существенного переноса и соответствующего окатывания обломков. Непосредственной причиной взламывания могла быть большая скорость осадконакопления, а также интенсивные моретрясения, землетрясения и связанные с ними донные течения типа мутьевых потоков.

Конгломерато-брекчии первого типа довольно широко распространены; они встречены в разрезах месторождений Герес, Кара-Шат, Джилан и в обнажениях вдоль долины Малого Кароя.

Вторая разновидность конгломерато-брекчий (см. табл. I, *б*, *г*) обычно сложена массой хорошо окатанных, часто эллипсоидальных обломков кремнистых пород или фосфоритов, также сцементированных карбонатными фосфоритами или фтанитами. Характерны очень постепенные переходы между пластами этих псефитов и подстилающими их образованиями.

В разрезах сокращенной мощности крупные, но хорошо окатанные обломки или гальки часто обволакиваются концентрами фосфатного вещества, и образуются пизолитовые текстуры. В составе кремнисто-фосфоритовых гравелитов и песчаников нередко встречаются «обломки в обломках» и «зерна в зернах», возникшие в результате многократных (до 3—4 раз) разрушений и цементаций. Как и породы первой разновидности, эти конгломераты и гравелиты образовались за счет местного материала, который, несомненно, многократно окатывался и переотлагался.

В месторождении Чулактау эллипсоидальные гальки фосфоритов в основании главного продуктивного пласта слагают прослой мощностью 0,2—0,6 *м*, для которого характерна черепитчатая текстура, т. е. чешуйчатое расположение галек, направленных то в одну, то в другую сторону. Такое расположение галек типично для пляжевых или дельтовых отложений (Шрок, 1950; Бушинский, 1966_2).

Особенно широко распространены конгломераты второго типа в разрезах месторождений Кок-Су, Джаны-Тас, Ала-Джар, однако для них в этих разрезах черепитчатая текстура нетипична.

В некоторых случаях обе разновидности конгломерато-брекчий фациально замещают одна другую, однако чаще они встречаются порознь. Иногда кремнисто-фосфоритовые гравелиты замещаются кремнисто-фосфоритовыми песчаниками и обломочно-оолитовыми фосфоритами.

Фосфоритовые песчаники и алевролиты очень широко распространены. Под микроскопом видно, что основная масса этих пород сложена округлыми, неправильно-округлыми и угловатыми зернами-обломками аморфного, микрослоисто-кристаллического и пелитоморфного фосфорита, окрашенного органическим веществом в светло-бурый или в светло-желтый цвет (табл. II, *а*, *б*, *в*). В качестве постоянной примеси среди них присутствуют фосфатные оолиты, сферолиты и их обломки, редкий фосфатный детрит хиолитов, а также обломки кварца и халцедона; реже встречаются единичные кремневые спикулы губок различной сохранности и карбонатные онколиты.

По преобладающим размерам обломочного материала можно различать фосфоритовые песчаники (0,1—0,3 *мм*) и фосфоритовые алевролиты (0,05—0,1 *мм*).

Ведущая роль терригенного осадконакопления в формировании фосфоритовых песчаников и алевролитов хорошо видна при рассмотрении типичных текстур этих пород. Действительно, в них часто встречаются косая слоистость, знаки ряби, текстуры взмучивания и оплывания.

Косая слоистость, образованная мелкими обломками кремней и фосфоритов разной крупности, была впервые описана Мян-Сян-Хуа (1959) в разрезе месторождений Джаны-Тас и Кок-Джон. Позднее аналогичные косослоистые текстуры, но образованные обломками водорослевых доломитов, слагающих онколиты (*Oncolithes*), и фосфоритов были встречены автором данной монографии в верхнем продуктивном пласте месторождения Кок-Су.

Мелкие, параллельные знаки ряби, чрезвычайно напоминающие, по мнению Л. Н. Ботвинкиной, волновую рябь морских отложений, обнаружены нами в разрезе месторождения Кара-Шат, в пласте фосфоритового песчаника (см. табл. I, *д*; см. приложение в конце книги).

Очень широко распространены в фосфоритовых песчаниках и алевролитах текстуры взмучивания и оплывания осадка; на табл. I, *е* в качестве примера изображены следы взмучивания и оплывания, обнаруженные в фосфоритах нижнего продуктивного горизонта месторождения Кок-Су.

Среди фосфоритовых песчаников и алевролитов чулактауской свиты можно выделить две разновидности: а) с фосфатным пелитоморфным цементом: б) с кремнистым цементом.

В обломочных фосфоритах с фосфатным цементом обломки фосфоритов обычно распределены очень равномерно. Наряду с обломками и зернами фосфорита в породах всегда присутствуют терригенные частицы кварца, халцедона, реже полевых шпатов и кремней (фтанитов и спонголитов).

Количественные соотношения между кремневыми и фосфатными обломками меняются в широких пределах. Характерно, что в верхнем продуктивном горизонте количество кварцевых обломков редко достигает 10—15%, тогда как в нижнем горизонте фосфоритов — иногда превышает 35—40%; наряду с кварцем в породе появляются полевые шпаты и слюда. Породы этого горизонта иногда могут быть названы кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами.

Несомненно, что во время отложения продуктивных пластов фосфоритов часть обломочного материала поступала с прилегающей суши, а часть имела местное происхождение и возникала в результате взламывания отложившихся слойков, взмучивания фосфатных илов и размывов в условиях крайнего мелководья.

С этой точки зрения большой интерес представляют оолитоподобные фосфориты, в которых округлые фосфатные обломки, окруженные радиально-лучистым бесцветным фосфатом, плотно прилегают один к другому и образуют характерную сетчатую или петельчатую структуру (см. табл. II, *в*). Многие предшествующие исследователи подобные фосфориты считали типичными оолитовыми образованиями. Однако при внимательном микроскопическом изучении этих пород можно увидеть, что бесцветный радиально-лучистый цемент не обволакивает фосфатные зерна, как в оолитах, а выполняет промежутки между ними. Нам представляется, что описанные фосфоритовые песчаники и алевролиты образовались в результате местных взмучиваний (под влиянием моретрясений и связанных с ними волнений) пелитоморфного фосфатного осадка и его переосаждения здесь же, на месте. В результате диагенетических и катагенетических процессов межобломочное пространство позднее выполнялось чистым радиально-лучистым фосфатом.

Фосфоритовые песчаники и алевролиты с кремнистым цементом в целом имеют подчиненное значение. Цемент в этих породах обычно сложен полуизотропным аморфным кремнеземом, в различной степени пропитанным коллоидным фосфатным и фосфатно-органическим веществом. В качестве примеси в нем присутствуют обломки кремневых губок, микрочешуек серицита, мусковита, сгустки гидроокислов железа, а также единичные зерна глауконита, сфена, турмалина и полевых шпатов.

Почти всегда в разрезе, где развиты песчаники с кремнистым цементом, наблюдается ритмическое чередование слойков, резко обогащенных фосфоритовыми обломками и зернами, и слойков, почти нацело сложенных аморфным кремнеземом. В целом фосфоритовые песчаники обычно ассоциируют с кремнисто-фосфоритовыми гравелитами и обломочно-оолитовыми фосфоритами. Фосфоритовые алевролиты занимают промежуточное положение между оолитовыми и обломочно-оолитовыми фосфоритами и фосфоритовыми фтанитами.

Органогенные и органогенно-обломочные фосфориты в составе пород чулактауской свиты встречаются редко и самостоятельного значения не имеют. Фосфатная порода, целиком сложенная обломками раковин хиолитов (см. табл. II, *г*), встречена в слое мощностью 70 *см* в кровле чулактауской свиты, в разрезе месторождения Ак-Тас на левом берегу р. Кыр-Чабакты. Кроме крупных раковин фосфатных хиолитов, в породе в изобилии присутствуют обломочные зерна кварца, фосфоритов, редкие включения глауконита и полевых шпатов. Порода сцементирована бурым и светло-бурым аморфным фосфатным веществом. Характер фосфатного вещества хиолитовых обломков позволяет предположить прижизненное накопление P_2O_5 в раковинах этих организмов.

Среди *хемогенных фосфоритов и кремнисто-фосфоритовых пород* чулактауской свиты можно выделить пизолитовые, оолитовые, микрозернистые и пелитоморфные разности.

Пизолитовые фосфориты обычно ассоциируют с фосфоритовыми песчаниками и алевролитами и распространены в разрезах долины Малый Карой. Они состоят из крупных кремнисто-фосфатных обломков, обволакиваемых тонкими концентрами микрокристаллического фосфата. Такие оторочки образовались в результате перекатывания обломков по дну бассейна в подвижной водной среде.

Оолитовые фосфориты в отложениях чулактауской свиты наиболее широко распространены. По соотношению обломочных компонентов и цемента эти образования очень похожи на фосфоритовые песчаники. Однако оолитовые разности отличаются тем, что обломки фосфоритов, реже кварца, халцедона, доломита и других инородных образований всегда обволакиваются микроконцентрами кристаллического фосфата, образуя неполные оолиты или ооиды. Такие образования обычно имеют округлую, овальную или слабо удлиненную форму, которая чаще всего

определяется формой обломков — ядер. Размеры их колеблются от 0,05 до 0,5 *мм* в поперечнике. Наряду с ооидами, в породах с оолитовой текстурой часто присутствуют настоящие фосфатные оолиты с многочисленными радиально-лучистыми концентрами и редкие сферолиты. Широко распространены также их обломки и многочисленные терригенные частицы фосфоритов и кремнистых пород (спонголитов и фтанитов).

Оолитовые фосфориты с фосфоритовыми алевролитами образуют обычно постепенные фациальные переходы; они, вероятно, образовались в результате хемогенного осаждения P_2O_5 на обломках в условиях постоянных волновых движений придонных вод.

Микрозернистые фосфориты встречаются довольно редко. Они сложены тонкослоистым фосфатным материалом, который под микроскопом напоминает наросты строматолитов. Микропрослои фосфатного материала разделяются слойками и линзочками фосфатных оолитов, алевролитовых обломков фосфоритов и доломитизированных спикул кремнистых губок. Чаще всего эти образования встречаются в наиболее мелководных разрезах Малого Каратау. Вероятно, они представляют собой результат хемогенного осаждения P_2O_5 из морской воды, хотя не исключено, что они являются биогенными водорослевыми образованиями типа одиночных строматолитов.

Пелитоморфные фосфориты состоят из однородной коллоидальной или скрытокристаллической фосфатной массы бурого или светло-бурого цвета, в различной степени насыщенной тонкодисперсным халцедоном. Генетически они, по-видимому, представляют собой хемогенные накопления; парагенетически они ассоциируют с микрокристаллическими разностями фосфоритов.

К смешанным фосфоритам и кремнисто-фосфоритовым породам нами отнесены образования, сложенные обломочными фосфатными зернами и оолитами фосфоритов с примесью псефитовых обломков кремнистых пород и фосфоритов, фосфоритовых сферолитов и сгустков, органогенных остатков и зерен нефосфатных минералов. Наиболее распространены среди них оолитово-обломочные и обломочно-оолитовые фосфориты.

Кремни и фосфоритово-кремнистые породы. Среди кремнистых пород, слагающих курумсаксо-чулактауские отложения хребта Каратау, по петрографическим особенностям выделяется группа спонголитов и группа фтанитов; по способу образования первые принадлежат к органогенным, а вторые — к хемогенно-терригенно-органогенным породам (Холодов, 1970_1; Джумалиев, Холодов, 1970). Между этими двумя разновидностями имеется много промежуточных образований, представляющих собой смеси или тонкое переслаивание тех и других, свидетельствующее о чрезвычайно неустойчивом режиме седиментации.

Спонголиты довольно широко распространены в чулактауской свите Малого Каратау, тогда как фтаниты типичны для курумсакской свиты Большого Каратау и Джебаглинского хребта; в пределах фосфоритоносного бассейна они встречаются лишь в разрезах повышенной мощности (Кок-Су, Уч-Бас, Ак-Джар, Джаны-Тас).

Органогенные кремнистые и фосфоритово-кремнистые породы представлены *спонголитами*. На редкую встречаемость остатков спикул губок в составе чулактауской свиты впервые указал П. Л. Безруков. Позднее Мян-Сян-Хуа (1959) и Г. И. Бушинский (1966_1) подчеркнули, что некоторые разновидности кремнистых пород Малого Каратау целиком состоят из однолучевых спикул губок. Более детальные исследования последних лет показывают, что спонголиты или продукты их разрушения в разрезе слагают довольно мощные линзовидные пласты и широко распространены на площади. Выяснилось также, что спонголиты занимают определенное место в структурно-фациальных профилях и связаны постепенными фациальными переходами с некоторыми разностями фосфоритов.

Спонголиты представляют собой плотные и однородные породы массивной или толстоплитчатой структуры, окрашенные в темно-серый, черный, темно-коричневый или белый цвет. При ударе молотком из них высекаются искры, а раскалываясь, они образуют шероховатую поверхность с характерным раковистым изломом.

Под микроскопом видно, что порода нацело сложена спикулами кремневых губок, перекристаллизованных до халцедона и кварца, иногда замещенных кристаллическим карбонатом и в различной степени пропитанных (сцементированных) аморфным фосфатным и фосфатно-кремнистым веществом (см. табл. II, *д*, *е*). В качестве примеси в нем присутствуют фосфоритовые обломочные зерна, сгустки, оолиты и их обломки, а также мелкий детрит фосфатных раковин хиолитов.

По размерам и составу спикул губок, составляющих основную массу породы, среди спонголитов выделяются две разновидности. Первая сложена относительно крупными (до 0,20 × 2,60 *мм*) спикулами, состоящими из крупноволокнистого халцедона и чистого кварца, сцементированными пелитоморфным фосфатным и фосфатно-кремнистым веществом светло- или густо-бурого цвета. Вторая разновидность этих пород сложена довольно мелкими (0,05 × 0,3 *мм*) халцедоновыми спикулами, плотно прилегающими и ориентированными беспорядочно или слабо линейно. Характерно почти полное отсутствие цемента.

Химический состав типичных спонголитов представлен в табл. 6. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

Привлекает внимание очень высокое содержание кремнезема и незначительная примесь глинистого материала, что обусловливает небольшие количества Al_2O_3, Na_2O, K_2O, TiO_2. В спонголитах, залегающих вблизи от дневной поверхности, полностью отсутствует органическое вещество. По составу элементов-примесей спонголиты также отличаются удивительной бедностью (табл. 7). Большинство редких и малых элементов в них или обнаруживаются в виде следов, или не обнаруживаются совсем.

В разрезе чулактауской свиты спонголиты обычно тяготеют к нижней кремневой пачке, которая налегает непосредственно на «нижние» доломиты, причем особенно мощные спонголитовые скопления известны в пределах фосфоритовых месторождений Беркуты, Чабакты и Чулактау. Значительно реже спонголиты в виде слоев, прослоев и линз встречаются среди фосфатно-кремнистой пачки и кремнистых сланцев месторождений Кок-Су, Уч-Бас, Джаны-Тас.

Таблица 6

Химический состав спонголитов Каратау (в %)

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO
2290	96,60	0,09	0,09	1,71	0,43	0,02	0,77	0,02
2578	96,58	0,09	0,06	0,91	1,15	0,04	0,89	—
2572	94,92	0,09	0,52	1,52	1,00	0,04	1,32	0,07

№ обр.	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	$C_{орг}$	P_2O_5	Сумма
2290	0,07	0,17	0,11	0,14	0,12	Не обн.	0,004—0,01	100,32
2578	0,14	0,20	0,10	0,14	0,08	» »	0,22	100,60
2572	0,14	0,17	0,03	0,18	0,06	» »	0,59	100,65

Таблица 7

Элементы-примеси в спонголитах Каратау (в %)

№ обр.	ΣTR_2O_3	V_2O_5	Ga	Be	Sr	Cr	Pb	Ag	Mo	Li
2304	0,018	0,0005	Не обн.	Не обн.	0,003	—	0,09	0,017	—	0,003
2572	Не обн.	Не обн.	—	» »	0,003	Не обн.	0,025	—	<0,0001	<0,0005
2735	» »	0,006	—	—	0.002	—	—	—	—	—
2743	» »	0,006	—	$2{,}37 \cdot 10^{-4}$	0,005	—	—	—	—	—
2766	» »	Следы	Не обн.	$6{,}25 \cdot 10^{-5}$	0,006	—	—	—	—	—
2290	» »	—	0,0006	Не обн.	0,003	—	0,33	0,014	—	0,0005
2314	» »	0,018	—	—	0,002	—	—	—	—	—
2760	» »	0,012	—	Не обн.	0,006	—	—	—	—	—
2578	» »	0,004	0,0004	» »	Не обн.	—	Не обн.	0,015	—	0,0007
2587	» »	0,008	0,0006	» »	0,008	—	0,10	0,047	—	—

По характеру залегания спонголитов можно предположить, что в одних случаях мы имеем дело со своеобразными биоценозами, т. е. образованиями, возникшими в результате захоронения прижизненных скоплений губок, а в другом — с танатоценозами, т. е. с продуктами их переотложения в результате сортирующей деятельности моря. Участки фосфоритовых месторождений Беркуты, Чабакты и Чулактау во время отложений нижней кремневой пачки, по-видимому, представляли собой своеобразные «губковые рифы». В краевых частях эти образования разрушались волнением и поставляли массу тонкого органогенно-обломочного материала в смежные участки водоема.

Вторичные преобразования мало изменяют состав типичных спонголитов. Это главным образом перекристаллизация породы и полное уничтожение ее первичной органогенной структуры. В результате возникают скрытокристаллические халцедонолиты или кристаллические кварцитовидные породы.

Макроскопически вторичная перекристаллизация выражается в пятнистом осветлении различных участков кремневого пласта. Она особенно сильно развита в юго-восточной части Малого Каратау, где отложения чулактауской свиты прорываются каледонскими гранитоидами: в контакте с ними вместо спонголитов часто развиты типичные кварциты.

Хемогенно-терригенно-органогенные кремнистые породы представлены *фтанитами*. Вслед за И. В. Хворовой ($1968_{1,2}$) мы будем называть фтанитами темные полосчатые тонкокристаллические халцедон-кварцевые породы, послойно обогащенные радиоляриями и другими органогенными остатками, органическим веществом и глиной. В них наблюдается примесь фосфатного материала в виде вкрапленности, линз и конкреций (Холодов, 1970_1). Для этих образований весьма типична тонкая ритмическая текстура, причем толщина слойков варьирует от долей миллиметра до 1—5 *см*; они группируются в циклы нескольких порядков.

Химический состав фтанитов, слабо затронутых процессами гипергенного выветривания, приведен в табл. 8. По сравнению со спонголитами во фтанитах несколько уменьшается содержание кремнезема, но зато возрастает количество Al_2O_3. Рентгеноструктурное изучение ориентированных плоских образцов глинистых минералов фтанитов различных районов, проведенное в рентгеноструктурной лаборатории ГИН АН СССР, показало, что в дебаеграммах широко распространены линии 10,0; 4,98; 4,47; 3,70; 3,20; 3,01 Å, весьма типичные для гидрослюд. По-видимому,

Таблица 8

Химический состав фтанитов курумсакской и чулактауской свит хребта Каратау (в %)

Район исследования	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
Малый Каратау (Кок-су)	1086	67,25	0,72	9,36	3,72	0,72	0,07	4,33	1,80	0,73	3,78
	1088	71,68	0,72	9,63	3,47	0,65	0,05	2,21	1,60	0,76	3,64
	1082	73,65	0,55	7,45	3,80	0,50	0,02	2,82	1,05	0,65	2,97
	1083	74,87	0,51	7,08	3,30	0,57	0,02	2,88	0,70	0,71	2,71
Северо-Западный Каратау (Баласаускандык)	3141	87,03	0,32	3,09	1,18	0,22	Не обн.	0,75	0,13	Не обн.	0,88
	3151	85,03	0,15	0,79	1,56	—	» »	0,74	0,13	0,27	0,40
	3143	86,53	0,35	5,40	0,71	—	» »	0,47	1,14	Не обн.	0,98
Таласский Алатау (Джебаглы)	6045	87,30	0,16	2,76	2,54	0,46	0,01	1,21	0,20	Не обн.	0,66
	6054	90,80	0,07	1,85	2,48	—	Не обн.	0,30	0,20	0,21	0,31

Район исследования	№ обр.	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	CO_2	$C_{орг}$	$S_{общ}$	BaO	Cr_2O_3	V_2O_5	П.п.п.	Сумма
Малый Каратау (Кок-су)	1086	2,12	0,48	1,49	2,66	0,26	2,14	—	—	—	—	100,56
	1088	2,02	0,46	0,34	1,50	0,17	2,11	—	—	—	—	99,96
	1082	1,88	0,42	1,09	0,66	1,33	2,06	—	—	—	—	99,87
	1083	1,77	0,36	1,49	0,34	1,19	2,17	—	—	—	—	99,59
Северо-Западный Каратау (Баласаускандык)	3141	1,06	0,13	—	—	—	—	2,80	0,12	0,51	1,94	100,16
	3151	0,42	0,30	—	—	—	—	1,20	—	—	9,35	100,34
	3143	0,84	Не обн.	—	—	—	—	1,86	0,19	1,12	0,53	100,12
Таласский Алатау (Джебаглы)	6045	1,25	0,13	—	—	—	—	2,04	—	—	1,62	100,34
	6054	0,45	Не обн.	—	—	—	—	0,22	—	—	3,05	100,44

именно с гидрослюдами связано также несколько повышенное содержание K_2O и Na_2O.

Повышенное содержание титана частично также обусловлено присутствием TiO_2, изоморфно замещающего железо в кристаллической решетке гидрослюд; однако микроскопические исследования показали, что часть титана образует и собственные минералы типа сфена и рутила.

Наряду с глинистым материалом в составе фтанитов большую роль играет органическое вещество; это отражается в повышенном содержании органического углерода (табл. 9, см. также табл. 8). Следует заметить, что по литературным сведениям максимальное содержание $C_{орг}$ в кремнистых породах курумсакской свиты достигает 40—55%. Распределение элементов-примесей в интересующей нас группе пород по данным анализов, выполненных в химических лабораториях ИМГРЭ МГ СССР и АН СССР и ИГЕМ АН СССР, приводится в табл. 9. По сравнению со средним (клар-

Таблица 9

Элементы-примеси во фтанитах курумсакско-чулактауских отложений Каратау и Джебаглинских гор

Район исследований	№ обр.	$C_{орг}$	Fe_2O_3	P_2O_5	BaO	Σ TR_2O_3	V_2O_5	Ga	Be
Малый Каратау	1082	1,33	3,80	1,09	—	0,01	0,54	0,003	—
	1083	1,19	3,30	1,49	—	Следы	0,48	0,009	—
Северо-Западный Каратау (Баласаускандык)	3125	0,16	0,57	0,04	—	0,01	0,057	0,0008	0,0003
	3135	0,06	1,16	0,13	—	0,03	0,18	Не обн.	0,0002
	3143	0,14	1,50	0,06	1,86	—	1,50	0,0013	0,0006
	3151	7,64	1,70	0,49	1,20	—	0,19	—	0,0002
	3160	1,57	2,08	0,02	—	—	0,06	0,0009	Не обн.
	3167	1,55	1,33	0,04	—	—	0,07	0,0008	» »
	3177	1,50	2,03	0,69	—	Следы	0,10	Следы	0,0001
Таласский Алатау (Джебаглы)	6027	0,05	0,99	Не обн.	—	—	0,017	0,0008	—
	6035	0,87	1,35	0,025	—	0,01	0,06	Не обн.	<0,0001
	6045	0,46	3,48	0,49	2,04	0,02	0,45	» »	0,0001
	6054	2,42	2,52	0,10	0,22	0,008	0,27	» »	0,0001
	6069	2,73	0,52	0,05	—	—	0,22	0,0007	0,0003
	6079	1,54	2,25	0,07	—	0,01	0,15	Не обн.	<0,0001

Район исследований	№ обр.	Sr	Cr_2O_3	Pb	Ag	Mo	Re	Li	Rb	Cs
Малый Каратау	1082	0,008	—	0,64	—	—	—	—	—	—
	1083	0,03	—	0,10	—	0,0011	—	—	—	—
Северо-Западный Каратау (Баласаускандык)	3125	<0,005	Не обн.	0,054	0,0073	0,0009	0,00002	0,0005	0,007	0,001
	3135	0,034	» »	0,035	0,0067	0,0111	0,00002	0,0008	0,007	0,005
	3143	0,024	0,15	0,78	0,0039	—	—	0,001	0,01	0,01
	3151	0,021	0,016	0,09	0,0041	0,0055	0,00003	<0,0005	0,005	0,01
	3160	0,008	0,04	0,048	0,0446	0,003	0,000016	<0,0005	0,004	<0,005
	3167	0,006	0,022	0,033	—	0,0057	—	Не обн.	0,005	<0,005
	3177	0,007	—	0,050	—	0,0045	Не обн.	<0,0005	0,004	<0,005
Таласский Алатау (Джебаглы)	6027	0,009	0,008	0,012	0,026	Не обн.	0,00006	0,002	0,006	<0,005
	6035	0,009	0,026	0,028	0,024	0,0002	0,00003	<0,0005	0,004	0,005
	6045	0,049	0,016	0,06	0,074	0,0015	0,00002	0,002	0,006	0,006
	6054	0,008	0,014	0,06	—	0,001	Не обн.	0,0006	0,003	0,009
	6069	0,009	0,026	0,024	0,0219	0,0016	» »	0,001	0,008	0,02
	6079	—	0,02	—	—	0,0013	0,00003	<0,0005	0,008	0,007

ковым) содержанием во фтанитах концентрируются барий, стронций, ванадий, хром, свинец, серебро, молибден, рений.

Барий присутствует главным образом в виде барита во фтанитах районов Баласаускандык и Джебаглы, где он обогащает отдельные слои кремнистых пород. Вверх по разрезу содержание бария обычно возрастает; в известняках кокбулакской свиты, перекрывающих толщу фта-

нитов, очень широко распространены баритовые разновидности (Анкинович, 1961). Содержание бария нередко достигает 2—2,5%.

Вместе с барием во фтанитах иногда встречается повышенное содержание стронция, но в среднем его количество не превышает кларковое (0,03—0,04%). Стронций присутствует в виде целестина.

Ванадий установлен в количествах 0,05—1,50%. В первично неизмененных фтанитах он представлен ванадиевым антраксолитом, ванадийсодержащими гидромусковитом и фенгитом, за счет которых развивается роскоэлит. Вместе с углеродистым и глинистым материалом эти минералы образуют сложную многокомпонентную смесь. Ванадием обычно обогащены углеродистые и глинистые разновидности фтанитов. При повышении содержания SiO_2 и уменьшении углеродисто-глинистой составляющей содержание V_2O_5 падает.

Хром распространен в качестве примеси, и его содержание редко превышает 0,2%, чаще колеблется в пределах 0,01—0,15% Cr_2O_3. Во фтанитах Баласаускандыка (С. Г. Анкинович, Е. А. Анкинович, 1968_2) он присутствует в виде хромита, хромштейгерита и, возможно, хромсодержащего граната. Любопытно, что в зоне окисления хром легко выносится из пород и в окисленных разностях фтанитов практически отсутствует.

Свинец также встречен в количествах, значительно превышающих его кларк, местами его содержание достигает 0,5%. Основная масса этого металла заключена в галенитах. Возможно, что в качестве изоморфной примеси в них присутствует также и серебро, содержание которого в сотни раз превышает его кларк, достигая 0,07%.

Молибден в виде молибденита значительно концентрируется в некоторых разновидностях фтанитов. Его содержание колеблется от следов до 0,024%, в среднем 0,02%. Любопытно, что в углеродистых сланцах, кроме молибдена, нами было химическим путем установлено присутствие его постоянного спутника — рения ($2 \cdot 10^{-5}$—$1 \cdot 10^{-4}$%), что в десятки и сотни раз превышает кларк этого элемента в земной коре. По-видимому, рений находится в виде иордизита — минерала, который был обнаружен в кремнистых породах Баласаускандыка Е. А. Анкинович.

Содержания бериллия, галлия, лития, рубидия и цезия в кремнистых образованиях обычно находятся в пределах кларковых.

По химико-минералогическому составу среди фтанитов можно различать чистые разности (содержащие более 90% SiO_2), глинистые фтаниты (75—90% SiO_2 и 8—9% Al_2O_3), углеродистые фтаниты (до 10—15% $C_{орг}$) и карбонатные фтаниты (примесь карбонатного материала 15 и даже 20%).

Собственно фтаниты [1], или чистые разности кремнистых пород, отличаются обычно более грубой слоистостью и массивной текстурой; мощность отдельных слойков в них 10—15 *см*. Как это отметили С. Г. Анкинович и Е. А. Анкинович (1968_1), для них типично наличие остатков радиолярий, а также редких ненарушенных спикул губок, иногда ориентированных по наслоению пород (табл. III, *а*). Местами порода сильно перекристаллизована и превращена в халцедонолит или кварцит; в этих случаях органические остатки отсутствуют. При небольшой мощности прослои фтанитов прослеживаются на расстояние от нескольких до десятков километров.

В качестве примеси в собственно фтанитах почти всегда присутствует тонкодисперсное глинистое вещество в тесной ассоциации с органическим материалом. Распространены мелкие кристаллики апатита и включения пирита.

Наиболее характерные представители этой группы пород известны в Большом Каратау и Джебаглинских горах, где они подстилают и перекрывают ванадиеносный горизонт (кремни почвы и подошвы).

[1] В работах С. Г. Анкиновича (1961), а также С. Г. Анкиновича и Е. А. Анкинович (1968_2) чистые разновидности фтанитов именуются лидитами.

Глинистые фтаниты представляют собой очень тонкослоистые, ритмичные породы темно-серого или черного цвета, в которых слойки пелитоморфного, реже скрытокристаллического кремнезема чередуются со слойками глинисто-органической субстанции. Глинистое вещество состоит преимущественно из гидрослюд.

Глинистые фтаниты обычно легко деформируются вследствие подводно-оползневых и тектонических движений. В результате возникают либо мелкие, но очень крутые дисгармоничные складки, либо характерные брекчии из обломков и кусочков глины в кремнистой массе. Под влиянием катагенетических процессов вокруг таких брекчированных обломков иногда образуются щеточки роскоэлита — ванадиевого силиката.

Глинистые фтаниты широко распространены в разрезе ванадиеносного горизонта Большого Каратау и Джебаглинских гор, но они также обнаруживаются в скважинах месторождений Кок-Су и Джаны-Тас в Малом Каратау.

Углеродистые фтаниты — черные тонкослоистые породы, в которых чередуются слойки пелитоморфного или скрытокристаллического кремнезема и углеродистого материала (см. табл. III, *б*). Последний представлен ванадиеносным антраксолитом и графитом.

Антраксолит был впервые выделен и диагносцирован С. Г. Анкиновичем и Е. А. Анкинович (1959). Это черный, блестящий, антрацитоподобный минерал, с невысоким удельным весом (1,4—1,6) и высоким отношением С/Н. Антраксолит не только слагает линзовидные слойки, но нередко заполняет тонкие трещины. Вероятно, этот минерал возник в результате окисления, полимеризации и других вторичных преобразований органического вещества, захороненного в осадках курумсакского палеоводоема.

В графите при больших увеличениях видны таблитчатые пластинки, часто округленной формы, или сплошные непрозрачные сгустки; в отраженном свете они окрашены в тускло- или сажисто-черный цвет, а в краях просвечивают зеленоватым цветом.

Присутствие графита в сравнительно слабо метаморфизованных фтанитах Каратау, где зачастую хорошо сохранились мелкие спикулы губок и тонкие раковины радиолярий, очень странно. Возникает мысль о том, что этот минерал мог возникнуть не в результате метаморфических преобразований органического вещества, а терригенным путем, вследствие привноса его тонких пластин и чешуек в кремнистые илы палеоводоема. Сходные явления были описаны Босуэллом (Boswell, 1927), а также Мартенсом (Martens, 1928, 1935) в пляжных отложениях Северного Корнуэлла и Флориды, где обломочный графит, нередко в сростках с кварцем, выносится из графитоносных метаморфических пород (гнейсов, филлитов, измененных известняков) и обогащает прибрежные пески.

И графит, и антраксолит слагают тонкие линзовидные слойки или линзы толщиной в несколько миллиметров. Углеродистый материал фтанитов, как и глинистый материал, легко деформируется, часто теряет первичную слоистость и рассекается многочисленными кварцевыми прожилками. В результате возникают кремнисто-углеродистые брекчии (см. фиг. 9). Углеродистые фтаниты типичны для ванадиеносного горизонта Таласского Алатау и Большого Каратау.

Карбонатные фтаниты распространены очень ограниченно. В них наряду с очень тонким чередованием кремнисто-глинистого и кремнисто-углеродистого материала большую роль играют тонкие прослои доломита. Очень часто ромбоэдры последнего имеют зонарное строение. Типична интенсивная пиритизация пород. Карбонатные разновидности фтанитов обычно встречаются в верхней части курумсакской свиты в горах Большого Каратау и Джебаглы.

В разрезах кремнистых толщ перечисленные разновидности фтанитов очень тесно переплетаются между собой; выделить отдельные пачки по преобладанию тех или других образований необычайно трудно.

В отличие от спонголитов, фтаниты довольно легко выветриваются и меняют внешний облик. Более подробно вторичные изменения этих пород будут описаны в следующем разделе. Здесь же следует отметить, что в зоне гипергенеза они окисляются, постепенно меняют петрографический облик и в конечном счете превращаются в желтовато-белые и белые тонкоплитчатые и листоватые опоковидные породы, которые в некоторых районах Малого Каратау П. Л. Безруков (1954) и другие исследователи описали как кремнисто-глинистые сланцы.

В заключение следует подчеркнуть две фациальные особенности этих образований, резко отличающие их от пластовых фосфоритов. Для фтанитов характерна ритмическая, очень тонкая слоистость без всяких следов волнений и взмучиваний. Даже наложенные позднее подводно-оползневые и тектонические движения, носившие характер пликативных смятий, не очень нарушили эту горизонтальную слоистость, свидетельствующую об относительно спокойной обстановке накопления осадка.

Не менее типична ассоциация кремнистых образований с тонким глинистым материалом. Очевидно, грубообломочные отложения мелководья совершенно нехарактерны для той сравнительно затишной зоны, где возникли фтаниты.

Происхождение главных породообразующих компонентов, слагающих фтаниты, различно. Если оставить в стороне проблему накопления основной массы кремнезема, которая будет рассмотрена далее, не вызывает сомнения, что глинистый материал и подавляющее большинство акцессорных минералов, таких как хромит, магнетит, рутил, сфен, гранат и другие, поступали в осадок в виде механической взвеси. Возможно, что таким же способом образовались скопления графита. Имеются также доказательства того, что часть кремнезема (спикулы губок, радиолярии) и, по-видимому, часть углерода (антраксолит) до их окончательного захоронения на дне бассейна накапливались в раковинах планктонных или бентогенных организмов.

Таким образом, очевидно, что группа фтанитовых пород представляет собой очень сложные полигенные образования. Возможно, что отражением деятельности различных геологических факторов является ритмическая текстура этих пород, которая, согласно представлениям Л. Н. Ботвинкиной (1966), образуется вследствие пульсационной подачи в осадок палеоводоема различного по генезису материала.

Карбонатные породы. Карбонатные породы в Большом Каратау и Джебаглинских горах слагают отложения кокбулакской свиты, а в Малом Каратау — тамдинскую толщу. Внутри курумсакско-чулактауской формации первичные карбонатные породы редки, они встречаются в виде маломощных линзовидно выклинивающихся прослоев. Зато в подстилающих ее байконурских или беркутинских отложениях карбонатные породы очень широко развиты.

Во всем разрезе вендско-кембрийских отложений эти образования имеют очень сходный литолого-петрографический облик. Обычно это плотные, однородные образования светло- и темно-серого цвета. На поверхности часто покрыты коричневатой гидроокисной пленкой вследствие окисления тонкодисперсного пирита. В свежем сколе хорошо видна кристаллическая структура. Иногда породы разбиты тонкой системой трещинок на остроугольные обломки и при ударе раскалываются по ним. В прожилках встречен пирит, окислы железа, кальцит, вторичный доломит и минералы марганца (пиролюзит?, псиломелан?).

По химическому составу преобладают почти чистые доломиты с 70—95% $CaMg(CO_3)_2$; количество нерастворимого остатка зависит от степени окремнения породы (табл. 10). Под микроскопом видно, что основная масса сложена равномернозернистой массой ромбоэдрического доломита. Раз-

Таблица 10

Химический состав карбонатных пород вендско-кембрийских отложений Каратау (в %)

№ обр.	Беркутинский горизонт				№ обр.	Тамдинская свита			
	Н. о.	R_2O_3	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$		Н. о.	R_2O_3	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
960	8,74	0,71	4,60	84,90	982	7,44	0,90	3,68	86,93
604	6,73	1,38	4,61	86,92	985	4,62	0,62	4,34	88,00
606	8,86	0,60	4,00	85,77	709	1,61	0,70	2,05	95,49
1010	6,41	1,16	3,72	88,66	711	4,04	0,60	2,90	91,59
1011	10,38	1,02	6,49	79,70	1049г	2,94	1,41	3,90	90,88
2203	4,45	1,62	2,55	90,50	1049г	2,64	1,14	5,22	89,28
2204	6,76	0,90	4,03	87,19	2262	2,54	1,16	1,21	94,67
2808б	5,19	1,28	1,33	91,86	2415	34,96	—	9,63	50,87
2813б	9,56	0,56	4,96	82,66	2802	4,95	1,40	3,08	90,53
2725	3,68	1,15	1,95	92,81	2803	4,14	0,74	4,30	89,96
2727	6,79	1,13	—	90,75	2815	0,50	0,34	0,93	94,90
2728	2,28	0,96	2,19	93,85	2710	2,02	0,72	6,35	89,77
2660	5,02	0,79	4,60	88,76	5244	1,37	1,37	9,33	87,83
2661	7,24	0,67	5,14	85,03	5123	75,23	2,04	3,37	17,00
5216	4,35	2,27	9,08	83,89	5168	38,58	3,74	4,03	52,90
5017	7,82	1,37	3,80	86,10	5072	3,37	0,77	4,74	90,62
5018	7,10	0,70	7,70	82,23	5073	2,08	0,52	6,06	89,59
5020	18,39	1,79	9,28	70,28	270	74,76	1,72	6,05	16,52
290	11,12	1,65	6,37	79,15	276	5,98	—	10,00	82,10
292	6,10	0,99	7,42	83,00					

меры ромбоэдров в разных образцах колеблются от 0,01 до 0,1 *мм*, но наиболее распространены скрытокристаллические разновидности.

Иногда в породе встречаются неясные остатки птеропод, водорослей и другой фауны.

Довольно часто среди карбонатного материала присутствуют фосфатные зерна, оолиты или кристаллики апатита. Многие включения из фосфатного материала сильно корродированы.

Содержание элементов-примесей в карбонатных породах приведено в табл. 11. Привлекает внимание несколько повышенное количество свинца и серебра. По данным спектрального анализа, в некоторых карбонатных образованиях сильно увеличено содержание бария (баритовые известняки).

По морфологическим признакам среди карбонатных пород курумсакско-чулактауских отложений выделяются две группы несколько различных образований: кремнисто-карбонатные конгломераты, а также линзы и линзовидные прослои доломитов.

Кремнисто-карбонатные конгломераты распространены весьма ограниченно. Они описаны нами в юго-восточной части района Малого Каратау, в пределах месторождений Тье-Сай I и Тье-Сай II. Конгломераты состоят из плоских, хорошо окатанных галек размером 1—10 *см*. Гальки сложены мезо- и скрытокристаллическим тонкослоистым доломитом. Отдельные прослои породы обогащены обломками и оолитами фосфоритов; они чередуются со слойками чистого или кремневого доломита. Почти всегда гальки сильно ожелезнены на поверхности.

Весьма типична своеобразная ориентировка галек конгломерата — они наклонены в одну сторону и образуют черепитчатую отдельность, уже описанную нами выше в фосфоритовых конгломератах Чулактау.

Таблица 11

Элементы-примеси в карбонатных породах чулактауской свиты (в %)

№ обр.	ΣTR_2O_3	V_2O_5	Ga	Be	Sr
2752	Следы	0,006	0,0002	$2{,}56 \cdot 10^{-4}$	0,054
2420	0,03	Не обн.	0,0011	$2{,}38 \cdot 10^{-4}$	0,074
2802	0,01	Не обн. — 0,004	0,0006	—	0,029
2725	0,01	—	—	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$	0,020
2808б	0,01	—	—	$1{,}37 \cdot 10^{-4}$	0,020
2815б	0,03	0,004	0,0003	—	0,023
2727	0,01	—	—	$2{,}25 \cdot 10^{-4}$	0,029
2732	0,014	—	—	$2{,}81 \cdot 10^{-4}$	0,058

№ обр.	Cr	Pb	Ag	Mo	Li
2752	—	—	0,039	—	—
2420	—	0,48	0,017	—	0,001
2802	—	—	0,02	—	—
2725	Не обн.	0,02	—	<0,0001	—
2808б	—	—	—	—	—
2815б	—	—	—	—	—
2727	—	0,012	0,042	—	—
2732	—	—	—	—	—

Гальки сцементированы доломитовым цементом; на фоне скрытокристаллического доломита в нем разбросаны мелкие обломки фосфоритов и фосфатные оолиты.

Характерно, что и цемент породы, и гальки дают яркую цветную реакцию на фосфор с азотной кислотой и молибденово-кислым аммонием. Черепитчатая текстура конгломератов («imbricate») была ранее описана в докембрийских отложениях Канады (Pettijohn, 1930), в красноцветных девонских песчаниках Англии (Barrell, 1916), в кембрийских отложениях Скалистых гор США (Grout, 1932).

Бекер (Becker, 1893) так объясняет образование черепитчатого расположения галек: «Если плоская галька попадает в текущий поток, вода будет производить на нее давление до тех пор, пока это давление не превысит силу инерции гальки. При этом галька будет стремиться повернуться поперек потока, подставляя ему наибольшую поверхность... Гальки, отложившиеся на дне, будут, за немногим исключением, наклонены вниз по течению и наложены, подобно черепицам в кровле, друг на друга» (стр. 54).

По мнению Р. Шрока (1950), такая текстура грубообломочных пород наиболее характерна для аллювиальных отложений; значительно реже она наблюдается в морских пляжевых конгломератах. Учитывая, что состав галек и цемента породы напоминает состав беркутинских доломитов, можно предположить, что скопления и линзы конгломератов возникли в прибрежной, пляжевой зоне морского бассейна, а размывались недалеко расположенные берега, сложенные этими подстилающими чулактаускую свиту породами.

В районе месторождения Тье-Сай II конгломераты залегают между нижним и верхним пластами фосфоритов. Они, таким образом, являются фациальными аналогами фтанитов верхней кремневой пачки.

Линзовидные прослои доломитов в чулактауской свите Малого Каратау встречаются довольно редко. Они известны в пределах месторождений Кок-Су, Джаны-Тас и в ряде других мест, однако нет уверенности в том, что они не являются результатом позднего метасоматического замещения кремнистых образований.

Более достоверна седиментационная природа прослоев и линз доломита в ванадиеносной части курумсакской свиты Большого Каратау и Джебаглинских гор. Обычно это светло-серые тонкоплитчатые породы, чередующиеся с равными им по мощности слоями фтанитов и пересеченные многочисленными вертикальными кварцевыми прожилками. Так как в результате последующих подводно-оползневых и тектонических движений первичное горизонтальное положение слоев изменилось, кварцевые прожилки срезаны и четко прослеживаются только в пределах карбонатного прослоя в виде своеобразного кварцевого каркаса внутри его.

Под микроскопом видно, что доломит имеет неравномернозернистую структуру, сильно ожелезнен, а на отдельных участках метасоматически замещен кварцем.

Терригенные породы. К группе терригенных пород принадлежат главным образом песчаники и алевролиты с глинисто-фтанитовым, реже карбонатным или фосфоритовым цементом. Они встречаются в чулактауской свите Малого Каратау в небольшом количестве, но интересны с генетической точки зрения.

В полевых условиях алевролиты и песчаники с фосфатным или карбонатным цементом очень трудно отличить от фосфоритов или доломитов. Они диагностируются только в шлифах (см. табл. III, *г*), где сразу видно обилие обломочного кварца. Кроме кварца, здесь встречаются халцедон, полевые шпаты, рудные минералы и хлоритизированные обломки кремнистых туфогенных пород. Следует подчеркнуть, что хорошо окатанные зерна кварца в породах крайне редки, обычно резко преобладают остроугольные обломки минералов. Общее содержание обломочного материала 50—80%. Вероятно, полимиктовый терригенный материал, слагающий основную массу песчаников и алевролитов, имеет местное происхождение и возник за счет размыва подстилающих докембрийских толщ.

Олигомиктовые кварцевые песчаники с карбонатным, фосфатным и кремневым цементом и с хорошо окатанными обломками кварца встречены в чулактауской свите в районе месторождений Чулактау и Кок-Джон. По Г. И. Бушинскому (1966_2), впервые описавшему эти образования, в кембрийский бассейн поступал материал с далеких гумидных платформ. Любопытно, что в отложениях курумсакской свиты Большого Каратау песчаники и алевролиты обнаружены не были.

В терригенных породах Малого Каратау, по данным химического анализа, содержится повышенное количество хрома (до 0,08%), галлия (0,0007%), а также свинца (до 0,13%) и стронция (0,18%).

Железо-марганцевые руды. Железо-марганцевые руды спорадически встречаются в различных частях чулактауской свиты Малого Каратау, однако сплошной горизонт этих образований прослеживается лишь в ее кровле, вдоль северо-восточной окраины фосфоритоносного бассейна. Здесь в разрезах месторождений Беркуты Северный, Беркуты, Джилан, Ала-Джар, Ак-Сай, Тье-Сай I и II и Чулактау I и II в верхней части продуктивной толщи встречены тонкозернистые доломиты, содержащие огромное количество раковин хиолитов и их обломков, редкие карбонатные онколиты и многочисленные доломитовые строматолиты группы *Vetella Krylov* gr. nova. Последние макроскопически представляют собой мелкобугорчатые ветвистые столбики, шириной до 0,3 *см* и длиной более 20 *см*. Под микроскопом они выглядят как чередование тонких слойков ромбоэдрического доломита различной окраски.

Таблица 12

Элементы-примеси в марганцевых рудах чулактауской свиты (в %)

№ обр.	ΣTR_2O_3	V_2O_5	Ga	Be	Sr	Cr	Pb	Ag	Mo	Li
2636	0,07	Не обн.	—	$3{,}12 \cdot 10^{-4}$	0,059	0,008	0,32	0,014	0,0042	—
2784	0,01	» »	0,005	$3 \cdot 10^{-4}$	0,068	—	0,07	0,013	—	0,002

Органогенная часть породы весьма неравномерно импрегнирована гидроокислами железа и марганца; иногда эти рудные минералы слагают слойки, переслаивающиеся с доломитом, реже образуют гнезда или распределяются по секущим прожилкам (см. табл. III, *в*).

Химический состав железо-марганцевых пород крайне непостоянен. Содержание MgO_2 1—10%, Fe_2O_3 0,5—11%.

П. Л. Безруков (1954) предложил различать три типа железо-марганцевых руд: 1) руды плитчато-слоистые; 2) руды бобово-пизолитовые; 3) неравномерно оруденелые участки пласта. Этот же автор подчеркнул преобладание эпигенетических форм залегания окисных железо-марганцевых минералов и предположил, что на глубине окислы сменяются карбонатами железа и марганца.

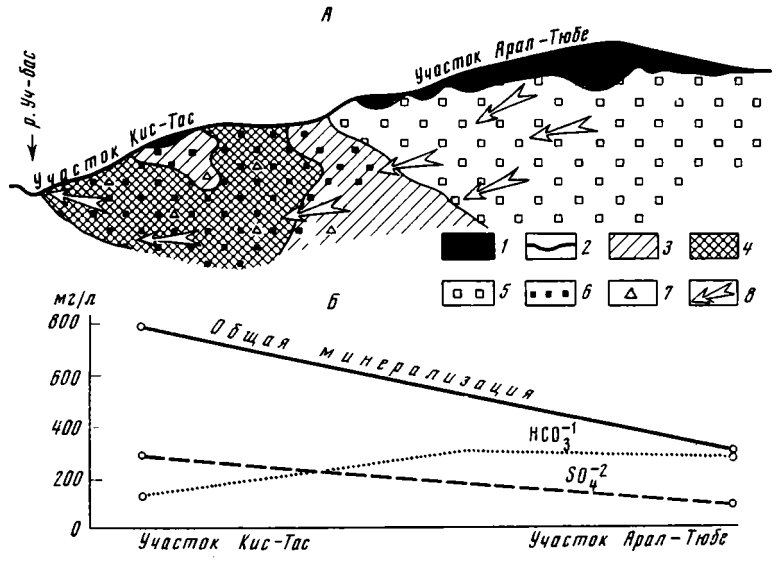
Состав малых и редких элементов, сопутствующих железо-марганцевым скоплениям, представлен в табл. 12. Легко видеть, что в марганцевых рудах встречены повышенные содержания свинца, редких земель, стронция, молибдена и галлия. Привлекает внимание отсутствие ванадия, что, возможно, подтверждает предположение П. Л. Безрукова о первичном накоплении железа и марганца в карбонатной форме.

Типы вторично измененных пород

Работами многих исследователей было установлено, что отложения курумсакско-чулактауской формации испытывали позднейшие катагенетические преобразования под воздействием трех несколько различных процессов: гипергенного выветривания, контактного метаморфизма и тектогенеза.

Геохимический механизм, управляющий процессами современного гипергенного выветривания, был нами рассмотрен ранее (Холодов, 1969). Сравнение литолого-геохимических особенностей фосфоритоносных отложений и состава содержащихся в них подземных вод (фиг. 6) позволило представить себе гипергенный процесс следующим образом. Окисление рассеянных в породах сульфидов и органического вещества свободным кислородом подземных вод вначале приводит к накоплению SO_4^{2-}, т. е. к подкислению просачивающихся вод. С одной стороны, это способствует увеличению количества гидроокислов железа в породах, а с другой — определяет вынос карбонатов и накопление их в жидкой фазе. Сульфатные воды по направлению движения подводного потока сменяются гидрокарбонатными. При значительном накоплении в водах карбонатов, а также при широко идущих процессах испарения в области разгрузки в порах пород отлагается катагенетический карбонатный цемент, а местами кремнистые и фосфатные образования метасоматически замещаются карбонатами (см. табл. III, *д*, *е*).

Описанный выше процесс в реальных гидрогеологических условиях протекает по-разному. Так, в фосфоритоносной чулактауской свите Малого Каратау преобладают пластовые зоны окисления, тогда как в кремнистой курумсакской свите Большого Каратау и Джебаглинских гор более широко распространено окисление по трещинам.



Фиг. 6. Схема гипергенного выветривания фосфоритов на месторождении Кок-Джон

А — литолого-геохимическая зональность рудосодержащих пород:
1 — участки пласта, обогащенные фосфатным материалом,
2 — рельеф участка;
3 — слабая карбонатизация фосфоритов;
4 — интенсивная карбонатизация фосфоритов;
5 — область распространения гидроокислов железа;
6 — область распространения пирита;
7 — участки, обогащенные органическим веществом;
8 — направление движения подземных вод
Б — схема изменения состава подземных вод

В пластовых фосфоритах Малого Каратау процессы гипергенного выветривания способствуют разобщению фосфатов и карбонатов; первые накапливаются в области питания, тогда как вторые локализуются в зоне разгрузки. В результате образуются карбонатные фосфориты, прослои и линзы доломитов и другие фосфатно-карбонатные катагенетические разновидности пород.

Гипергенные изменения плохо проницаемых фтанитов менее интенсивны. В Малом Каратау в приповерхностной зоне они переходят в кремнисто-глинистые опоковидные сланцы, в Большом Каратау среди слабо измененных фтанитовых слоев появляются прослои губчатых силицитов, содержащих выцветы вторичных минералов Cu, V и др.

Процессы контактного метаморфизма также ярче всего проявились в фосфоритоносной чулактауской свите Малого Каратау. Они были достаточно полно охарактеризованы в работах П. Л. Безрукова (1954), А. Г. Трухачевой (1962), А. П. Гапеева и др. (1968) и связаны с прямым влиянием каледонских интрузий, прорывающих фосфоритоносную толщу в юго-восточной части этого района. Работами упомянутых выше исследователей было показано, что изменения пластовых фосфоритов вблизи интрузивов выражаются в потере органического вещества и перекристаллизации с образованием апатита и флюорита. Изменения карбонатных пород сводятся, с одной стороны, к перекристаллизации и переходу в мраморы, а с другой — к разложению доломита с образованием новых минералов — серпентина, тремолита и талька (за счет CaO, MgO и SiO_2 измененных пород). Наконец, было установлено, что темные кремнистые породы в контакте с интрузией переходят в белые кварциты.

В породах фосфоритоносной толщи довольно часто можно наблюдать также интенсивные проявления динамометаморфизма. В результате пере-

тирания пород вдоль плоскостей нарушений образуются различные по составу тектонические брекчии, имеющие типичную катакластическую структуру, и милониты (тектонические «сыпучки») различного состава.

Карбонатные фосфориты. Среди карбонатных фосфоритов наиболее распространены зернистые разности, напоминающие по структуре песчаники с карбонатным цементом. Под микроскопом они представляют собой совокупность отдельных фосфатных зерен, оолитов и обломков фосфоритов, как бы погруженных во вторичный доломитовый, реже кальцитовый цемент, обычно имеющий оптически ориентированную структуру. Привлекает внимание несомненная агрессивность карбонатов по отношению к фосфатным частицам; в ряде случаев, особенно при высоком содержании $CaCO_3$ в образцах (см. табл. III, *д*, *е*), фосфатные зерна, оолиты или обломки утрачивают первоначальную форму, и их края разъедаются в результате вторичной карбонатизации. В целом в породе более карбонатизированные участки имеют неправильную, часто линзовидную форму и прихотливо чередуются с менее карбонатизированными. В некоторых разрезах количество таких участков с неправильными, остроугольными или округлыми очертаниями увеличивается, и порода превращается в брекчию или конгломерато-брекчию.

Происхождение таких песчаниковых или брекчиевидных пород связано с катагенетическим замещением первоначально кремнистого или фосфатного цемента доломитом. Интенсивность такой карбонатизации зависит от длительности пребывания данного участка в зоне вторичной цементации. Характерно, что в различных шлифах можно наблюдать все стадии процесса от частичного замещения цемента на отдельных участках до полного замещения или карбонатизации и цемента, и фосфатных включений. В этом случае в породе чередуются более или менее измененные участки, и она приобретает брекчиевидную пятнистость. Так образуются конгломерато-брекчии замещения.

Сравнение состава элементов-примесей в фосфоритах области питания подземных вод и в карбонатных фосфоритах области разгрузки, выполненное по данным полуколичественного спектрального анализа, приведено в табл. 13. Одновременно с обогащением фосфоритов области питания фосфором из них выносятся элементы группы железа (Ti, Cr, Co, Ni), а также сульфиды (Ag и др.); соответственно в них концентрируются TR, Sr и другие элементы, тесно связанные с фосфатным веществом.

В области разгрузки отлагающиеся карбонаты как бы консервируют восстановительные условия, и в результате этого в карбонатных фосфоритах несколько выше содержание Ti, Cr, Co, Ni и других элементов

Таблица 13

Среднее содержание элементов-примесей в пластовых фосфоритах Малого Каратау, находящихся в разных гидрогеологических условиях (в %)

Элементы	Фосфориты области питания водоносного горизонта в районе Арал-Тюбе (32 пробы)	Карбонатные фосфориты области разгрузки подземных вод в районе Кис-Тас (95 проб)	Элементы	Фосфориты области цитания водоносного горизонта в районе Арал-Тюбе (32 пробы)	Карбонатные фосфориты области разгрузки подземных вод в районе Кис-Тас (95 проб)
Σ TR (Y, La)	0—0,1	0—0,04	Co	0	0—0,04
S r	0,005—0,38	0,0005—0,05	Ni	0—0,05	0—0,14
Ti	0—0,14	0,005—0,5	Ag	0—0,0005	0—0,0017
Cr	0—0,014	0,019—0,27	Fe	Дефицит	Избыток

группы железа; здесь всегда присутствуют также элементы сульфидов — свинец, серебро, молибден и др.

Карбонатные фосфориты широко развиты в разрезах месторождений Кис-Тас, Кесик-Тюбе, в левобережье р. Коксу и на отдельных участках месторождения Джаны-Тас. Их распространение обычно хорошо увязывается с гидрогеологическим районированием Малого Каратау.

Катагенетические доломиты. Обычно они представляют собой плотные породы светло- и темно-серого цвета. Они очень часто образуют линзы и прослои в толщах фтанитов и продуктов их выветривания в Малом Каратау. В прозрачных шлифах обычно видны следы метасоматического замещения кремнистого материала — карбонатным. При этом во всех случаях замещения в карбонатной породе хорошо сохраняются кварцевые обломки спикул губок, терригенные зерна кварца, реже полевых шпатов, представляющие собой реликты замещенных пород.

Вероятно, генезис этих образований также тесно связан с деятельностью пластовых вод и находится в зависимости от описанного выше процесса гипергенного замещения карбонатами кремнисто-фосфатных образований. Косвенно это подтверждается широким распространением доломитов в тех же районах, где развиты карбонатные фосфориты.

Кремнисто-глинистые сланцы. Они распространены только в чулактауских отложениях Малого Каратау и представляют собой результат выветривания глинистых фтанитов. Макроскопически это породы желтовато-серого, желтовато-белого и белого цвета, рыхлые, тонкоплитчатые и листоватые. В свежем изломе прилипают к языку и этим очень напоминают опоки. При ударе раскалываются на тонкие остроугольные пластинки.

По многочисленным трещинкам отдельности в сланцах наблюдаются обильные дендриты марганца и выделения гидроокислов железа. Последние образуют кольца Лизеганга самых причудливых форм. Встречаются также тонкие корочки гипса.

Под микроскопом видно, что основная масса породы сложена тонким пелитоморфным кремнеземом, отдельные слойки которого периодически обогащаются чешуйками гидрослюд и каолинита, бурыми фосфатными зернами, оолитами и включениями гидрогетита и гематита.

Сравнение химического состава фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев приведено в табл. 14. Очевидно, сланцы более окислены — в них полностью отсутствует органическое вещество и меньше содержание закисного железа. При сравнении образцов сланцев и фтанитов контраст между их геохимическим обликом усиливается из-за обилия органического вещества, пирита, халькопирита и других сульфидов в образцах из глубоких зон.

Характерно, что широко распространенные во фтанитах гидрослюды при переходе в кремнисто-глинистые сланцы каолинизируются; рентгеноструктурные исследования плоских образцов глинистых минералов показывают появление линий 7,1; 3,30; 2,45; 2,27 Å, типичных для каолинита. Нужно отметить, что в кремнисто-глинистых сланцах заметно уменьшается количество элементов-примесей группы ванадия: например, содержание V_2O_5—0,018—0,033%, PbO — 0,5%, Mo—0,0008—0,002%, в среднем заметно уступая их количеству во фтанитах. Падает также в сланцах содержание кобальта, никеля, хрома и меди. Не вызывает сомнения, что кремнисто-глинистые сланцы возникли в результате интенсивного поверхностного выветривания фтанитов.

Губчатые силициты очень широко распространены в отложениях курумсакской свиты в зоне окисления месторождения Баласаускандык. Эти породы представляют собой своеобразный каркас, состоящий из квар-

Таблица 14

Химический состав фтанитов чулактауской свиты Малого Каратау и продуктов их выветривания (в %)

№№ обр.	Тип породы	Район отбора пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO
1086	Фтаниты	Малый Каратау, Кок-су	67,25	0,72	9,36	3,72	0,72	0,07	4,33	1,80
1088			71,68	0,72	9,63	3,47	0,65	0,05	2,21	1,60
1082			73,65	0,55	7,45	3,80	0,50	0,02	2,82	1,05
1083			74,87	0,51	7,08	3,30	0,57	0,02	2,88	0,70
3141		Большой Каратау и Джебаглинские горы	87,03	0,32	3,09	1,18	0,22	Не обн.	0,75	0,13
3151			85,03	0,15	0,79	1,56	—	» »	0,74	0,13
6045			87,30	0,16	2,76	2,54	0,46	0,01	1,21	0,20
6054			90,80	0,07	1,85	2,48	—	Не обн.	0,30	0,20
649	Кремнисто-глинистые сланцы	Малый Каратау, Кок-су	61,23	0,68	8,63	4,01	0,26	0,06	10,12	0,67
658			77,39	0,73	8,89	3,28	0,28	0,02	1,89	0,84
661			77,50	0,68	9,13	3,48	0,14	0,02	1,36	0,71
664			78,55	0,59	8,08	2,90	0,43	0,02	1,95	0,65

№№ обр.	Тип породы	Район отбора пробы	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	CO_2	$C_{орг.}$	$S_{общ.}$	Сумма
1086	Фтаниты	Малый Каратау, Кок-су	0,73	3,78	2,12	0,48	1,49	2,66	0,26	2,14	100,56
1068			0,76	3,64	2,02	0,46	0,34	1,50	0,17	2,11	99,96
1082			0,65	2,97	1,88	0,42	1,09	0,66	1,33	2,06	99,87
1083			0,71	2,71	1,77	0,36	1,49	0,34	1,19	2,17	99,59
3141		Большой Каратау и Джебаглинские горы	Не обн.	0,88	1,06	0,13	—	—	—	—	100,16 *
3151			0,27	0,40	0,42	0,30	—	—	—	—	100,34
6045			Не обн.	0,66	1,25	0,13	—	—	—	—	100,34
6054			0,21	0,31	0,45	Не обн.	—	—	—	—	100,44
649	Кремнисто-глинистые сланцы	Малый Каратау, Кок-су	0,27	3,88	2,37	0,87	4,26	2,90	Не оон.	—	100,21
658			0,20	3,24	1,97	1,06	0,64	0,10	» »	—	100,53
661			0,20	3,24	1,90	0,99	0,59	0,02	» »	—	99,96
664			0,14	2,82	2,13	0,98	0,84	0,10	» »	—	100,18

* В сумму входит также содержание BaO; содержание BaO (в %): в обр. 3141—2,80, в обр. 3151—1,20, в обр. 6045—2,04, в обр. 6054—0,22.

цевых перегородок, разделенных полостями и ячейками; в последних распространены налеты, примазки и выцветы фосфатов, карбонатов меди и других вторичных минералов.

В горных выработках, вскрывающих те же пласты фтанитов, но за пределами зоны окисления и выветривания, губчатые силициты постепенно сменяются брекчиями углеродистых фтанитов. В этих неизмененных породах слои углеродистых фтанитов рассечены многочисленными прожилками кварца. В процессе выветривания органическое вещество, повидимому, окисляется и постепенно выносится за пределы толщи, а устойчивый кварц, образующий каркас губчатого силицита, отлично сохраняется и придает всей породе в целом экзотический облик.

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ КУРУМСАКСКО-ЧУЛАКТАУСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах Талассо-Каратауского региона нами изучено свыше 35 разрезов курумсакско-чулактауских отложений. В зависимости от текстуры и петрографического состава преобладающих пород, а также мощности всей толщи в целом среди них отчетливо выделяются шесть типов разрезов: Малокаройский, Батырбайский, Герес-Кокджонский, Чулактау-Беркутинский, Коксуйский и Баласаускандык-Джебаглинский.

Малокаройский тип разреза наиболее мелководный. Он характеризуется наименьшей мощностью, преобладанием пород псефитовой и псаммитовой структуры над всеми остальными разновидностями и наличием следов многочисленных размывов. Мощность разрезов 0,10—10,0 *м*.

По характеру слагающих пород в нем различаются два подтипа. К первому (подтип А) относятся некоторые разрезы месторождений Джетым-Тал, Кок-Тал, Тамды, а также района пос. Серго. В них непосредственно над горизонтом «нижних» доломитов, а иногда и над отложениями карой-ской серии залегает нерасчлененная пачка гравелито-конгломератов из обломков кварца, доломитов, спонголитов и фосфоритов, сцементированных фтанитами или карбонатным цементом. Эти отложения имеют мощность порядка 1—1,5 *м* и перекрываются залегающими выше доломитами тамдинской свиты.

Ко второму (подтип Б) относится большинство разрезов месторождений долины Малого Кароя: Тамды, Кыр-Чабакты, Джетым-Тал, Кара-Шат. Кроме того, аналогично сложена фосфоритоносная толща в районе месторождений Тье-Сай I и Герес (северо-западное окончание). В этих разрезах чулактауская свита имеет уже четырех членное строение — в ней дважды повторяются кремневые породы и фосфориты.

В качестве эталонного можно привести разрез чулактауской свиты, изученный нами в пределах месторождения Тамды, на правом берегу одноименной речки. На туфогенных породах курганской свиты снизу вверх залегают:

	Мощность, *м*
1. Пачка массивных темно-серых фтанитов с многочисленными включениями переотложенного пирокластического материала	1,50
2. Пачка гравелитов и конгломератов из окатанных обломков фосфоритов, спонголитов и фтанитов с фосфатным или карбонатным цементом	1,20
3. Пачка фтанитов буровато-серого цвета с включениями обломков и зерен фосфоритов	1,10
4. На размытой поверхности предыдущего слоя залегает пачка конгломерато-гравелитов из фосфоритовых и кремневых галек с включениями железо-марганцевых бобовин, сцементированных карбонатным материалом	0,50—0,60

В целом для разрезов этого типа характерна определенная зависимость между петрографическим составом пород и мощностью. Так, если разрезы, сложенные конгломератами и гравелитами, имеют максимальную мощность, то с появлением среди них обломочно-оолитовых фосфоритов песчаной и алевритовой размерности мощность разрезов быстро возрастает.

Интересно, что по мере уменьшения мощности свиты увеличивается число перемывов и следов взламывания и взмучивания осадка. Наоборот, при переходе от маломощных разрезов к разрезам с повышенной мощностью строение всей свиты в целом заметно меняется. Будучи весьма слабо дифференцированной в прибрежной зоне, она приобретает четкое четырехчленное строение в более глубоководной части.

Батырбайский тип разреза очень сходен с Малокаройским. Однако в разрезах этого типа почти полностью отсутствуют псефитовые породы, а кроме того, в кровле чулактауской свиты находится сильно кремнистый хиолитовый слой (Ала-Джар). К Батырбайскому типу относятся разрезы

месторождений Беркуты Северный, Батыр-Бай, Ала-Джар. Мощности свиты здесь, как и в Малокаройском типе, не превышают 10 *м*.

Герес-Кокджонский тип разреза отличается от предыдущих незначительным распространением кремнистых пород и слабым развитием конгломератов и гравелитов. К этому типу относятся разрезы месторождений Герес, Кокджон (Кис-Тас, Кесик-Тюбе, Ат-Кум и Арал-Тюбе), Ак-Сай и северо-западного фланга месторождения Джаны-Тас. Обычно их суммарная мощность 8,0—25,0 *м*.

Характерна для этого разреза последовательность слоев, описанная снизу вверх на северо-западном фланге месторождения Кесик-Тюбе:

	Мощность, *м*
1. На неровной поверхности беркутинских доломитов залегает пласт толстоплитчатых фтанитов, местами переходящих в конгломерато-брекчию из кремневых обломков	0,80
2. Довольно мощная пачка фосфоритов различной структуры. В нижней ее половине переслаиваются грубообломочные и песчано-алевритовые фосфориты, в верхней части залегает песчано-алевролитовый фосфорит с вторичным доломитовым цементом	12,00
3. Обнажен пласт кремнистых фосфоритов; песчано-оолитовые фосфориты чередуются с пелитоморфными. На отдельных участках породы сцементированы кремневым материалом	6,30
4. Пачка, в которой фосфоритовые конгломераты и гравелиты переслаиваются с песчано-оолитовыми разностями. Фосфатные частицы цементируются доломитом	6,30—6,50
Кремнисто-карбонатные породы тамдинской свиты.	

Необходимо отметить, что во многих других разрезах Герес-Кокджонского типа из описанной последовательности полностью выпадает слой 3, а нижняя и верхняя фосфоритоносные пачки сливаются в одну. Таким образом, в этом случае четырехчленное строение не выдерживается.

Чулактау-Беркутинский тип разреза отличается очень широким развитием спонголитов в нижней пачке кремней, незначительным распространением грубообломочных фосфоритов при средней мощности 15—35 *м*. К этому типу в основном относятся разрезы месторождений Чулактау, Джилан, Беркуты I и II.

Одним из наиболее характерных разрезов Чулактау-Беркутинского типа является разрез месторождения Джилан. Здесь на поверхности размытых доломитов залегают:

	Мощность, *м*
1. Пачка чередования слоев спонголитов и фтанитов различной мощности. В ее основании залегают тонкие ритмы из обеих разновидностей кремневых пород. Они сменяются грубым переслаиванием толстоплитчатых фтанитов и спонголитов, над которым расположен пласт спонголита мощностью 1—1,5 *м*. Выше залегают фтаниты, разделенные тонкими прослоями фосфатного материала	13,0—14,0
2. Массивный серый фосфоритовый песчаник, сцементированный кремнистым или карбонатным материалом	1,9—2,0
3. Пачка, в основании которой встречается тонкое переслаивание фтанитов и спонголитов, в средней части прослеживается пласт доломита, а верхняя часть представлена чередованием фтанитов и фосфоритов	4,40
4. Пачка серых песчанисто-оолитовых фосфоритов с карбонатным цементом. В верхней части появляются крупные обломки фосфоритов, и она постепенно переходит в фосфоритовый конгломерат. Кровля сильно омарганцована	3,00
5. Породы железно-марганцевого горизонта	1,50

Спонголиты, очень широко распространенные в изученном разрезе в нижней кремнистой пачке, встречаются также в верхней части разреза, над нижним горизонтом фосфоритов, тогда как обычно в других разрезах они здесь отсутствуют.

Коксуйский тип разреза отражает наиболее глубоководные условия в Малом Каратау и характеризуется широким распространением тонкозернистых пород, появлением фтанитов и продуктов их выветривания, ритмической текстурой этих образований и максимальной мощностью

чулактауской свиты, достигающей 75,0—80,0 *м*. К этому типу относятся разрезы месторождений Кок-Су, Уч-Бас, Джаны-Тас, Ак-Джар.

В качестве примера приведем схематическое описание разреза месторождения Джаны-Тас (разведочная канава № 20, юго-восточный фланг):

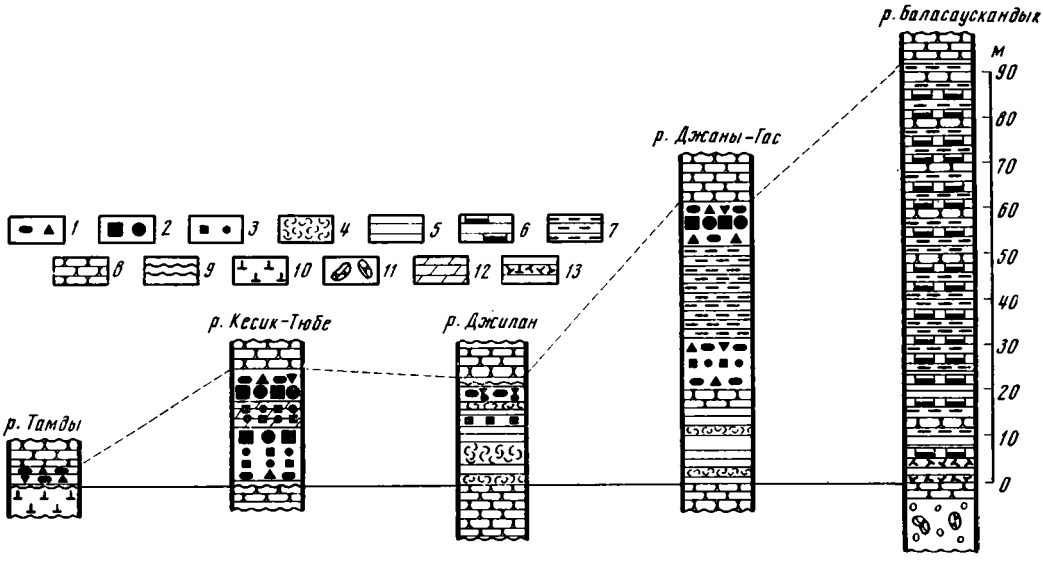
	Мощность, *м*
1. На доломитах беркутинского горизонта залегает пачка переслаивания фтанитов, спонголитов и доломитов, соответствующая нижнему кремневому горизонту. В нижней ее части распространены спонголиты, выше — фтаниты, а в верхней части разреза появляются многочисленные прослои доломитов	12—20
2. Пачка фосфоритов, соответствующая нижнему фосфоритовому горизонту. В ее основании распространены фосфоритовые гравелиты, далее фосфоритовые песчаники и зернисто-оолитовые фосфориты, затем вновь фосфоритовые конгломерато-брекчии и псаммито-оолитовые фосфориты. Породы сцементированы карбонатным материалом . . .	8—10
3. Пачка кремнисто-глинистых сланцев, на глубине (в скважинах) переходящих во фтаниты. Сланцы представляют верхний кремневый горизонт	18—20
4. Пачка пластовых фосфоритов. В нижней и верхней ее частях распространены грубообломочные фосфориты, а средняя часть сложена псаммито-оолитовыми разностями	10—12
Мощная толща тамдинских доломитов, венчающая разрез кембро-ордовикских отложений.	

Для *Баласаускандык-Джебаглинского* типа разреза характерно преобладание фтанитовых пород, присутствие мелких фосфатных конкреций вместо пластовых фосфоритов и широкое распространение очень тонких ритмических текстур.

Примером может служить разрез в глубоком консеквентном сае, в 200 *м* к северу от г. Баласаускандык (снизу вверх):

	Мощность, *м*
1. Пачка, в которой переслаиваются грубоплитчатые фтаниты, углеродистые фтаниты и губчатые силициты. В нижней части мощность отдельных слойков не превышает нескольких миллиметров, но вверх по разрезу кремнистость возрастает и соответственно возрастает мощность слойков, достигая 0,05—0,15 *м*. Среди кварца и халцедона, преобладающих в породе, разбросаны сильно перекристаллизованные остатки раковин радиолярий. Кровля пачки в рельефе выдается карнизом	7,05
2. Ванадиеносный горизонт представлен чередованием глинистых, углеродистых и кремнистых фтанитов и их брекчий с редкими прослоями доломита. Более кремнистые разности пород тяготеют к кровле и подошве пачки, а в средней ее части повсеместно прослеживается прослой доломита. Глинистость разреза возрастает многократно. Наименьшая толщина слойков не превышает долей миллиметра; слойки объединяются в пласты толщиной 5—6 *см*, которые слагают ритмы мощностью 0,5—1,5 *м*. В нижней части пачки встречены мелкие фосфатные конкреции диаметром до 0,07 *м*	12,50
3. Пачка ритмичного чередования фтанитов и углеродистых фтанитов. В нижней части преобладают кремнистые породы, выше широко распространены углеродистые разности. В результате окисления органического вещества углеродистые фтаниты окрашены в пепельно-серый цвет на поверхности; под микроскопом видно, что в массе кремнистого материала часто встречаются остатки радиолярий хорошей сохранности. Благодаря уменьшению количества SiO_2 в направлении снизу вверх пласт постепенно сливается с окружающим рельефом и скрывается в осыпи	3,10 (видимая)
4. Мощная толща, в которой чередуются углеродистые, глинистые и (в верхней части) карбонатные фтаниты, причем толщина слойков обычно не превышает 0,5—0,7 *см*. В них встречаются скопления кремнистых остатков радиолярий, включения доломита и пирита, а также довольно крупные конкреции фосфоритов (местами диаметром 0,25 *м*)	60—70
Карбонатная толща кокбулакской свиты согласно перекрывает существенно фтанитовую часть разреза; она представлена тонкослоистыми, местами массивными известняками, баритовыми известняками и доломитами, а также хлорит-карбонатными и известково-глинистыми сланцами. Обычно переход от нижележащих отложений очень постепенный и осуществляется через известково-глинистые фтаниты.	

Различные типы разрезов чулактауско-курумсакских отложений хребта Каратау и Джебаглинских гор представлены на фиг. 7.



Фиг. 7. Сопоставление типовых разрезов курумсакско-чулактауских отложений Малого Каратау, Большого Каратау и Джебаглинских гор

1 — фосфоритовые конгломерато-брекчии;
2 — крупно-оолитовые и крупнообломочные фосфориты;
3 — мелко-оолитовые и мелкообломочные фосфориты;
4 — спонголиты;
5 — фтаниты;
6 — углеродистые фтаниты;
7 — глинистые фтаниты;
8 — доломиты;
9 — марганцевые руды;
10 — туффиты;
11 — глыбы и обломки доломитов в тиллитоподобных породах;
12 — фосфатный цемент;
13 — губчатые силициты

Очевидно, что в разрезах с сокращенной мощностью Малокаройского, Батырбайского и Герес-Кокджонского типов преобладают пластовые фосфориты с широко распространенной грубообломочной и песчано-оолитовой структурой. Здесь фиксируются многочисленные следы размывов, косая слоистость, знаки ряби и следы взмучивания осадка. Очень широко распространены онколиты и другие водорослевые остатки крайнего мелководья, а местами встречаются даже грубообломочные терригенные породы (гравелиты), фациально замещающие фосфоритоносную толщу.

В разрезах Чулактау-Беркутинского типа большую роль играют кремнистые образования, представленные спонголитами; одновременно в фосфоритовой части разреза широко распространены фосфоритовые оолитовые алевролиты и другие тонкозернистые разности. Характерно постепенное исчезновение многочисленных следов размыва.

В кровле фосфоритоносной толщи в северо-восточных разрезах Малого Каратау часто встречаются пласты железо-марганцевых руд.

В разрезах Коксуйского типа на смену спонголитам приходят тонкослоистые глинистые фтаниты или продукты их гипергенного выветривания — кремнисто-глинистые сланцы. В фосфоритовой части разреза песчано-оолитовые разновидности фосфоритов чередуются с оолитовыми алевролитами.

В Баласаускандык-Джебаглинском типе пластовые фосфориты нацело выпадают из разреза, и вся толща выглядит как ритмичное чередование тонкозернистых кремнистых, кремнисто-глинистых или углеродисто-кремнистых образований большой мощности.

Таким образом, очевидно, что, двигаясь от фосфоритоносного бассейна Малого Каратау в направлении развития ванадиеносных отложений Большого Каратау и Джебаглы, мы постепенно переходим из области, прилегающей к древней суше, т. е. из обстановки крайнего мелководья

и минимального прогибания переходит в область больших глубин и более глубоководных отложений. Этот вывод хорошо согласуется с результатами палеогеографических реконструкций в Малом и Большом Каратау, однако расходится с существовавшими до сих пор представлениями (С. Г. Анкинович, Е. А. Анкинович, $1968_{1,2}$).

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КУРУМСАКСКО-ЧУЛАКТАУСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕГИОНА

При характеристике различных типов пород, слагающих курумсакско-чулактауские отложения, мы уже касались вопроса о распределении в них элементов-примесей. Результаты частных химических, полярографических и пламеннофотометрических анализов редких и малых элементов использованы для расчетов их средних содержаний в шести различных литолого-петрографических типах пород, слагающих интересующую нас толщу. Величины вычисленных средних содержаний приведены в табл. 15; на основании этих данных построен график, изображенный на фиг. 8. Анализ графика и таблицы показывает, что одни элементы-примеси, такие как TR_2O_3, Sr, Ag, Pb, V, Cr, Mo, накапливаются в породах фосфоритоносной свиты, значительно превышая свое среднее содержание в земной коре, тогда как в другой группе элементов — литий, бериллий, галлий — даже максимальные скопления близки к кларку.

По закономерностям распределения среди изученных типов пород выделяются три группы малых и редких элементов. Первая группа объединяет ΣTR_2O_3, Sr, Pb и Be. Все эти элементы наиболее интенсивно накапливаются в фосфоритах; кривые их распределения обнаруживают один максимум, соответствующий фосфоритовым образованиям. Генетический смысл этой закономерности наиболее полно изучен на примере редких земель. Они тесной хемогенно-сорбционной зависимостью связаны с P_2O_5. Так как даже современные фосфатные конкреции содержат повышенные количества TR_2O_3 (Блох, 1964) и во всех древних фосфатных залежах мира независимо от возраста и генезиса фосфатных скоплений редкоземельные элементы встречаются в повышенных количествах (Семенов и др., 1962; Холодов, 1963), мы вправе предполагать седиментационный характер их связи с пятиокисью фосфора. Как и редкие земли, свинец тесно связан с фосфатами, но в отличие от них иногда он накапливается по трещинкам и вдоль контактов двух слоев. Форма его нахождения — галенит; он широко распространен в подстилающих и перекрывающих карбонатных породах. Любопытно, что несколько повышенные количества Pb обнаружены нами в тех фациях ванадиеносных фтанитов, в которые латерально переходят пластовые фосфориты. Поэтому можно считать, что несмотря на внешнее сходство в распределении между TR и Pb в фосфоритоносных породах существует генетическое различие. Свинец накапливается на стадиях катагенеза и метаморфизма, хотя и обнаруживает склонность концентрироваться в фосфатном веществе.

Вторая группа элементов включает ванадий, молибден, отчасти литий и галлий. Они предпочтительно накапливаются во фтанитах, а молибден и галлий, кроме того, концентрируются в железо-марганцевых рудах, образуя двухвершинные кривые (см. фиг. 8). Напомним, что во фтанитах необычайно возрастает содержание глинистого материала и углеродистого вещества. Возможно, что именно с этими концентраторами связано повышенное содержание пятиокиси ванадия.

К третьей группе элементов относится серебро, поведение которого чрезвычайно своеобразно — оно накапливается повсеместно, независимо от литологической характеристики вмещающих пород. Возможно, что это свидетельствует о его концентрации на стадии катагенеза.

Таблица 15

Средние содержания элементов-примесей в различных типах пород курумсакско-чулактауских отложений Каратау и Джебаглинских гор

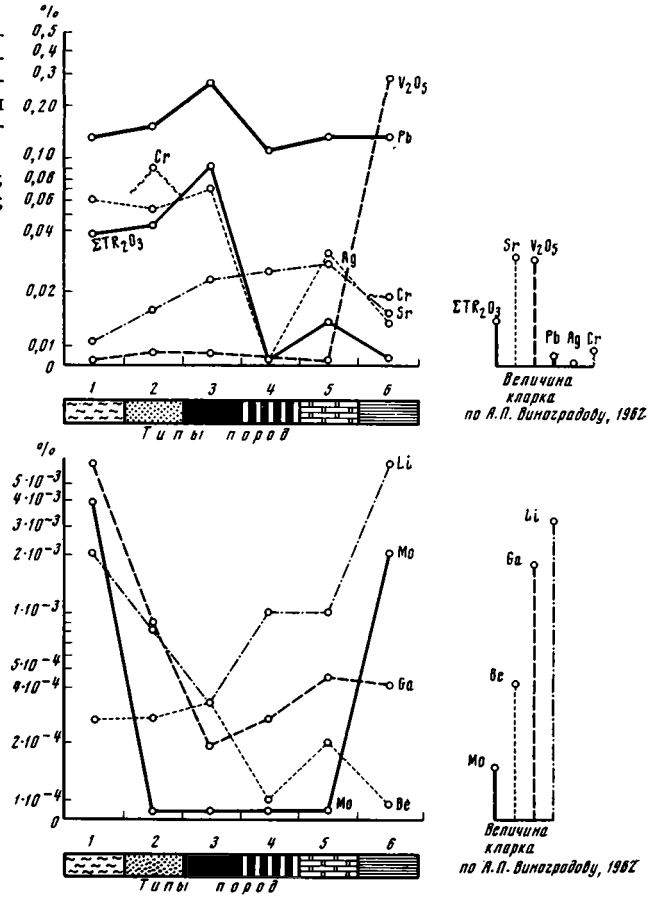
Тип породы	ΣTR_2O_3	V_2O_5	Ga	Be	Sr
Железо-марганцевая руда	2 / 0,04	2 / Не обн.	1 / 0,006	2 / $3{,}06 \cdot 10^{-4}$	2 / 0,063
Гравелиты, песчаники, алевролиты	2 / 0,045	1 / 0,008	1 / 0,0007	1 / $2{,}8 \cdot 10^{-4}$	2 / 0,055
Фосфориты	10 / 0,09	9 / 0,007	8 / 0,0002	9 / $3{,}69 \cdot 10^{-4}$	10 / 0,078
Доломиты	8 / 0,014	4 / 0,003	4 / 0,0005	6 / $2{,}3 \cdot 10^{-4}$	8 / 0,038
Спонголиты	10 / 0,002	9 / 0,006	5 / 0,0003	8 / $1{,}08 \cdot 10^{-4}$	10 / 0,004
Фтаниты	9 / 0,0017	15 / 0,29	14 / 0,0004	12 / $1{,}0 \cdot 10^{-4}$	14 / 0,015

Тип породы	Cr_2O_3	Pb	Ag	Mo	Li
Железо-марганцевая руда	—	3 / 0,13	2 / 0,013	1 / 0,0042	1 / 0,002
Гравелиты, песчаники, алевролиты	1 / 0,087	1 / 0,15	1 / 0,017	1 / >0,0001	—
Фосфориты	—	5 / 0,25	6 / 0,021	1 / >0,0001	3 / 0,0003
Доломиты	1 / Не обн.	4 / 0,14	4 / 0,029	1 / >0,0001	1 / 0,001
Спонголиты	1 / Не обн.	5 / 0,11	4 / 0,024	1 / >0,0001	4 / 0,0010
Фтаниты	12 / 0,022	14 / 0,13	9 / 0,0145	13 / 0,002	13 / 0,007

Примечание. В числителе — число исследованных образцов, в знаменателе — среднее содержание элемента в данном типе породы, %.

Чтобы определить распространение элементов-примесей в различных разрезах курумсакско-чулактауских отложений, нами проведено их детальное опробование. Образцы весом 200—300 *г* отбирали через каждые 50 *см*, а при литологической неоднородности интервал опробования соответственно уменьшался. Всего в изученных нами опорных разрезах было отобрано более 550 проб горных пород.

В камеральный период каждый образец растирали до порошка и подвергали полуколичественному спектральному анализу в спектральной лаборатории ИМГРЭ (Н. В. Лизунов). Кроме того, во всех пробах было определено содержание 12 наиболее интересных элементов-примесей методами приближенного количественного анализа. Результаты спектрографических исследований в сочетании с петрографическими материалами использованы при построении литогенетических колонок. На них в левой части графика в вертикальном масштабе 1 : 100 изображали изученный разрез и рядом точками отмечали место взятия образцов. В правой



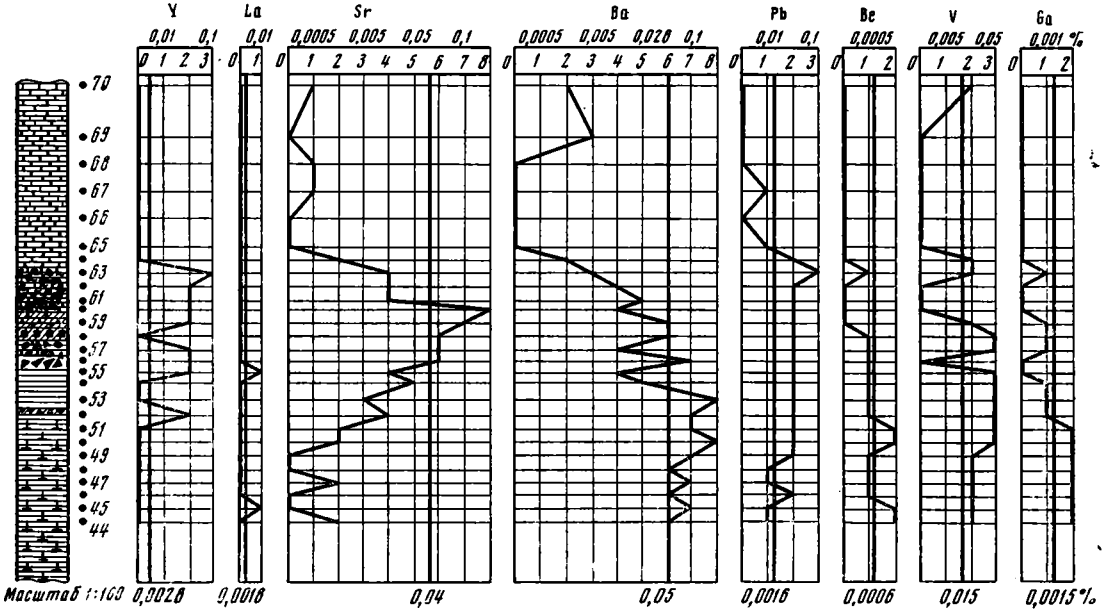
Фиг. 8. Распределение элементов-примесей в различных типах пород кембрийской рудоносной толщи хребтов Каратау и Таласского Алатау

1 — железо-марганцевые руды;
2 — песчаники и алевролиты;
3 — пластовые фосфориты;
4 — спонголиты;
5 — карбонатные породы;
6 — фтаниты

части строили диаграммы, показывающие распределение элементов в образцах данного разреза. Для этого против каждого образца в определенном масштабе откладывали установленное содержание элемента в баллах или процентах. Концы отрезков, соответствующих содержанию элемента, соединяли и так получали изменения содержаний изучаемого элемента. Распределение элементов-примесей, изученное полуколичественным методом в разрезе месторождения Тамды, изображено на фиг. 9. В нижней части графика для каждого элемента показана величина кларка в осадочных породах по А. П. Виноградову (1962); для наглядности эта же величина графически выражена в виде жирной прямой линии на каждой диаграмме.

Очевидно, что по сравнению с кларком в разрезе накапливаются редкие земли (Y, La), стронций, барий, свинец, бериллий, ванадий, галлий, молибден, хром, кобальт, никель, серебро и цирконий. По характеру распределения или по типу кривых эти элементы образуют три группы. В первую входят иттрий, свинец, бериллий и отчасти стронций и барий. При этом три первых элемента четко накапливаются только в фосфатном интервале, тогда как два последних концентрируются также и в подстилающих породах. Вторую группу элементов образуют ванадий, молибден, хром, кобальт и никель. Максимумы их концентраций чаще всего соответствуют минимумам содержаний элементов первой группы. В третью группу элементов с очень прихотливыми конфигурациями кривых входят серебро и цирконий.

Менее сложно поведение элементов-примесей в разрезе месторождения



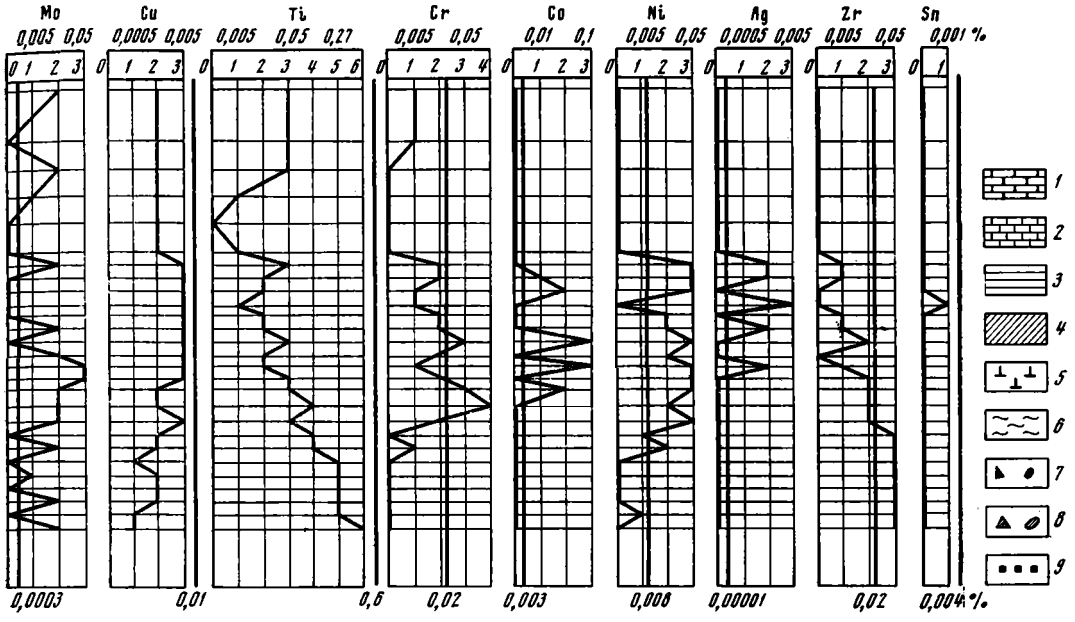
Фиг. 9. Литогенетическая колонка разреза месторождения Тамды

1 — доломит или доломитовый цемент;
2 — известняк или известковый цемент;
3 — фтанит или фтанитовый цемент;
4 — кремнистый цемент или халцедонолиты;
5 — туффиты и туфогенные частицы;
6 — марганцевые руды или примазки марганцевых минералов;
7 — конгломератовидные обломки фосфоритов;
8 — конгломератовидные обломки кремнистых пород;
9 — фосфоритовые песчаные обломки

Кесик-Тюбе (фиг. 10). Здесь по сравнению с кларковым содержанием накапливаются только редкие земли (Y, La) и свинец, причем они распределяются в разрезе очень сходно. Элементы группы ванадия обычно встречаются в породах в количествах, сильно уступающих кларковым; это подтверждается литогенетической колонкой того же разреза, построенной по данным количественного спектрографического анализа. Согласно количественным данным, спорадически превышают средние содержания в осадочных породах только скопления молибдена и меди.

В разрезе месторождений Джилан (фиг. 11) в соответствии с данными полуколичественного анализа по сравнению с кларком концентрируются редкие земли (Y, La), свинец, бериллий и отчасти барий, ванадий, галлий, молибден, хром, никель, кобальт и другие элементы. По поведению в разрезе или по конфигурации кривых среди них выделяется группа редких земель (иттрий, свинец, барий, бериллий), группа ванадия (ванадий, галлий, медь, титан, хром, никель) и группа серебра (серебро, цирконий, олово). В общих чертах результаты количественного спектрального анализа тех же образцов подтверждают эти выводы.

Литогенетическая колонка, характеризующая поведение редких и малых элементов в разрезе Джанытасского месторождения и построенная по данным полуколичественного спектрального анализа, изображена на фиг. 12. Здесь по сравнению с кларковым содержанием накапливаются редкие земли (иттрий, лантан), стронций, свинец, бериллий, ванадий, молибден, медь, хром, никель, серебро, цирконий, кобальт. Если отбросить породообразующие компоненты (железо, марганец, алюминий), то



все остальные элементы-примеси по закономерностям поведения в разрезе распадаются на три группы.

В первую группу входят иттрий, стронций, барий и свинец. Их поведение тесно связано с распределением фосфатного вещества; против участков, где распространены пластовые фосфориты, они обычно образуют пики максимальных содержаний.

Вторую группу элементов составляют ванадий, галлий, медь, титан, хром, никель. Они более тесно связаны с кремнисто-углеродисто-глинистой составляющей и обычно явно тяготеют к тем частям разреза, где распространены фтаниты или глинисто-кремнистые сланцы.

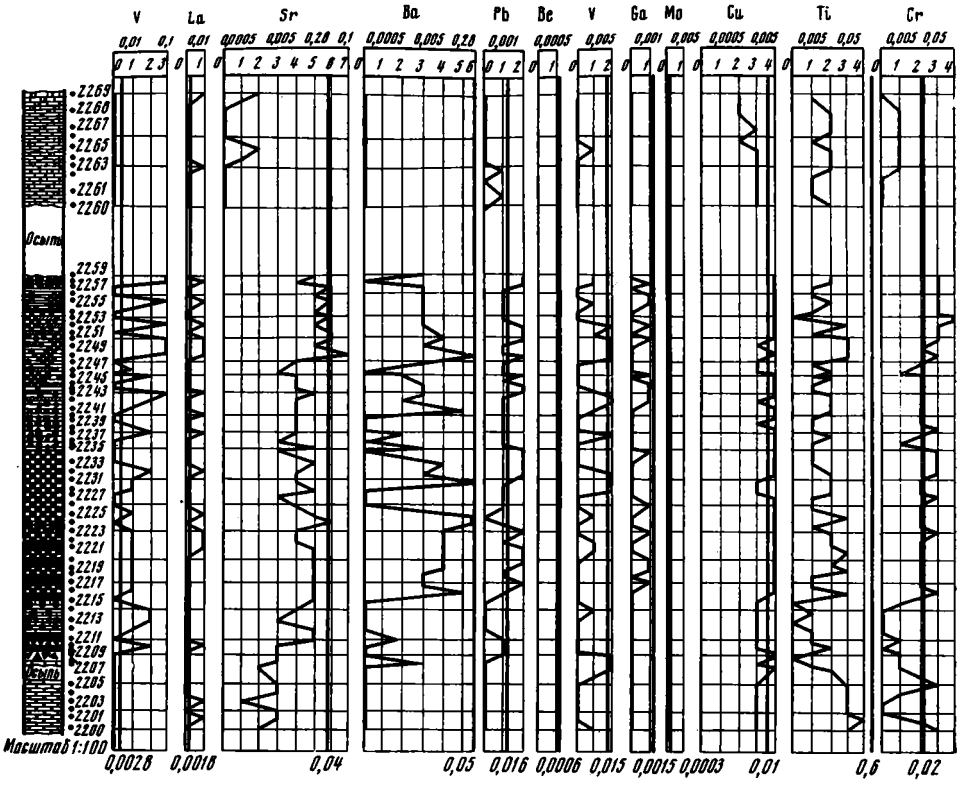
Несколько особняком на диаграммах расположены серебро, олово, кобальт и цирконий. Отдельные пики, которые они образуют, очень плохо увязываются с литологическим составом.

Данные полуколичественного анализа были дополнены количественным определением десяти элементов-примесей; полученные более точные цифры подтверждают сделанные ранее выводы, однако позволяют их несколько дополнить. Количественные определения заставляют кобальт, серебро и олово отнести не к третьей, а ко второй группе элементов, а в третью группу поместить очень прихотливо распределенный в породах цинк.

Обобщая весь материал по разрезу месторождения Джаны-Тас, можно, по-видимому, утверждать, что закономерности распределения фосфатного вещества в разрезе отражает поведение ΣTR_2O_3, Sr, Ba, Pb, а распределение кремнисто-углеродисто-глинистого вещества подчеркивают кривые V, Cr, Co, Ni, Ti, Cu, Mo, Sn, Ga.

Закономерности распределения элементов-примесей в Баласаускандык-Джебаглинском типе разреза показаны на фиг. 13, где представлена литогенетическая колонка разреза месторождения Баласаускандык, построенная по данным полуколичественного спектрографического анализа.

На диаграммах видно, что по сравнению со средним содержанием в осадочных породах стратисферы здесь накапливаются в очень больших количествах ванадий, молибден, хром, никель, серебро и медь и несколько превышают кларк стронций, барий, свинец, бериллий, цирконий, кобальт.



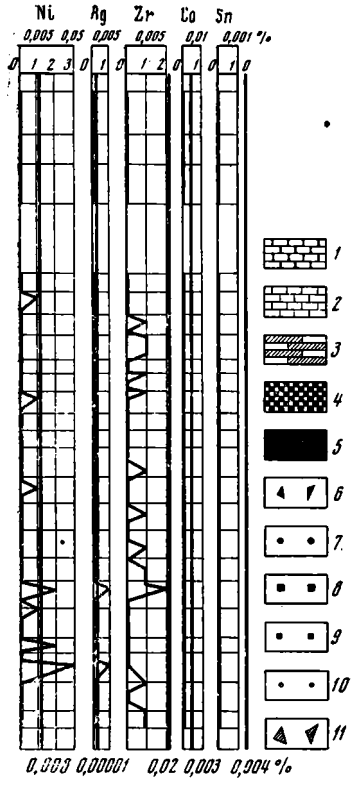
По данным полуколичественного анализа, содержание бария во фтанитах немного превышает 0,05%, тогда как результаты химических анализов, приведенные в предыдущем разделе, указывают на содержание BaO 0,22—2,80%. По-видимому, более достоверны цифры, полученные химическим путем.

Сравнивая между собой кривые распределения элементов в разрезе, мы можем выделить те же три группы элементов. В первую входят очень сходные между собой ванадий, молибден, хром, никель, кобальт, медь и титан, во вторую — барий, стронций, свинец, бериллий и в третью — серебро, цирконий и олово. Следует подчеркнуть, что элементы группы ванадия в этих разрезах явно количественно преобладают.

Таким образом, на изученных нами литогенетических колонках выделяются три группы элементов-примесей, различающихся степенью концентрации и особенностями распределения в разрезе и на площади.

К первой группе элементов принадлежат редкие земли и, возможно, стронций и бериллий. Они ассоциируют с фосфатным веществом. В тех разрезах, где пластовые фосфориты преобладают (Тамды и особенно Кесик-Тюбе), преимущественно концентрируются элементы этой группы. В разрезах, где пластовые фосфориты переслаиваются с фтанитами или спонголитами, эти элементы чаще всего следуют за фосфатами (Джаны-Тас или Джилан). Редкие земли в фосфоритах не образуют собственных минералов, а входят в кристаллическую решетку фтор-апатита, связаны с фосфором функциональной зависимостью (Холодов, 1966), в небольших количествах присутствуют во всех фосфоритах мира (Холодов, 1963) и очень четко контролируются распространением пластовых фосфоритов в разрезе и на площади.

В отличие от редких земель стронций встречается главным образом



Фиг. 10. Литогенетическая колонка разреза месторождения Кесик-Тюбе

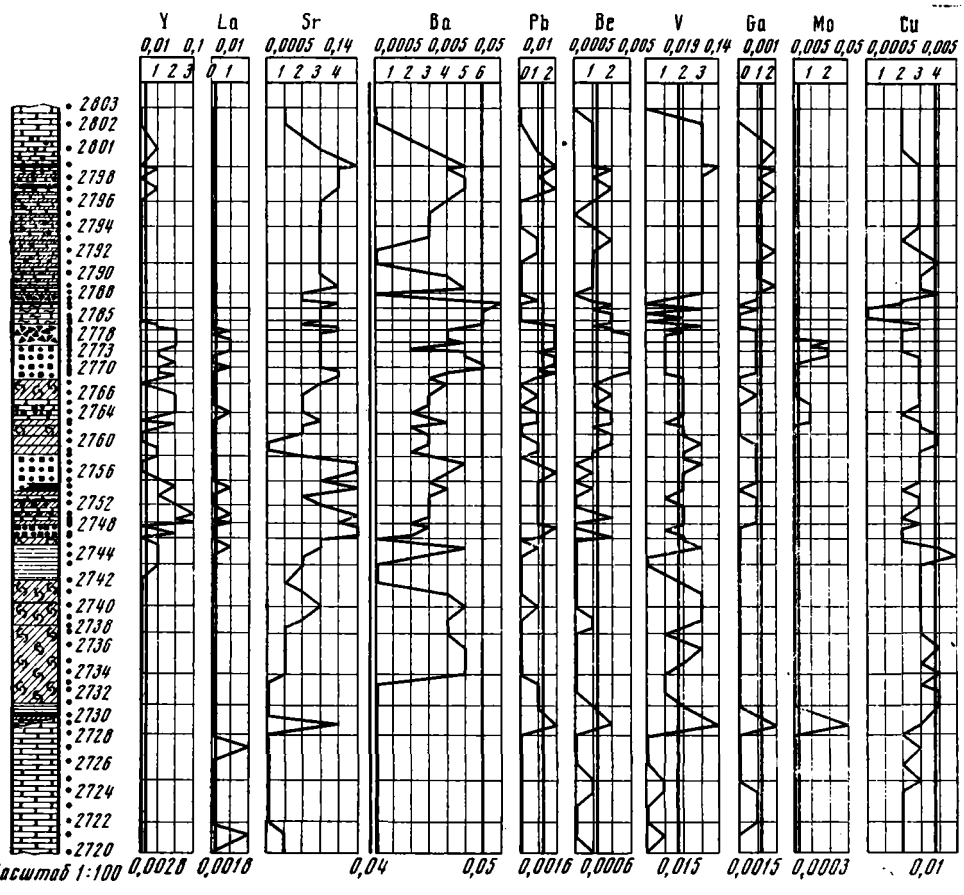
1 — доломит или доломитовый цемент;
2 — известняк или известковый цемент;
3 — кремнисто-карбонатная порода или цемент;
4 — фосфорит с псевдо-оолитовой структурой;
5 — пелитоморфный фосфорит;
6 — конгломератовидные обломки фосфоритов;
7 — пизолитовые или крупно-оолитовые фосфориты;
8 — фосфоритовый песчаник;
9 — фосфоритовый алевролит;
10 — мелко-оолитовый фосфорит;
11 — конгломератовидные обломки кремнистых пород

в виде самостоятельного минерала — целестина. Он обычно концентрируется не только в фосфоритах, но и в карбонатных породах, подстилающих и перекрывающих чулактаускую свиту, а иногда образует скопления на контакте двух пластов или по трещинам, т. е. пространственное положение концентраций стронция (и бериллия?) значительно хуже контролируется залеганием пластовых фосфоритов.

По-видимому, концентрации редких земель в основном образовались сингенетично с накоплением пластовых фосфоритов. Что же касается стронция, то только часть его накопилась сингенетическим путем, а другая часть — в результате диагенетических и катагенетических перемещений, а возможно, и привноса извне.

Ко второй группе элементов, содержание которых определяется распространением углеродисто-глинистого и кремнистого материала, принадлежат ванадий, хром, титан, никель, кобальт, молибден, возможно, медь. Элементы группы ванадия обычно накапливаются в тех разрезах, где распространены фтаниты (Баласаускандык, Джаны-Тас). Как показали специальные исследования (С. Г. Анкинович, Е. А. Анкинович, 1968_2), концентрации этих элементов, связанные с определенными пачками ванадиеносного горизонта, прослеживаются на огромные расстояния, что можно рассматривать как один из аргументов в пользу сингенетичного происхождения этих образований.

Элементы второй группы распадаются на две подгруппы. К первой принадлежат ванадий, хром, титан, никель, кобальт. Они сорбционно-хемогенным путем связаны с некоторыми породообразующими компонентами, но наряду с этим часто образуют собственные минералы. Типичным представителем этой группы является ванадий. Как показали эксперименты Е. Г. Разумной (1957), часть ванадия в кремнистых породах сорбирована органическим веществом (ванадиеносный антраксолит),

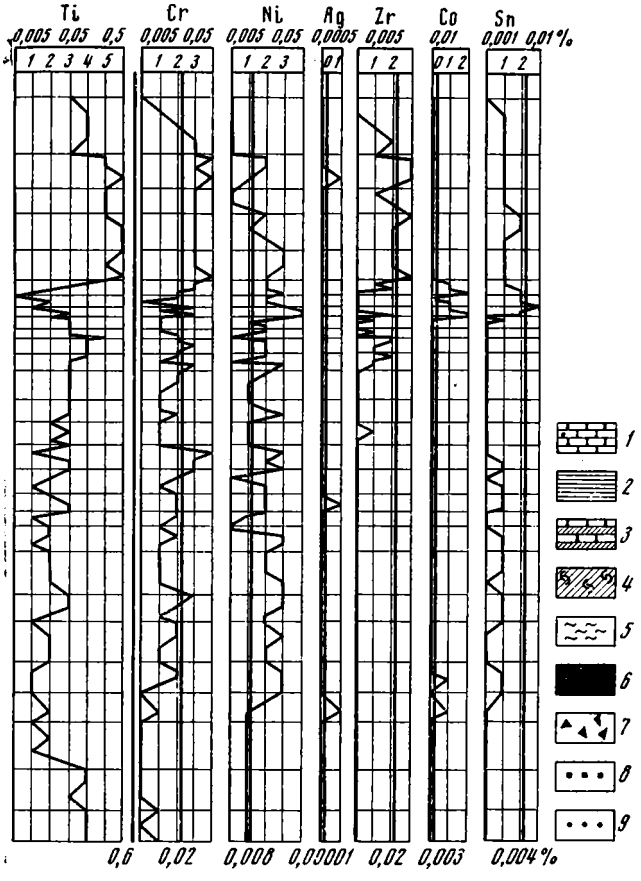


часть связана с глинистыми минералами (гидрослюды, иллит), а часть образует самостоятельные минералы. В месторождениях Баласаускандык-Джебаглинского района описан силикат ванадия — роскоэлит, сульфид ванадия — патронит и целая гамма вторичных ванадатов (хьюэтит, фольбортит, ферванит и др.), окислов (монтрозеит, дюттонит) и уранованадатов (карнотит, тюямунит и др.). Такой же полиморфизм характерен и для скоплений других элементов той же группы.

Несмотря на обилие минералогических форм, концентрация этих элементов пространственно довольно четко связана с фтанитами и продуктами их выветривания — кремнисто-глинистыми сланцами, хотя, как это было показано выше, содержание их при выветривании фтанитов заметно уменьшается.

Вторая подгруппа элементов включает молибден и медь; они встречаются преимущественно в форме сульфидов, хотя иногда обнаруживаются примазки малахита, азурита и других вторичных минералов. Обычно распределение этих элементов в разрезах очень капризно. Иногда оно совершенно тождественно элементам первой подгруппы, но иногда эти элементы образуют скопления в разных породах и приурочены к трещинам и разломам. В одних районах их содержание в разрезах чулактауско-курумсакской свиты заметно выше, тогда как в других при большом фациальном сходстве они отсутствуют или содержатся в очень малых количествах.

В целом можно считать, что основная масса элементов группы ванадия также накопилась сингенетично с содержащими их фтанитами, хотя мо-



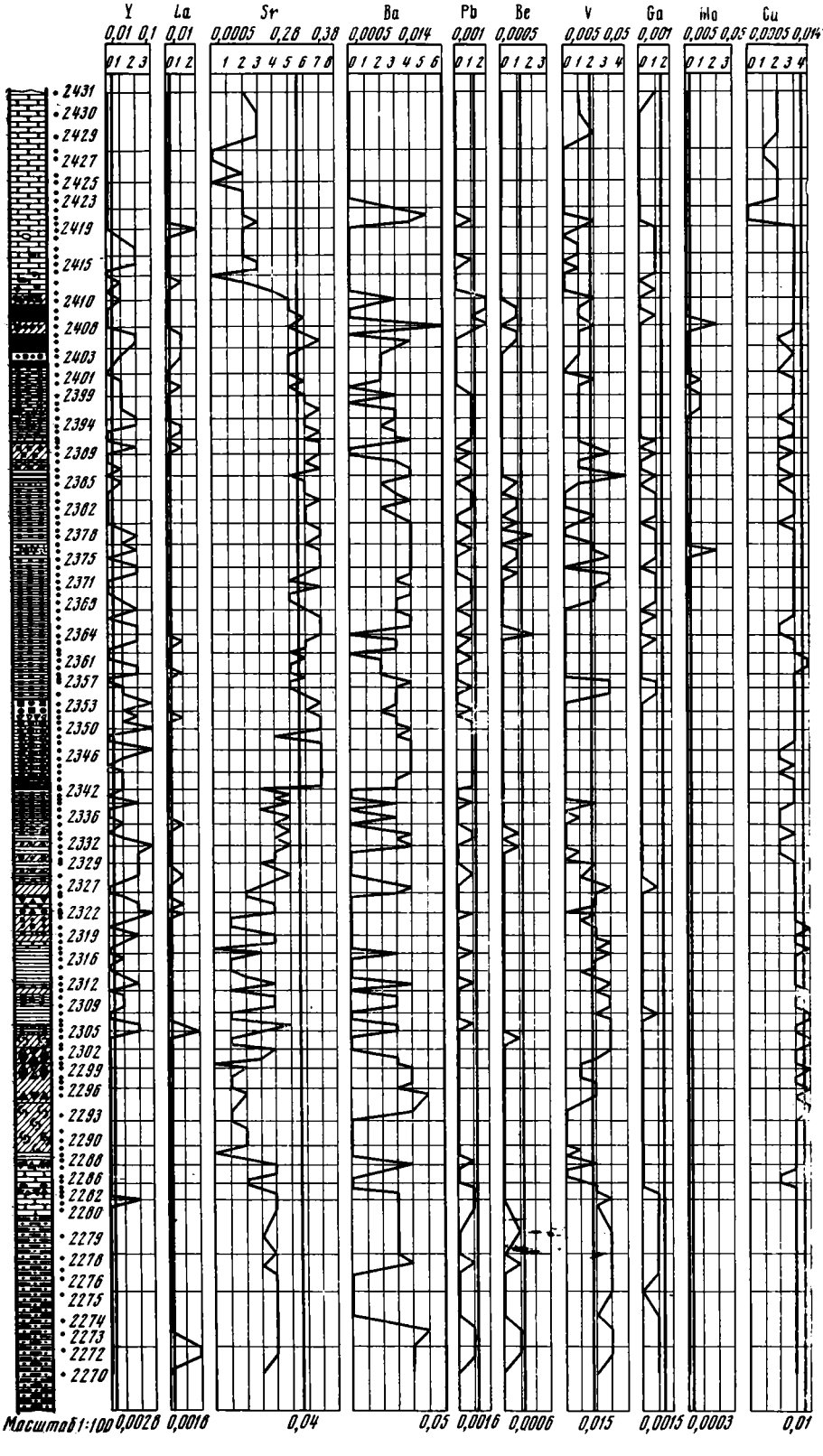
Фиг. 11. Литогенетическая колонка разреза месторождения Джилан

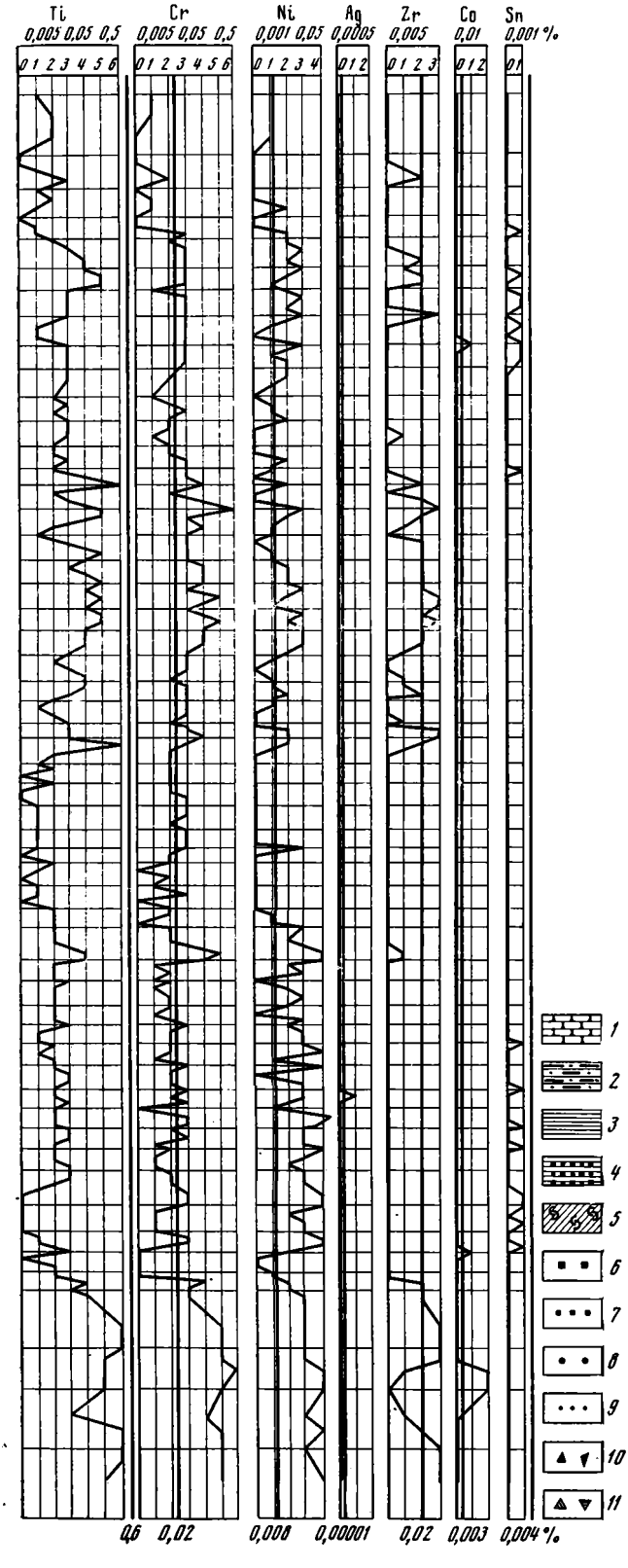
1 — доломит или доломитовый цемент;
2 — фтанит или фтанитовый цемент;
3 — кремнисто-карбонатные породы или цемент;
4 — спонголиты;
5 — марганцевые руды;
6 — пелитоморфный фосфорит;
7 — конгломератовидные обломки фосфоритов;
8 — фосфоритовые алевролиты;
9 — мелко-оолитовые фосфориты

либден и медь могли испытывать существенные эпигенетические перемещения после их отложения на дне водоема и образования скоплений в иле.

Резко отличается по поведению третья группа элементов, в которую входят свинец, серебро, цинк и барий. Эти элементы склонны образовывать собственные минералы, такие, как галенит, аргентит, сфалерит, барит. Часто они присутствуют в породах в виде очень тонкой рассеянной минерализации, но не менее часто встречаются в трещинках, гнездах и по стенкам пор. Галенит, как показали результаты металлометрической съемки ЮКГУ, концентрируется на контактах различных, с геохимической точки зрения, пластов.

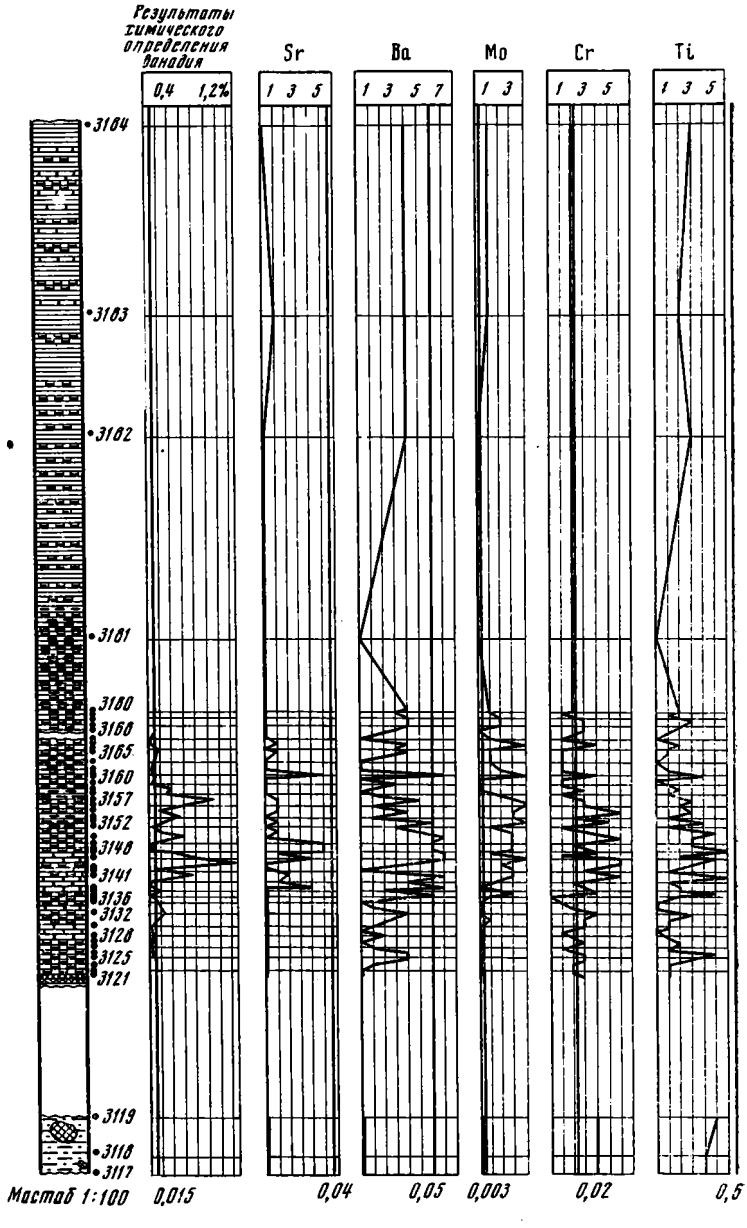
Весьма типично для элементов группы свинца, что они накапливаются и во фтанитовых, и в фосфоритовых фациях, не подчиняясь фациальному контролю на площади. На диаграмме фиг. 8 хорошо видно, что повышенные содержания свинца и серебра встречаются почти во всех типах пород изученного фациального профиля. Однако распределение свинца в фосфоритоносных разрезах обычно очень сходно с распределением редких земель, а его поведение в ванадиеносных отложениях симбатно с поведением ванадия. Если учесть также, что свинцово-цинковая минерализация распространена в Малом и Большом Каратау в огромном стратиграфическом интервале от верхнего протерозоя до карбона, то вторичный, эпигенетический характер рудных скоплений элементов этой группы не вызывает сомнений. Тем более любопытно сходство в распределении явно сингенетических скоплений редких земель и ванадия, с одной стороны,


Y
0,01 0,1
0 1 2 3
La
0,01
0 1 2
Sr
0,0005 0,26 0,38
1 2 3 4 5 6 7 8
Ba
0,0005 0,014
0 1 2 3 4 5 6
Pb
0,001
0 1 2
Be
0,0005
0 1 2 3
V
0,005 0,05
0 1 2 3 4
Ga
0,001
0 1 2
Mo
0,005 0,05
0 1 2 3
Cu
0,0005 0,014
0 1 2 3 4
2431
2430
2429
2427
2425
2423
2419
2415
2410
2408
2403
2401
2399
2394
2389
2385
2382
2378
2375
2371
2369
2364
2361
2357
2353
2350
2346
2342
2336
2332
2329
2327
2322
2319
2316
2312
2309
2305
2302
2299
2296
2293
2290
2288
2286
2282
2280
2279
2278
2276
2275
2274
2273
2272
2270
Масштаб 1:100
0,0028
0,0018
0,04
0,05
0,0016
0,0006
0,015
0,0015
0,0003
0,01



Фиг. 12. Литогенетическая колонка разреза месторождения Джаны-Тас

1 — доломит или доломитовый цемент;
2 — алевролитовые сланцы;
3 — фтаниты;
4 — кремнисто-глинистые сланцы с фосфатными включениями;
5 — кремни или кремнистый цемент;
6 — фосфоритовый песчаник;
7 — фосфоритовый алевролит;
8 — крупно-оолитовый фосфорит;
9 — мелко-оолитовый фосфорит;
10 — фосфоритовая брекчия;
11 — сланцевая брекчия

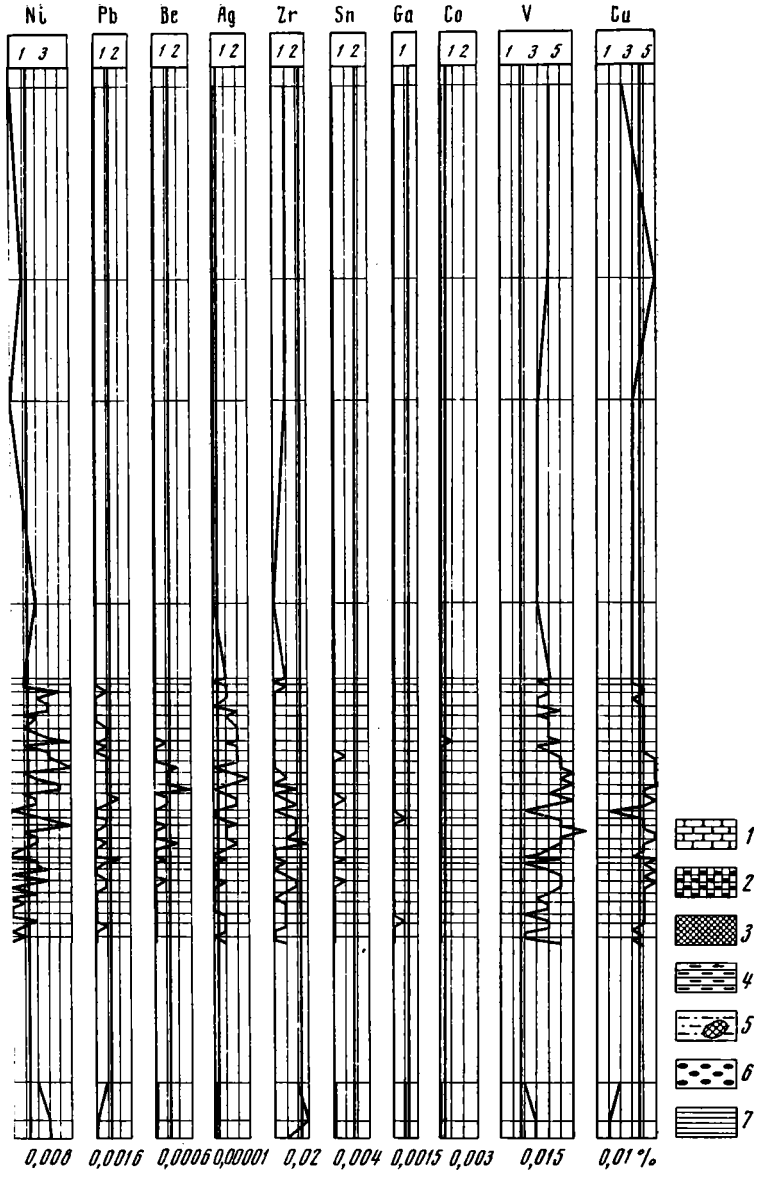


Фиг. 13. Литогенетическая колонка разреза месторождения Баласаускандык

1 — доломит; *2* — углеродистые фтаниты; *3* — губчатые силициты; *4* — глинистые фтаниты; *5* — тиллитоподобные породы; *6* — фосфоритовые конкреции; *7* — фтаниты. Распределение элементов приведено в баллах

и эпигенетического свинца — с другой. Возможно, что в этом случае появляется какая-то унаследованность эпигенетических процессов от седиментационных.

Для характеристики геохимических условий формирования фосфоритов и ванадиеносных фтанитов наибольший интерес представляет поведение элементов первой и второй групп.



Очевидно, что в наиболее прибрежной зоне кембрийского палеобассейна откладывались фосфатные илы с повышенным содержанием редких земель и стронция, а в более глубоководной части накапливались тонкие кремнисто-глинисто-углеродистые, частично органогенные осадки с повышенными концентрациями ванадия, хрома, никеля, кобальта, титана, молибдена, меди.

Часть элементов этой группы присутствовала в виде механической глинистой взвеси, часть поступала с органическим веществом, а часть осаждалась в форме сульфидов.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ГЕНЕЗИС РУД ВАНАДИЯ И ФОСФОРА

Палеогеографические условия и механизм образования пластовых фосфоритов и ванадиеносных фтанитов Каратау-Джебаглинского района

Анализ палеогеографических условий, существовавших во время отложения пластовых фосфоритов и ванадиеносных фтанитов чулактауско-курумсакского возраста, целесообразно начать с характеристики подстилающих их отложений. В Малом Каратау рудосодержащие отложения подстилаются горизонтом беркутинских доломитов, в Большом Каратау и Джебаглах — толщей байконурских тиллитоподобных пород.

В одной из предыдущих работ мы уже останавливались на характеристике условий образования горизонта беркутинских доломитов в Малом Каратау (Холодов, Корякин, 1968). Распространение его воспроизводит карта равных мощностей, изображенная на фиг. 14; изопахиты на ней проведены через 1 *м* мощности.

Очевидно, что горизонт беркутинских доломитов отсутствует в юго-восточной части региона; здесь на размытых отложениях подстилающей каройской свиты залегают карбонатные толщи кембро-ордовика. Таким образом, в век отложения «нижних» доломитов, в приосевой части антиклинория уже существовало крупное поднятие, примерно меридионального или северо-западного простирания; оно возвышалось над уровнем моря и, по-видимому, усиленно эродировалось. На северо-восточном склоне этой возвышенности располагался Аксайско-Чулактауский прогиб сложной конфигурации.

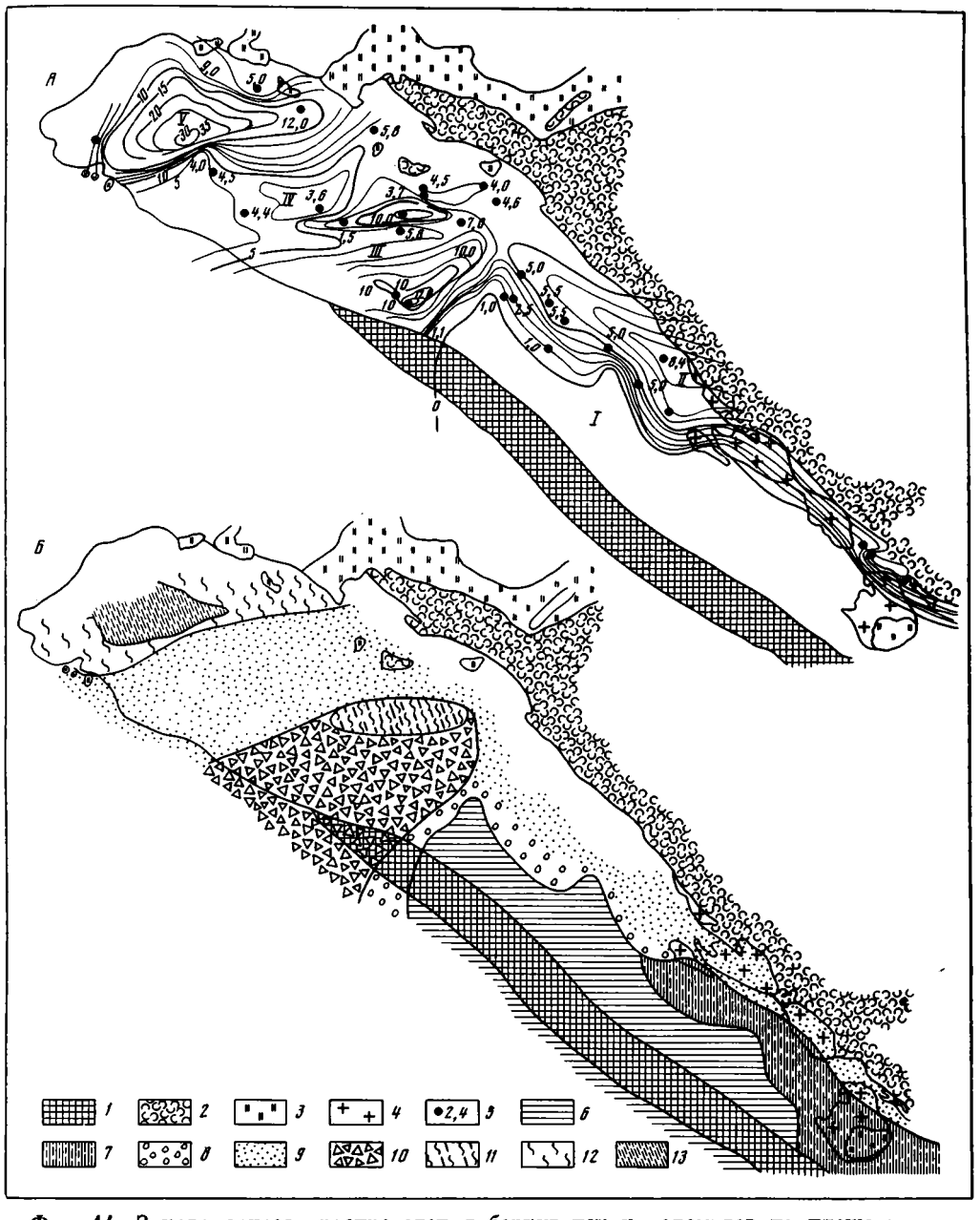
К северо-западу от Кокджотского поднятия вырисовывается еще одна крупная впадина, осложненная двумя прогибами второго порядка. Один прогиб захватывал районы месторождений Кара-Шат и Ат-Кум; другой соответствовал месторождениям Кок-Су — Герес. Между ними располагалось Джанытас-Кистасское широтное поднятие, покрытое водами моря, но, несомненно, менее интенсивно прогибавшееся, чем смежные с ним впадины.

Характерно, что ориентировка впадин и поднятий века «нижних» доломитов хорошо совпадает с направлением продольных и диагональных разломов. Это видно при сравнении геологической карты Малого Каратау (см. фиг. 4) и карты изопахит (см. фиг. 14, *А*).

Специальные исследования доломитов в разных крыльях субширотных разломов показали, что последние оказывали влияние на мощность и строение изучаемого горизонта. Действительно, в районе Кара-Шат, к северо-западу от Карашатского разлома, мощность этого горизонта 8,90—9,0 *м*, тогда как к юго-востоку от него она едва достигает 5,5 *м*. В западной части месторождения Герес, в северном крыле Коксуйского разлома, мощность горизонта доломитов превышает 3,5 *м*, тогда как в южном крыле этого нарушения она уменьшается до 2—3 *м*. В пределах участка Беркуты I, на северном крыле Беркутинского нарушения, мощность доломитов равна 10 *м*, тогда как на южном крыле, у пос. Жанаул, она сокращается до 5,8 *м*.

Таким образом, в век отложения «нижних» доломитов на площади описываемого района существовало несколько крупных блоков, ограниченных конседиментационными разломами северо-западного, субширотного и субмеридионального направления. Относительные вертикальные движения этих блоков приводили к изменению мощностей доломитовых осадков; эти перемещения определяли также фациальные особенности беркутинских отложений.

На площади Малого Каратау в беркутинских доломитах выделяются пять типов разрезов (Холодов, Корякин, 1968); четыре из них изобра-



Фиг. 14. Закономерности распределения беркутинских доломитов на площади Малого Каратау

А — карта равных мощностей беркутинской свиты:

I — Кок-Джотское поднятие;

II — Аксайско-Чулактауский прогиб;

III — Карашат-Аткумский прогиб;

IV — Джанытас-Кистасское поднятие;

V — Коксу-Геросский прогиб;

1 — терригенно-сланцевые отложения кокджотской свиты (протерозой — рифей);

2 — терригенно-карбонатные отложения девона — карбона (D — C);

3 — терригенные отложения неоген-четвертичного возраста;

4 — интрузии гранитоидов;

5 — точки наблюдений и мощность (в *м*)

Б — схематическая карта типов разреза горизонта «нижних» доломитов:

6 — область первичного отсутствия горизонта;

7 — область, где горизонт отсутствует по тектоническим причинам;

8 — кварц-фосфоритовый гравелит;

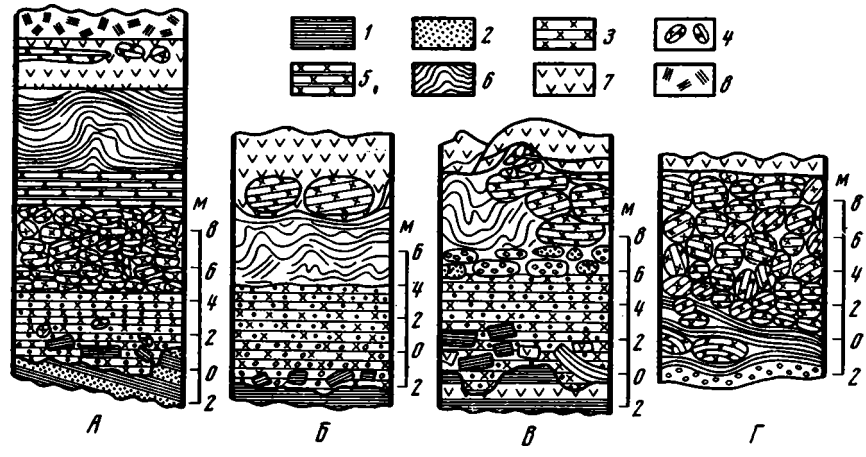
9 — массивные доломиты;

10 — глыбовые брекчии;

11 — глыбовые брекчии и дисгармоничная складчатость;

12 — конгломерато-брекчии из обломков подстилающих пород и дисгармоничная складчатость;

13 — конгломерато-брекчии, глыбовые брекчии и смятые в оползневые складки тонкослоистые доломиты



Фиг. 15. Типы разрезов горизонта беркутинских доломитов

А — разрез в районе месторождения Герес;
Б — строение горизонта в районе месторождения Кок-Су;
В — разрез в районе месторождения Беркуты;
Г — строение горизонта в районе месторождения Кара-Шат:
1 — сланцы;
2 — песчаники;
3 — доломиты;
4 — глыбы доломитов;
5 — фосфатно-доломитовые ритмиты;
6 — дисгармоничная складчатость в ритмитах;
7 — кремни;
8 — осыпь

жены на графике (фиг. 15). Наиболее полный разрез находится в западной части фосфоритового месторождения Герес; он четко распадается на три части.

На размытой поверхности зеленых песчаников и слюдистых сланцев каройской серии залегает пласт конгломерато-брекчии зеленовато-серого, а местами фиолетово-серого цвета с плотным песчано-доломитовым цементом. Выше расположена глыбовая брекчия из обломков и глыб доломита, сцементированных доломитовым цементом. Над брекчией с резким переходом лежит пачка тонкослоистых фосфатно-доломитовых ритмитов. В основании пачки слойки залегают в полном соответствии с общим залеганием пород, но выше они сминаются в очень сложную систему различных складок, нередко осложненных разрывами, смещениями и следами пластического течения. Среди килеватых дисгармоничных складок часто встречаются спиралевидные текстуры и брекчии взламывания. Вышележащие кремни фосфоритоносной свиты крайне неоднородны по составу; они содержат глыбы, линзы и обломки доломита длиной 0,2—2,5 *м*.

Трехчленное строение разреза горизонта «нижних» доломитов установлено только в пределах месторождения Герес, что показано на карте типов разрезов (см. фиг. 14, *Б*).

К востоку, юго-востоку и юго-западу от этого района мощность и состав исследуемого горизонта сильно меняются. В пределах месторождения Кок-Су строение его сильно упрощается. Здесь на поверхности размытых сланцев и песчаников венда залегает конгломерато-брекчия из обломков и глыб тех же сланцев и песчаников с доломитовым цементом. Выше расположен тонкослоистый фосфатно-доломитовый ритмит. Вся пачка смята в сложную систему дисгармоничных складок и разбита сингенетичными нарушениями на блоки.

Двухчленное строение разреза типично для горизонта доломитов в районах месторождений Кок-Су, Беркуты Северный, Баба-Ата (см. фиг. 15, *Б*). Весьма близко по типу строение «нижних» доломитов в пре-

делах месторождения Беркуты I, однако здесь в верхней части разреза нередко ритмиты замещаются глыбовыми брекчиями.

Весьма существенно отличаются от описанных разрезы горизонта нижних доломитов в районах месторождений Джилан, Кара-Шат и, возможно, Ат-Кум (Холодов, Корякин, 1960). В районе Кара-Шат над размытыми туфогенными породами каройской серии находится почти двенадцатиметровая пачка карбонатных пород, обнаженных в отвесной стенке. Эта пачка представляет собой брекчию из глыб и изометрических обломков доломита диаметром 0,20—0,50 *м*, сцементированных тем же плотным пелитоморфным доломитом. В основании разреза встречаются отдельные глыбы карбонатных пород размером до 1,5 × 2—3 *м*. По морфологическим особенностям и внутреннему строению эти образования напоминают крупные закрутыши или «боллы», описанные в работах Хаддинга (Hadding, 1931), Н. Б. Вассоевича (1949), Т. А. Денисовой (1959) и других авторов; возникновение их обычно связывается с подводными деформациями плохо затвердевшего осадка.

В целом все три описанные фациальные зоны горизонта представляют собой типичные фации подводных обвалов, оползней и скольжений. Характерно, что ритмиты и вообще первоначально тонкослоистые доломиты во время этих сингенетических деформаций сминались в причудливую систему складок, а массивные неслоистые доломиты дробились и образовывали брекчии.

Наибольший интерес, с точки зрения происхождения горизонта «нижних» доломитов, предсгавляют разрезы районов Кис-Таса, северо-западной части Джаны-Таса, северной части Беркуты, Ала-Джара, Ак-Сая и некоторых других районов бассейна. Здесь распространены массивные, реже комковатые неслоистые доломиты мощностью 2—5 *м*. Под микроскопом видно, что основная масса неслоистых доломитов имеет неравномернозернистую структуру. Среди однородной массы среднезернистого доломита встречаются отдельные участки, сложенные более крупными кристаллами; вокруг них развиваются регенерационные оторочки.

В ряде шлифов пород этой фациальной зоны наблюдались структуры сильно перекристаллизованных и вторично доломитизированных органогенных карбонатных пород. В них можно различить остатки водорослей сравнительно хорошей сохранности. Некоторые из них, по мнению В. П. Маслова, напоминают нити *Girvanella*.

Верхняя граница горизонта «нижних» доломитов в исследованных разрезах иногда довольно ровная, но местами образует выступы, которые без видимых следов нарушений переходят в массивные доломиты. Выступы кровли доломитов облекаются вышележащими кремнями с уменьшением мощностей отдельных слоев. Кроме того, в непосредственной близости от таких выступов кровли вышележащие кремни иногда содержат обломки и глыбы «нижних» доломитов.

В плане зона распространения массивных доломитов представляет собой подковообразную полосу, окаймляющую Кокджотское поднятие. Фация массивных и комковатых доломитов в целом может, по-видимому, рассматриваться как первично-биогенное водорослевое образование, впоследствии сильно доломитизированное и измененное вторичными процессами (Бродская, Холодов, 1965).

Трансгрессия, совпавшая с началом эпохи отложения «нижних» доломитов, привела к тому, что почти вся северо-восточная и вся северо-западная части Малого Каратау оказались покрытыми водами мелководного морского бассейна. Только в районе долины Большого Кароя (см. фиг. 14, *А*, *Б*) сохранился участок суши, где по-прежнему развивались слабые денудационные процессы.

В беркутинском морском бассейне создались условия, чрезвычайно благоприятные для интенсивного доломитообразования. Этому способствовал жаркий и засушливый климат, что обеспечивало прогревание

вод на значительную глубину и высокий щелочной резерв, вообще типичный для морей нижнего палеозоя (Страхов, 1956$_2$; Хворова, 1956).

В прибрежной части водоема, в узкой полосе, окаймляющей Кокджотское поднятие, широко распространены водорослевые биогермы. Поскольку водоросли в процессе жизнедеятельности осаждают лишь тот карбонат, который может в данных условиях садиться химически (Маслов, 1953), биогермы сложены неравномернозернистым доломитом.

В более глубоководных частях кембрийского палеобассейна протекала хемогенная садка седиментационных доломитов, ритмически прерывающаяся привносом обломочного материала и фосфатов. В составе обломков встречаются кварц, халцедон, хлорит, серицит, турмалин и сильно измененные глинистые агрегаты. В целом очевидно, что в периферических частях бассейна и особенно в его северо-западной части образовывались типичные фосфатно-доломитовые ритмиты.

Почти одновременно с накоплением доломитовых осадков, а иногда после их затвердения в пределах изученной площади неоднократно происходили оползни, а также подводные и береговые обвалы. Различные фации горизонта «нижних» доломитов по-разному реагировали на подводно-оползневые движения. Массивные водорослевые доломиты, местами выступавшие над уровнем моря, интенсивно дробились и разрушались прибоем. Их многочисленные глыбы и обломки накапливались у подножия рифовых построек, цементировались хемогенным доломитом и вновь дробились, но уже под воздействием береговых обвалов и подводных оползней. Таким образом, доломитовые глыбовые брекчии исследуемого горизонта генетически являются сложными образованиями: с одной стороны, они напоминают карбонатные брекчии рифов, возникшие в результате размыва, описанные в работах Д. В. Наливкина (1956) и других авторов, а с другой — представляют собой типичные оползневые брекчии, изученные Бейли с соавторами (Bailey et al., 1928), В. В. Тихомировым и В. Е. Хаиным (1947), Н. Б. Вассоевичем (1949), М. М. Москвиным и М. А. Семихатовым (1956) и другими. Там, где были широко распространены фосфатно-доломитовые ритмиты, оползание осадков происходило путем скольжения отдельных слоев друг по другу. При этом роль смазки играли прослои, обогащенные фосфатным материалом, а более чистые доломитовые прослои скользили по ним.

Когда оползневые движения захватывали незатвердевшие илы, прослои деформировались без разрывов сплошности и образовывали систему прихотливых, неконформных складок. Но как только в движения вовлекались более литифицированные участки, прослои чистых кристаллических доломитов дробились и образовывали закрутыши или структуры типа «снежного кома», брекчии или микроблоки, ограниченные трещинами.

Текстуры карбонатных отложений различного возраста, весьма сходные со всеми этими образованиями, описаны в работах Гана (Hahn, 1913), Л. Н. Розанова (1939), В. П. Маслова (1940), К. К. Зеленова (1957), Л. Д. Мирошникова (1960) и других, а механизм подводного скольжения незатвердевших карбонатных осадков рассмотрен в статьях А. Д. Архангельского (1930) и Б. И. Чернышева (1950).

Можно считать, что масштабы подводно-оползневых движений в век отложения «нижних» доломитов были весьма значительны. Они охватили области нескольких смежных карбонатных фаций и, с одной стороны, привели к выпадению отдельных прослоев и даже всего горизонта в районах, прилегающих к Кокджотскому поднятию, а с другой стороны — вызвали удвоение мощностей в интенсивно прогибавшихся участках.

Непосредственной причиной, вызвавшей подводные оползни и обвалы, следует считать землетрясения. Они, по-видимому, были тесно связаны с движениями по разломам. Последние, в свою очередь, изменяли углы наклона дна кембрийского водоема, и это усиливало процессы подводного оползания.

В байконурской части того же палеоводоема, в Большом Каратау, повсеместно распространены тиллитоподобные породы, или тиллоиды, описанные выше. Для этих пород типично сочетание очень тонких, ритмичнослоистых алеврито-глинистых пород, иногда с примесью углеродистого материала с грубообломочными глыбовыми карбонатными включениями. Такая контрастность гранулометрического состава выделяет эти образования среди остальных осадочных пород, слагающих нижнекембрийский разрез.

Вопрос о происхождении тиллоидов байконурской свиты обсуждался в геологической литературе в течение многих лет. Отчетливо наметились две главные точки зрения. Одни исследователи (Наливкин, 1926; Бокова, Попов, 1941; Анкинович, 1961) приписывали им ледниковое происхождение. Считая породы байконурской свиты моренными образованиями и реставрируя палеогеографическую обстановку кембрия, эти геологи указывали на значительное похолодание климата.

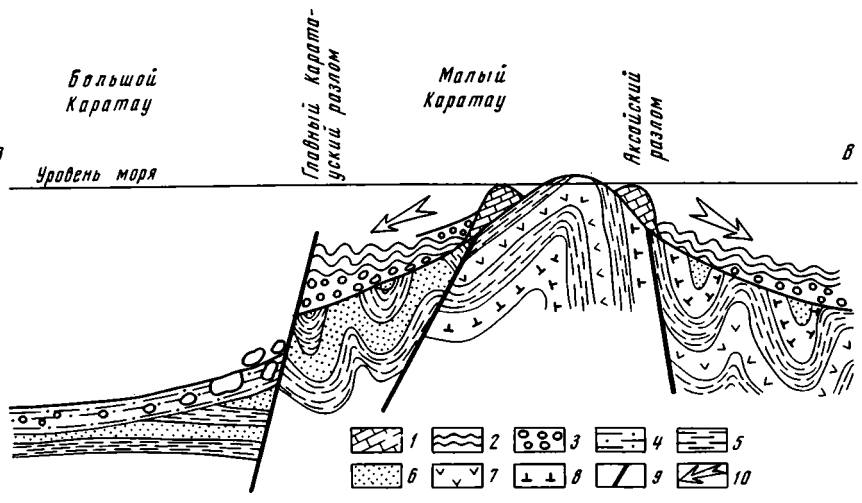
Другая, весьма многочисленная группа геологов (Пейве, 1948; Боровиков, 1955; Макарычев, 1957; Чумаков, 1964; Книппер, 1962 и др.) связывала формирование пород байконурской свиты с подводными оползнями и береговыми обвалами. Возражая сторонникам «ледниковой» гипотезы, почти все исследователи отмечали, что на гальках и валунах байконурской свиты отсутствуют настоящие ледниковые шрамы и штрихи, поверхность, подстилающая тиллоиды, нигде не отполирована и не сглажена, а источником глыб и валунов всегда оказываются местные породы. Кроме того, как правильно подчеркнул Г. И. Макарычев (1957), отложения байконурской свиты больше напоминают так называемые «горизонты с включениями», чем морены или тиллиты.

Сопоставляя фации беркутинских доломитов и конгломерато-брекчий байконурской свиты, мы вслед за А. В. Пейве (1948) и другими авторами утверждаем, что тиллоиды имеют подводно-оползневое происхождение. Механизм их образования можно представить следующим образом. В прибрежных, наиболее мелководных участках кембрийского бассейна Малого Каратау шло интенсивное доломитообразование (фиг. 16). В более глубоководных и интенсивно прогибающихся смежных участках Большого Каратау формировались терригенно-глинистые осадки. Неоднократно повторявшиеся подводные оползни приводили к перемещению доломитового и грубообломочного материала по склонам развивающихся впадин и способствовали возникновению глыбовых неотсортированных фаций. Естественно, что в это движение вовлекались не только обломки и глыбы доломитов, но и обломки подстилающих их пород различного петрографического состава.

Далеко не последняя роль в этом процессе принадлежала Главной Каратауской зоне разломов, которая, вероятно, представляла собой крутой подводный уступ. Значение таких подводных порогов в образовании неотсортированных глыбовых конгломератов было впервые подчеркнуто Бейли с соавторами (Bailey et al., 1928). Эти исследователи объяснили формирование квебекских конгломератов (США) скольжением грубообломочного материала по плоскости разлома, образующего подводный склон, и совмещением глыбовых фаций и фаций «граптолитовых» сланцев в области развития тектонических нарушений.

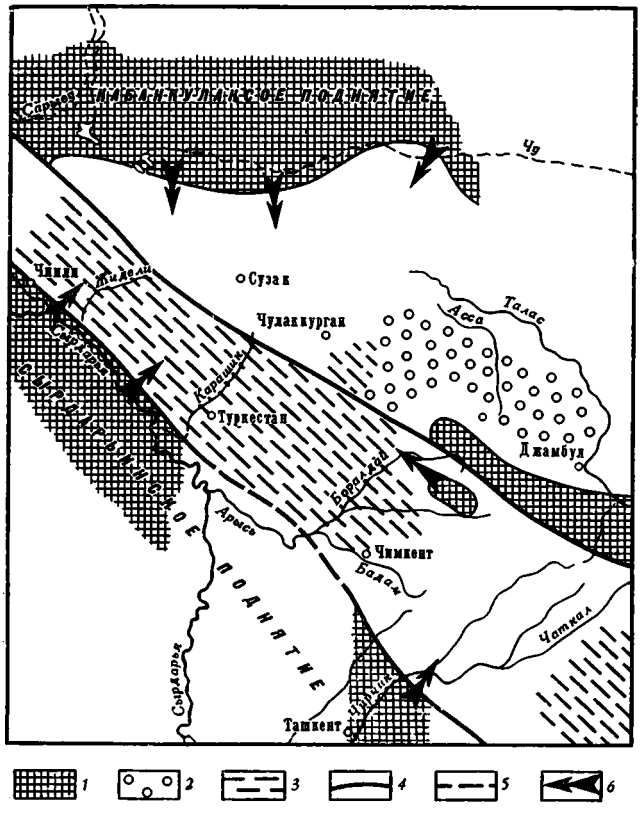
Позднее «горизонты с включениями», сходные с квебекскими конгломератами, были установлены и описаны А. Д. Архангельским (1930), В. В. Тихомировым и В. Е. Хаином (1947), Н. С. Золотницким (1959) на Кавказе, А. А. Богдановым (1948), А. В. Хабаковым (1948), Б. М. Келлером (1949) на Урале, М. Ю. Федощуком (1961) в Предкарпатье.

Переходя к анализу палеогеографической обстановки в чулактауско-курумсакское время, следует прежде всего рассмотреть относительное расположение суши и моря на площади исследуемого региона. Оно изображено на фиг. 17, где были учтены данные М. В. Гзовского (1959), Г. И.



Фиг. 16. Схема строения хребта Каратау в эпоху образования байконурских тиллитоподобных пород и беркутинских доломитов

1 — рифогенные доломиты;
2 — тонкослоистые доломиты, смятые в оползневые складки;
3 — глыбы доломитов;
4 — тонкослоистые терригенно-глинистые илы;
5 — глинистые сланцы;
6 — песчаники;
7 — кремни;
8 — туффиты;
9 — разломы;
10 — направление оползания материала



Фиг. 17. Палеогеографическая схема строения хребта Каратау в эпоху формирования курумсакско-чулактауских нижнекембрийских отложений

1 — докембрийские поднятия, участки суши;
2 — отложения фосфоритов;
3 — отложения фтанитов;
4 — главнейшие разломы;
5 — предполагаемые разломы;
6 — направление сноса обломочного материала

Макарычева (1961), С. Г. Анкиновича (1961), Н. Я. Кунина (1968) и других исследователей. Как это следует из графика, узкий проливообразный бассейн Каратау в кембрийское время был вытянут с юго-востока на северо-запад и со всех сторон окружен выступами докембрийских пород, являвшимися источниками питания. В конфигурации палеобассейна большую роль, по-видимому, играли глубинные разломы древнего заложения. Так, например, в юго-западной части района Туркестанский разлом ограничивал Чаулинчинское, или Сырдарьинское, поднятие, к Главному Каратаускому разлому с северо-востока примыкало Кабанкулакское поднятие, а на юго-востоке между Главным Каратауским и Каройско-Аксайским разломами возвышались острова Кокджотского поднятия.

Принципиально важен для палеогеографии района Каратау в нижнекембрийское время вопрос о существовании и размерах Кокджотского поднятия, ныне выраженного в виде горста. Многие авторы (например, Г. И. Макарычев, 1958; С. Г. Анкинович, 1961 и др.) считали, что вдоль Главного Каратауского разлома, к северу-востоку от него, почти на всем протяжении хребта Каратау прослеживалась полоса выходов протерозойских пород, которая и в нижнем кембрии являлась единым поднятием; она разделяла палеобассейн на две ветви — Малокаратаускую и Большекаратаускую, полностью или частично изолированные одна от другой. Естественно, что при такой трактовке Кокджотский горст должен был служить важным поставщиком обломочного материала. Специальные исследования состава обломочного материала в вендско-кембрийских конгломератах, выполненные М. В. Гзовским (1959), показали, что в них широко распространены гальки, сложенные лейкократовыми гранитами и кислыми эффузивами. Так как в составе толщ, слагающих Кокджотский горст, нет интрузий гранитов и эффузивов, очевидно, что он не мог служить источником обломочного материала.

Расположение поднятий и впадин в век «нижних» доломитов, а также (как мы увидим далее) во время отложения чулактауской свиты на площади Малого Каратау свидетельствует о том, что в пределах Верхнеучбасского поднятия в это время находился прогиб. Нет никаких литологических данных, позволяющих утверждать, что в тех районах, где в настоящее время девон налегает на протерозой Кокджотского горста (см. фиг. 1), располагалось поднятие.

Наконец, находки ванадиеносных фтанитов в наиболее глубоководных разрезах Малого Каратау (Холодов, 1970_1) позволяют думать, что палеобассейны Малого и Большого Каратау были тесно взаимосвязаны, а Кокджотский горст в то время имел вид низкого острова или отмели только на юго-востоке; в центральной части района он был покрыт водами моря и не мог активно влиять на процессы терригенного осадконакопления.

Относительная роль участков суши, питавших Каратауский вендско-кембрийский палеобассейн терригенными компонентами, не совсем ясна. Состав акцессорных минералов в чулактауско-курумсакских отложениях указывает на то, что в области сноса огромную роль играли интрузии и осадочно-метаморфогенные толщи.

По данным Н. Я. Кунина (1968), в пределах Кабанкулакского поднятия широко развиты кислые и основные интрузии и разнообразные эффузивы. В составе пород Сырдарьинской глыбы, по геофизическим материалам, отсутствуют крупные аномалии, в докембрийских отложениях здесь не встречены магматогенные тела.

Таким образом, основная масса обломочного материала, вероятно, поступала в нижнекембрийский бассейн с севера, с Кабанкулакского поднятия, а значение Сырдарьинской глыбы как поставщика терригенных продуктов было невелико. Не поступал он также и с низких островов, расположенных на месте Кокджотского горста и в пределах Малого Каратау.

Распространение чулактауской свиты в Малом Каратау и важнейших ее фациальные изменения показаны на карте изопахит и карте типов разрезов (фиг. 18). При анализе этих карт становится очевидно, что в общих чертах палеоструктурная обстановка, описанная нами для века «нижние» доломитов, сохранилась и в век накопления чулактауской свиты. В юго-восточной части района по-прежнему возвышалось Кокджотско-Большекаройское поднятие. Большей частью оно не покрывалось водами моря, контуры его вырисовываются нулевой изопахитой.

К северо-востоку от него располагался Аксайско-Чулактауский прогиб. В нем намечаются два заливообразных участка, соответствующие фосфоритовым месторождениям Ак-Сай и Чулактау. Наиболее глубоководная часть этой впадины позднее была скрыта под отложениями девона и карбона и опущена вдоль нарушения, ограничивающего Малый Каратау с северо-востока. В северо-западной части района находятся два крупных поднятия, разделенные узкой депрессией, вытянутой с северо-запада на юго-восток.

В нижнем течении рек Беркуты и Чабакты прослеживается зона минимальных мощностей фосфоритоносной свиты, соответствующая Батырбайскому поднятию. До некоторой степени оно было унаследовано от предыдущего беркутинского времени. В отличие от Кокджотского оно было, вероятно, покрыто водами моря; во всяком случае ни в одном из разрезов этого района нет полного выклинивания фосфоритоносных отложений.

Юго-восточнее Батырбайского участка, на месте некогда существовавшего Джанытас-Кистаского поднятия, обозначается крупный Коксуйский прогиб. Он вытянут в соответствии с общим простиранием структуры и захватывает районы месторождений Кок-Су, Уч-Бас, Ак-Джар, Джаны-Тас.

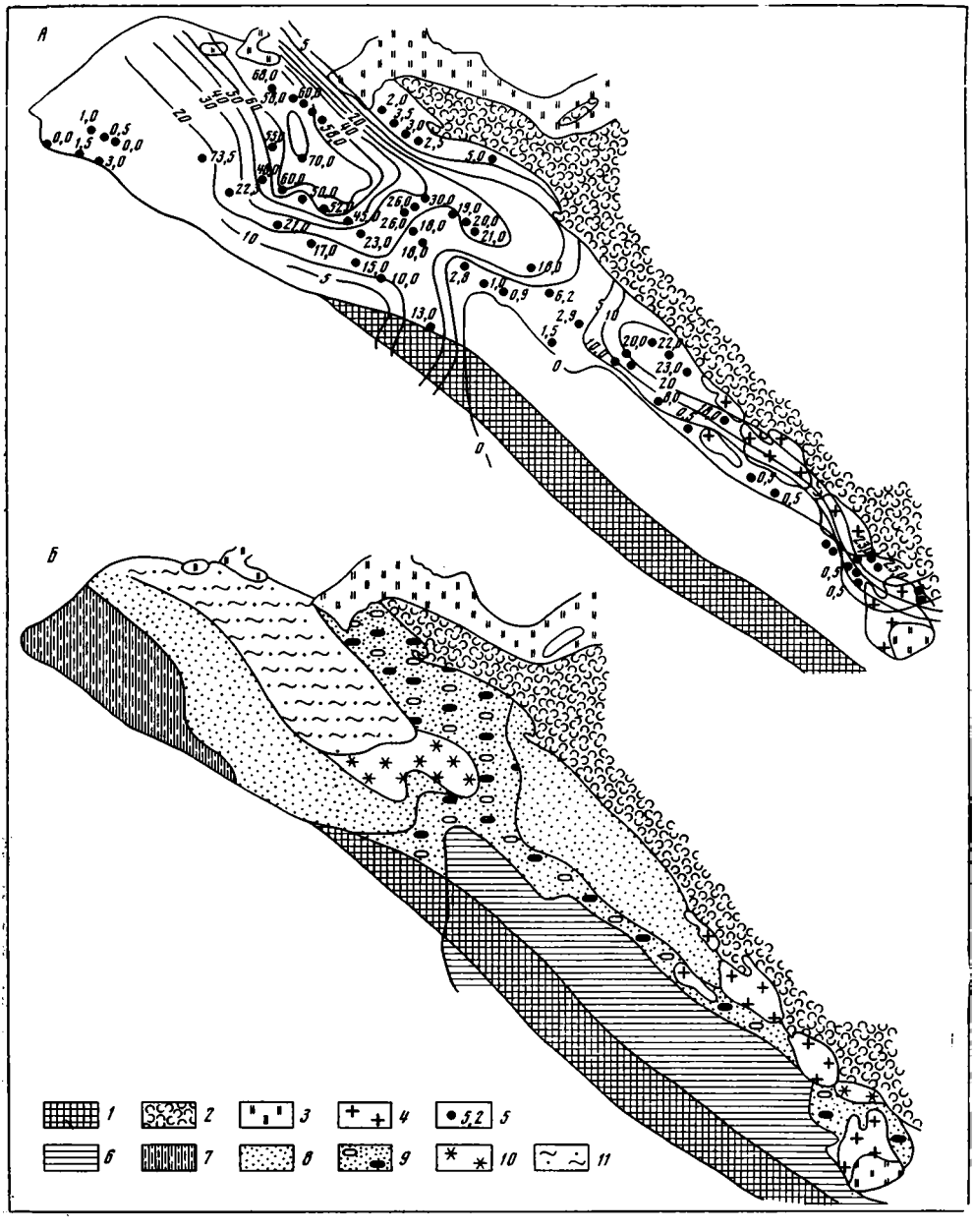
Еще южнее располагалась Герес-Кокджонская отмель, покрытая водами моря и вытянутая вдоль течения р. Уч-Бас. Как отмечено выше, нет никаких данных, свидетельствующих о том, что к юго-западу от этой отмели находился берег суши. Наоборот, сравнительно небольшое количество терригенной примеси в фосфоритах Кок-Джона позволяет предполагать в этом направлении существование мелководья, связанного с палеобассейном Большого Каратау.

В целом можно утверждать, что антиклинорий Малого Каратау в вендско-кембрийское время являлся крупной конседиментационной структурой, выраженной в рельефе дна и определявшей положение фаций. Во время отложения осадков беркутинской и чулактауской свит его присводовая часть представляла собой низкую сушу, а крылья были покрыты водами моря, и здесь шло накопление различных осадков.

Менее определенна природа впадин и поднятий второго порядка, осложнивших антиклинорий в его периферической части. Можно предположить, что, как и в век отложения беркутинских доломитов, во время формирования фосфатно-кремнистых пород на площади Малого Каратау существовало несколько блоков, ограниченных крупными конседиментационными разломами, которые и определяли рельеф дна палеоводоема.

Общее представление о фациальных изменениях чулактауской свиты в Малом Каратау дает карта типов разрезов в нижней части фиг. 18. На ней видно, что разрезы малокаройского типа в виде узкой полосы окаймляют Кокджотское поднятие, а также протягиваются к северу, в район Батырбайской отмели. Это области крайнего мелководья, здесь широко распространены фосфоритовые конгломераты и гравелиты, пизолитовые фосфориты и фосфоритовые оолитовые песчаники со следами многочисленных размывов, взмучивания и многократного переотложения.

В правобережье р. Уч-Бас, а также вдоль северо-восточного крыла Малокаратауского поднятия прослеживается область развития разрезов



Фиг. 18. Закономерности залегания чулактауских отложений на площади Малого Каратау

А — карта равных мощностей фосфоритоносной свиты;

Б — карта типов разрезов фосфоритоносной свиты;

1 — терригенно-сланцевые [отложения кокджотской свиты (протерозой — рифей);

2 — терригенно-карбонатные отложения девона — карбона;

3 — терригенные отложения неоген-четвертичного возраста;

4 — интрузии гранитоидов;

5 — точки наблюдений и мощность (в *м*);

6 — область, где первично отсутствовали фосфоритоносные отложения;

7 — область, где фосфоритоносные отложения отсутствуют по тектоническим причинам;

8 — Герес-Кокджонский тип разреза;

9 — Малокаройский тип разреза;

10 — Чулактау-Беркутинский тип разреза;

11 — Коксуйский тип разреза

Герес-Кокджонского типа. Для них характерно существенное преобладание пластовых фосфоритов псаммитово-оолитовой структуры с косой слоистостью и знаками ряби. Часто встречаются карбонатные онколиты.

Разрезы Чулактау-Беркутинского типа распространены спорадически, на склонах впадин. Они описаны в среднем течении рек Беркуты и Чабакты, а также в районе месторождений Чулактау I и II. Их отличительной особенностью является широкое развитие среди кремнистых пород нижней и отчасти верхней кремневой пачки спонголитов. В наиболее глубоководной части Малого Каратау в районе месторождений Уч-Бас, Кок-Су, Джаны-Тас и Ак-Джар преобладают разрезы Коксуйского типа. Для них характерно сочетание псаммитово-оолитовых фосфоритов с ритмичнослоистыми глинистыми фтанитами, содержащими повышенное количество рудных компонентов.

Области максимального накопления двух главных типов кремнистых пород — спонголитов и фтанитов — в разрезах Малого Каратау обычно не совпадают. Фтаниты и продукты их выветривания тяготеют к наиболее глубоководным разрезам, тогда как спонголиты распространены в относительно мелководных фациях.

В кембрийских морях две наиболее распространенные группы животных — трилобиты и археоциаты (к которым, по последним данным, принадлежат и кембрийские губки) как бы «избегали» друг друга: трилобиты обитали на глинистом дне и в мутной морской воде, тогда как колониальные археоциаты селились на твердом известковом грунте, и для их произрастания была нужна сравнительно чистая вода (Страхов, 1948; Синицын, 1962; Джумалиев, Холодов, 1970). Отсюда ясно, что колониальные и одиночные губки селились преимущественно в прибрежных, но затишных участках, где морская вода была прозрачна и не несла глинистых частиц. После их гибели спонгин, связывающий различные части их скелета, разлагался, а многочисленные спикулы поступали в осадок и захоронялись или перемещались волнами в смежные участки водоема.

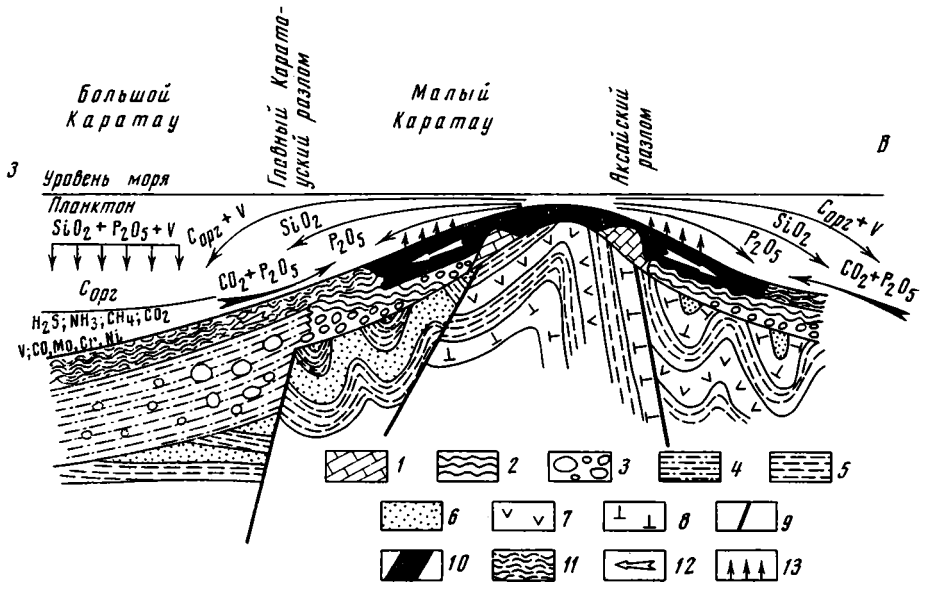
На карте фиг. 18 видно, что в целом фациальный план чулактауско-курумсакских отложений в Малом Каратау хорошо согласуется с картой мощностей и подтверждает существование конседиментационного поднятия в центре этого района. В присводовой его части отлагались грубообломочные фосфориты и спонголиты, а на крыльях — более тонкие разности фосфоритов и глинистые фтаниты.

Прогиб Большого Каратау заполнялся исключительно кремнисто-углеродисто-глинистым материалом. Фосфориты здесь встречаются лишь в виде мелких желваков, обогащающих отдельные стратиграфические интервалы ритмичнослоистой толщи.

Как и для предшествующего отрезка времени, для курумсакско-чулактауской эпохи характерно присутствие подводно-оползневых текстур. Ярче всего они проявляются в тонких ритмичнослоистых фтанитах, где почти повсеместно видна дисгармоничная складчатость с амплитудой 0,5—2,0 *м*. Не исключено, что дисгармоничная складчатость ванадиеносных отложений района Баласаускандык (Анкинович, 1954), представленная симметричными, наклонными, изоклинальными, сундучными и опрокинутыми складками с амплитудой 0,5—2,0 *м*, также связана с подводными оползнями и землетрясениями.

В фосфоритах подводные оползни и землетрясения приводили к возникновению брекчий взламывания, оолитоподобных песчаников со следами взмучивания и других своеобразных текстур.

Итак, если учесть изложенный выше фактический материал, а также отдельные генетические положения, разработанные в трудах А. Д. Архангельского (1927), Г. И. Бушинского (1954, 1966$_{1,2}$, 1969), А. В. Казакова (1937, 1950), А. И. Смирнова (1959), А. И. Смирнова и А. М. Тушиной (1962), В. А. Соколова (1946, 1947), С. Г. Анкиновича (1954),



Фиг. 19. Схема строения хребта Каратау в эпоху образования курумсакско-чулактауских отложений и предполагаемый механизм формирования ванадиеносных фтанитов и пластовых фосфоритов

1 — рифогенные доломиты;
2 — тонкослоистые доломиты, смятые в оползневые складки;
3 — глыбы доломитов;
4 — терригенно-глинистые сланцы;
5 — глинистые сланцы;
6 — песчаники;
7 — кремни;
8 — туффиты;
9 — разломы;
10 — пластовые фосфориты;
11 — ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты;
12 — направление оползания илов;
13 — взмучивание илов

С. Г. Анкиновича и Е. А. Анкинович (1968$_{1,2}$), И. В. Хворовой (1968$_{1,2}$), то станет очевидно, что для развития процессов рудообразования необходимы следующие предпосылки:

1) обогащение вод Каратауского палеоводоема растворенными SiO_2, P_2O_5, V_2O_5 и рядом других компонентов; 2) замедленная терригенная седиментация и поступление в водоем тонкой взвеси, содержащей глинозем и повышенное количество V_2O_5, Fe_2O_3, NiO, CoO, Mo и других элементов; 3) наличие Кокджотско-Большекаройского поднятия, значительная часть которого была покрыта водами моря и представляла собой отмель типа современной Багамской банки.

При наличии этих палеогеографических условий схему (фиг. 19) образования рудоносных курумсакско-чулактауских отложений можно представить себе в следующем виде. Усиленная подача растворенного кремнезема, фосфора, отчасти ванадия и других элементов-примесей в более глубоководную Каратау-Джебаглинскую часть района вызвала здесь широкое развитие планктона. Многочисленные мелкие организмы, среди которых жили также радиолярии, в большом количестве извлекали фосфор, ванадий и кремнезем из морских вод, гибли и массами опускались на дно, где в результате разложения органического вещества создавалась резко восстановительная обстановка, а в придонной воде накапливались NH_3, H_2S, CH_4 и CO_2.

Возникновение значительных масс сероводорода приводило к тому, что элементы-примеси, сорбированные биогенным «фильтром» в процессе его осаждения, образовывали сульфиды и прочно фиксировались в илах. Кроме того, часть ванадия, молибдена, никеля и других элементов, растворенных в морской воде, могла непосредственно осаждаться из нее в виде сульфидов под действием сероводорода. Повышенное содержание

углекислоты стимулировало растворение фосфорорганических соединений; биогенный фосфор накапливался в растворе и вместе с придонными водами перемещался по направлению к отмели Малого Каратау.

Большая и сложно построенная Кокджотско-Большекаройская отмель хорошо прогревалась солнцем. Здесь в теплых водах при обилии питательных веществ широко распространились водорослевые биогермы и губковые рифы, а иногда селились хиолиты и другие организмы, концентрировавшие P_2O_5, SiO_2 и V_2O_5. Более холодные воды, несущие растворенные фосфаты и обогащенные CO_2, поднимались вверх по склону Кокджотского поднятия, теряли углекислоту в результате жизнедеятельности водорослей и диффузии и осаждали сгустки фосфатного вещества. Выпадение P_2O_5 в осадок сопровождалось сорбцией редких земель из морской воды. Возникающие на склонах фосфоритовые отложения содержали небольшое количество фосфатных раковин и их обломков, но в основном состояли из хемогенно-осажденного первичного фосфоритового осадка.

В результате частых море- и землетрясений, а также обычных подводных размывов отложенные илы взмучивались, затвердевшие их участки дробились и сбрасывались вниз по склону, где они вновь цементировались выпадающим в осадок фосфором и образовывали фосфоритовые конгломераты. Многократно повторяющееся механическое переотложение в сочетании с сортировкой материала приводило к формированию песчано-оолитовых разновидностей фосфоритов.

Отмирание колониальных и одиночных губок, а также других морских организмов в пределах отмели вело к образованию очень большого количества органики, содержащей повышенное количество ванадия, а также к возникновению скоплений кремневых спикул. Весь этот тонкий материал легко взмучивался и в конечном счете выносился за пределы поднятия в более глубоководную часть водоема. Здесь он смешивался с плантогенной взвесью и медленно осаждался на дно, пополняя запасы ванадия и органического вещества в относительно глубоководных илах.

Весьма интересен вопрос об осаждении хемогенного кремнезема в пределах нижнекембрийского водоема Большого Каратау. Как показали опыты Бина и его соавторов (Bien et al., 1958), присутствие в воде тонкорассеянного вещества, гидроокислов железа или геля кремнезема не только приводит к коагуляции избыточного кремнезема, но и уменьшает его концентрацию до значений, гораздо более низких, чем равновесная величина. Следовательно, истирание обломков спикул волнами на отмели и вынос тонких гелевидных частиц SiO_2 в более глубоководные участки можно рассматривать как одну из возможных причин осаждения коллоидного кремнезема из насыщенных им вод Каратау-Джебаглинского моря.

В целом очевидно, что циклическая миграция вещества, осуществлявшаяся вблизи от Кокджотского поднятия в Каратау, приводила к дифференциации ванадиеносных кремнистых и фосфоритовых фаций и к накоплению пластовых фосфоритов в присводовой части поднятия и на его склонах.

Участие организмов в этих процессах придавало рудообразованию ритмический характер. Так как расцвет и отмирание планктона сезонны, то очевидно, что и запасы растворенного фосфора в глубоких придонных водах пополнялись периодически, и, следовательно, интенсивность процесса фосфатонакопления на склонах поднятия также периодически менялась. Благодаря сезонным колебаниям интенсивности фосфатообразования в разрезах чулактауской свиты Малого Каратау и особенно на склонах Кокджотского поднятия широко развиты ритмиты — породы, в которых чередуются слойки, обогащенные фосфатным материалом, кремнеземом или доломитом.

Более сложные процессы отражаются в ритмичности фтанитовых осадков Большого Каратау и Джебаглинских гор. С одной стороны, сезонный

расцвет и гибель планктона здесь периодически обогащали осадки органическим веществом, ванадием и малыми элементами. С другой стороны, в них зафиксирована ритмичность сбрасывания фосфатного, кремнистого и органического материала с Кокджотского поднятия, которое зависело от ритма землетрясений и моретрясений, а также от периодичности приливов и отливов, штормов и бурь. И, наконец, образование отдельных слойков, слоев, пластов и пачек кремнистой толщи в значительной мере было обусловлено периодически усиливавшейся или ослабевавшей подачей растворенного и взвешенного материала в нижнекембрийский палеобассейн со стороны источников питания.

Непосредственно проследить историю трансгрессий и регрессий во время отложения пород курумсакско-чулактауской толщи не удалось. В общих чертах можно утверждать, что береговая линия чулактауско-курумсакского водоема в Малом Каратау совпадала с береговой линией беркутинского моря.

В конце периода накопления ванадиеносных и фосфоритоносных илов происходила довольно значительная регрессия моря. Вблизи от наиболее приподнятых участков Кокджотского поднятия, в районе пос. Серго, в стратиграфическом интервале, где должен залегать пласт «нижнего» доломита, а также перекрывающие его кремни и пластовые фосфориты, обнаружен слой зеленовато-серого гравелита с кальцитовым цементом. Под микроскопом установлено, что порода состоит из хорошо окатанных обломков кварца, халцедона, фосфоритов различной структуры (от оолитовой до пелитоморфной), кремнистых сланцев и доломитов. Судя по составу обломков, гравелит образовался за счет размыва значительной по мощности толщи, сложенной доломитами, фосфоритами и кремнями. Возникновение таких отложений легче всего объяснить разрастанием Кокджотского поднятия и регрессией фосфоритоносного бассейна в конце чулактауско-курумсакского времени (Еганов, 1964). При этом в наиболее мелководной части палеобассейна длительно размывались и окатывались доломиты, фосфориты и кремни различного состава; сюда же с прилегающей суши поступал обломочный, преимущественно кварцевый материал. Все эти петрографически разнородные обломки хорошо сортировались прибоем и окатывались под действием волн, а позднее, во время отложения кембро-ордовикских тамдинских карбонатных пород, оказались сцементированными карбонатным материалом. Таким образом, прибрежные гравелиты являются результатом регрессии нижнекембрийского бассейна и образовались значительно позднее других фациальных типов пород изученного горизонта, хотя и располагаются с ними на одном стратиграфическом уровне.

О палеогеографии вендско-кембрийских отложений Евразии и возможных источниках рудных компонентов

Палеогеографическая обстановка вендско-кембрийского времени, типичные ассоциации пород, распространенные в это время в палеобассейнах Евразии, и возможные источники рудного вещества были нами подробно описаны ранее в двух взаимосвязанных статьях (Холодов, $1970_{2,3}$). Здесь мы лишь очень кратко коснемся этих проблем.

На фиг. 20 показана палеометаллогеническая карта Евразии, составленная для вендско-кембрийского времени, т. е. для интервала 570—675 млн. лет. При ее составлении нами были использованы работы В. М. Синицына (1962), Г. И. Бушинского (1966_1), Б. М. Келлера, В. Г. Королева, М. А. Семихатова, Н. М. Чумакова (1968), А. А. Иванова, Ю. Ф. Левицкого (1960), Стёклина (Stöcklin, 1968), С. Г. Анкиновича (1961) и собственные данные.

Как видно на схеме, большую роль в строении Азии в это время играли два крупных массива суши. На юге располагалась Индо-Тибетия, по-видимому, соединявшаяся с Нубией. В то время это были части Гондваны — колоссального континента, включавшего несколько платформ и вытянутого вдоль южной границы вендско-кембрийского Тетиса — морского водоема, по размерам скорее напоминавшего океан и занимавшего всю центральную часть Азии. Восточную часть современной Евразии занимала Сунгаро-Гобия — континент, включающий Манчжурию и юго-восточную часть Монголии; он периодически затоплялся водами палеоводоема. Менее определенны очертания других крупных участков суши. На месте современной Русской платформы располагалась полузатопленная мелководными эпиконтинентальными морями Фенно-Сарматия. Она была представлена двумя крупными, но низкими островами в районах Балтийского и Украинского щитов.

Система архипелагов находилась в центральной части палеобассейна. Здесь особенно выделяются суша Палео-Урала, Таримский массив, Сырдарьинский массив, а также Памиро-Дарвазский и Южно-Ферганский острова. В области современных Восточно- и Южно-Китайского морей, а также приморских провинций Китая находился материк Катазия и множество более мелких островов.

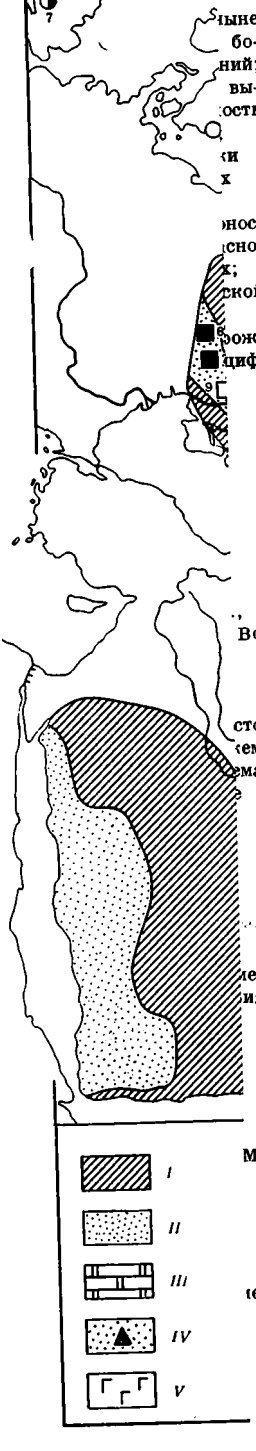
Вендско-кембрийские моря, судя по приведенной схеме, занимали большую площадь. По характеру отлагавшихся в то время осадков среди них различаются палеобассейны с нормальной и повышенной соленостью вод. Одна область соленакопления располагалась в пределах Восточной Сибири. Она была отделена от основной акватории гирляндой многочисленных островов, и в ней шла садка солей, гипсов и доломитов. Вторая область распространения солей находилась к западу от современного Пенджабского выступа, на территории Центрального и Южного Ирана, Персидского залива и Саудовской Аравии. Расположенный между этими областями Тетис резко отличался от них тем, что был покрыт водами с нормальной морской соленостью. В нем шло отложение очень характерных и повсеместно довольно сходных осадков.

Процессы осадконакопления в пределах вендско-кембрийского палеоводоема с водами нормальной солености в значительной степени определялись одной специфической чертой палеотектоники, на которую впервые указал В. М. Синицын (1962): тектонические движения на севере этой области были гораздо более интенсивны, чем на юге.

В северной части вендско-кембрийского Тетиса располагались несколько геосинклиналей: Монголо-Охотская, Алтае-Саянская, Урало-Казахстанская. Здесь, почти на половине всей территории, господствовали геосинклинальные условия, и шло формирование очень пестрых по составу осадков мощностью 6—8 *км*.

Геосинклинальные области отличались чрезвычайно расчлененным и динамичным рельефом. Очень часто возникали архипелаги типа современных островных дуг. Они интенсивно денудировались и поставляли в смежные прогибы огромное количество терригенного материала. Отражением этих напряженных процессов явились мощные толщи конгломератов, гравелитов и песчаников, типичные для северных разрезов. Весьма характерны полимиктовые песчаники, состав которых часто варьирует очень широко.

Вторая очень важная особенность северной части Тетиса — интенсивная вулканическая деятельность. Главные области, где были сосредоточены вулканы, это Урало-Казахстанская, Алтае-Саянская и Монголо-Охотская геосинклинали. В Урало-Казахстанской области наибольшее скопление вулканов находилось в зоне Еременьтау — Чингиз — Тарбагатай, в Алтае-Саянской — в Западной Туве и Горной Шории. Третья группа древних вулканов располагалась в Приморье, в пределах Удско-Селемджинского междуречья и Ханкайского района. Среди эффузивных отложе-



1 — Малый Каратау,
2 — Усинское,
3 — Сейба,
4 — Удско-Селемджинское междуречье,
5 — Вафанзы,
6 — Чайное,
7 — северо-западный склон Цзяннания,
8 — Юннань,
9 — Сянтань,
10 — Мазульское,
11 — Дурновское;

X — ванадиеносные титаномагнетиты докембрия:
1 — Отанмеки,
2 — Вэлимеки,
3 — Пудожгорское,
4 — Кусинское,
5 — Копанское,
6 — Маткальское,
7 — Коростеньское,
8 — Миргородское,
9 — Сингбхум,
10 — Дублабер,
11 — Неллор;

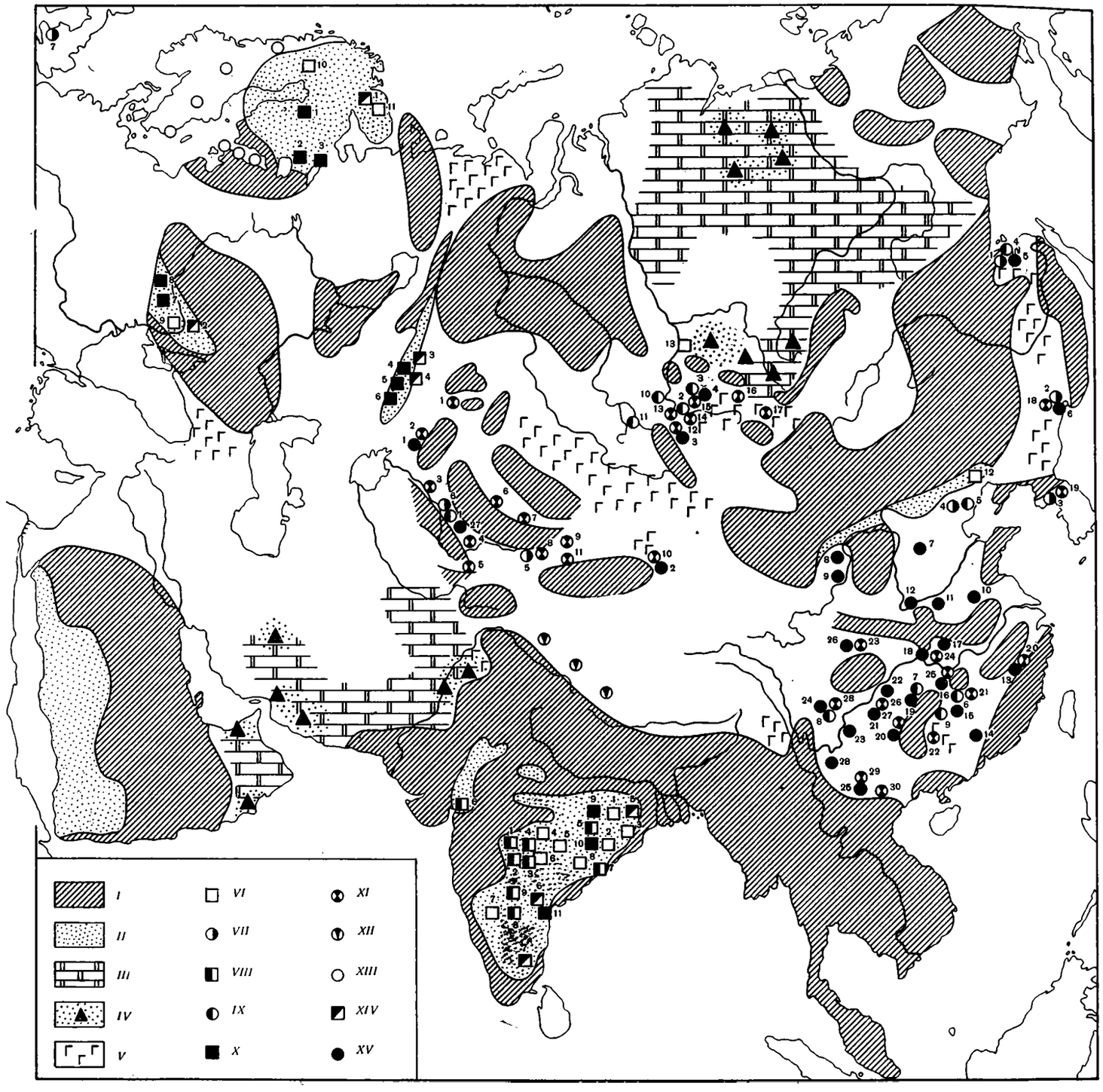
XI — ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты (сланцы):
1 — Джаркайнагач,
2 — Улутау,
3 — Баласаукандык,
4 — Джебаглинские горы,
5 — Южная Фергана,
6 — Бетпак-Дала,
7 — Кендык-Тас,
8 — Джетымтау,
9 — Сарыджаз,
10 — Курук-Таг,
11 — Калпин-Таг,
12 — Белкинское,
13 — Белая Уса,
14 — Тамалык,
15 — Сейба,
16 — Восточные Саяны,
17 — Хубсугул,
18 — Ханкайский район,
19 — Северная Корея,
20 — северо-восток Нанчжун,
21 — Северная Цзянси,
22 — юго-восток Цзяннания,
23 — северная часть Сычуань,
24 — поднятие Хуанлин,
25 — северный склон Цзяннания,
26 — Гуйджоу,
27 — западный склон Цзяннания,
28 — провинции Юннань,
29 — район Ляокай,
30 — Мау-Кок;

XII — черные кремнисто-глинистые сланцы с Lingulella (район рек (Спити — Парахио);

XIII — черные кварцевые сланцы кольма;

XIV — апатитовые рудопроявления докембрия:
1 — Гремяха-Вырмес,
2 — Криворожье,
3 — Кусинское,
4 — Копанское, Черноречанское, Маткальское,
5 — Бихара,
6 — Куддап,
7 — Трихинополи;

XV — рудопроявления и месторождения фосфоритов венда — кембрия:
1 — Улутау,
2 — Курук-Таг,
3 — Белкинское,
4 — Сейба,
5 — Удско-Селемджинское междуречье,
6 — Ханкайский район,
7 — Шаньси,
8, 9 — западная часть Ордоса,
10 — Богуншань,
11 — западная часть массива Хуайян,
12 — северный склон Цинь, лин,
13 — северо-восток Нанчжун,
14 — Гуандун,
15 — Чайное,
16 — северный склон Цзяннания,
17 — поднятие Хуайян,
18 — поднятие Хуанлин,
19 — северо-запад Цзяннания,
20 — западный склон Цзяннания,
21 — Гуйджоу,
22 — среднее течение Янцзы и Гуйджоу,
23 — р. Янцзы в Юннани,
24 — Юннань,
25 — Ляокай,
26 — северная часть Сычуань,
27 — Малый Каратау,
28 — Куньян



Фиг. 20. Палеометаллогеническая схема строения Евразии в вендско-кембрийское время

I — довендская суша, ныне перекрытая толщей более молодых отложений;
II — довендская суша, выведенная на поверхность процессами эрозии;
III — доломитовые осадки вендско-кембрийских морей;
IV — соли, гипсы, гипсоносные мергели в красноцветных песчаниках;
V — районы вулканической деятельности;
VI — железорудные месторождения докембрия (цифры на карте):
1 — Сингбхум,
2 — Кеонджар,
3 — Гурумахисани,
4 — Джабалпур,
5 — Чанда,
6 — Драг,
7 — Кадур,
8 — Бастар,
9 — Кривой Рог,
10 — Кирунавара и др.,
11 — Имандра-Варзуга и Воронья,
12 — Ляонин,
13 — Енисейский кряж;
VII — железорудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоема:
1 — Удско-Селемджинское междуречье,
2 — Ханкайский район,
3 — Северная Корея,
4 — Хуабей,
5 — Джетымтау,
6 — Малый Каратау,
7 — Карвоншир;
VIII — марганцеворудные месторождения докембрия, гондиты:
1 — Чиндвара,
2 — Нагпур,
3 — Бандара,
4 — Балагат,
5 — Гангпур,
6 — Чота Удейпур-Панч-Махал;
кодуриты:
7 — Визакхапатнам,
8 — Кадур,
9 — Сандур;
IX — марганцеворудные месторождения венда — кембрия:
1 — Малый Каратау,
2 — Усинское,
3 — Сейба,
4 — Удско-Селемджинское междуречье,
5 — Вафанзы,
6 — Чайное,
7 — северо-западный склон Цзяннания,
8 — Юннань,
9 — Сянтань,
10 — Мазульское,
11 — Дурновское;
X — ванадиеносные титаномагнетиты докембрия:
1 — Отанмеки,
2 — Вэлимеки,
3 — Пудожгорское,
4 — Кусинское,
5 — Копанское,
6 — Маткальское,
7 — Коростеньское,
8 — Миргородское,
9 — Сингбхум,
10 — Дублабер,
11 — Неллор;
XI — ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты (сланцы):
1 — Джаркайнагач,
2 — Улутау,
3 — Баласаукандык,
4 — Джебаглинские горы,
5 — Южная Фергана,
6 — Бетпак-Дала,
7 — Кендык-Тас,
8 — Джетымтау,
9 — Сарыджаз,
10 — Курук-Таг,
11 — Калпин-Таг,
12 — Белкинское,
13 — Белая Уса,
14 — Тамалык,
15 — Сейба,
16 — Восточные Саяны,
17 — Хубсугул,
18 — Ханкайский район,
19 — Северная Корея,
20 — северо-восток Нанчжун,
21 — Северная Цзянси,
22 — юго-восток Цзяннания,
23 — северная часть Сычуань,
24 — поднятие Хуанлин,
25 — северный склон Цзяннания,
26 — Гуйджоу,
27 — западный склон Цзяннания,
28 — провинции Юннань,
29 — район Ляокай,
30 — Мау-Кок;
XII — черные кремнисто-глинистые сланцы с Lingulella (район рек (Спити — Парахио);
XIII — черные квасцовые сланцы кольма;
XIV — апатитовые рудопроявления докембрия:
1 — Гремяха-Вырмес,
2 — Криворожье,
3 — Кусинское,
4 — Копанское, Чернореченское, Маткальское,
5 — Бихара,
6 — Куддап,
7 — Трихинополи;
XV — рудопроявления и месторождения фосфоритов венда — кембрия:
1 — Улутау,
2 — Курук-Таг,
3 — Белкинское,
4 — Сейба,
5 — Удско-Селемджинское междуречье,
6 — Ханкайский район,
7 — Шаньси,
8, 9 — западная часть Ордоса,
10 — Богуншань,
11 — западная часть массива Хуайян,
12 — северный склон Цинь, лин,
13 — северо-восток Нанчжун,
14 — Гуандун,
15 — Чайное,
16 — северный склон Цзяннания,
17 — поднятие Хуайян,
18 — поднятие Хуанлин,
19 — северо-запад Цзяннания,
20 — западный склон Цзяннания,
21 — Гуйджоу,
22 — среднее течение Янцзы и Гуйджоу,
23 — р. Янцзы в Юннани,
24 — Юннань,
25 — Ляокай,
26 — северная часть Сычуань,
27 — Малый Каратау,
28 — Куньян

В. М. Холодов

ний этих районов преобладают спилит-кератофировые лавы, большая часть которых образовалась в результате подводных вулканических излияний.

В целом можно считать, что под влиянием активных тектонических движений, сочетавшихся с вулканической деятельностью, в северной части Тетиса отлагались очень разнородные и пестрые, с фациальной точки зрения, осадки.

Существенно меняется весь облик осадконакопления в южной Азии. Во-первых, значительно уменьшается мощность осадков, например, синийские отложения Южного Китая — до 2 *км*, а кембрия — до 1—1,5 *км*. Во-вторых, фациальный облик и литологический состав отложений Южного Тетиса несравненно более устойчивы и сохраняются без изменений на большом протяжении. Наконец, здесь почти полностью отсутствуют или крайне незначительны следы вулканической деятельности.

С осадками вендско-кембрийского Тетиса связаны многочисленные месторождения и рудопроявления ванадиеносных фтанитов, пластовых и желваковых фосфоритов, железо-марганцевых и железных руд. Их расположение показано на схеме (см. фиг. 20); очевидно, что в пределах Азии можно выделить четыре наиболее крупные рудные провинции.

В западном Тянь-Шане и Южном Казахстане известны многочисленные мелкие рудопроявления ванадия и фосфоритов, приуроченные, как выяснилось сравнительно недавно, к нижнекембрийским отложениям (Келлер, Покровская, 1965). Среди них резко выделяются очень крупные месторождения пластовых фосфоритов Малого Каратау и значительные скопления ванадиеносных сланцев Большого Каратау и хребта Джетымтау.

В Южном Китае расположена вторая рудная провинция Евразии. Здесь в кембрийских и синийских отложениях известны мелкие рудопроявления пластовых и желваковых фосфоритов, ванадиеносных фтанитов (сланцев) и марганцевых руд. На этом фоне резко выделяются крупные залежи пластовых фосфоритов восточной части впадины Синань, связанные с основанием нижнего кембрия, марганцевые месторождения Сян-тань и Вафанзы, приуроченные к верхнесинийскому комплексу пород, и ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы нижнего кембрия Синани и Наньжун (Бушинский, 1966_1).

Третья рудная провинция находится в пределах Алтая и Саян. В ней сосредоточены очень крупные месторождения марганцевых руд нижнекембрийского возраста — Усинское, Мазульское и Дурновское. Менее значительны по запасам месторождения фосфоритов и тесно ассоциирующих с ними ванадиеносных фтанитов. Они приурочены к двум различным стратиграфическим уровням. Месторождения Тамалык и Белая Уса залегают среди нижнекембрийских отложений, а месторождения Горной Шории (Белка, Мрасское, Конзасское и др.) и Сейбы связаны с вендско-рифейскими толщами.

Четвертая рудная провинция расположена в пределах Приморья. Она отличается от других провинций Тетиса широким распространением железных руд типа джеспилитов в верхней части синийских отложений; в некоторых районах их относят к нижнему кембрию. В Удско-Селемжинском междуречье, а также в Ханкайском районе с ними тесно связаны рудопроявления фосфоритов и ванадиеносные черные сланцы (Шехоркина, Погорелова, 1963).

Оценивая в целом рудные ассоциации, типичные для вендско-кембрийских отложений Азии, следует иметь в виду, что они очень часто сочетаются с карбонатными породами и особенно с доломитами.

Таким образом, с геохимической точки зрения, осадки вендско-кембрийских морей Евразии содержат колоссальные количества кремнезема, углерода, ванадия, хрома, никеля и кобальта в составе фтанитов и углеродисто-кремнистых сланцев, массы P_2O_5 в фосфоритах, MgO и CaO в виде доломитов, а также окислов железа и марганца в виде железо-марганцевых карбонатных и гидроокисных руд.

Следует подчеркнуть, что такое сочетание элементов вряд ли случайно. В соответствии с данными геохимиков, такой набор элементов типичен для основных магматических пород. Действительно, как показал А. Е. Ферсман (1958), для основных пород магматического цикла характерен следующий ряд, который он предложил именовать рядом протокристаллизации: 1) ведущие элементы: Mg, SiO, O, Ti, Fe, Ni, Cr; 2) главные элементы: C, Na, Al, P, S, Ca, V, Mn, Co и платиноиды; 3) второстепенные элементы: Sc, Cu, Zn, Ge, As, Pb, Tl, Ag.

Рассмотрим, какие процессы могли привести к тому, что на определенном этапе развития в древние бассейны седиментации началось массовое поступление элементов ряда протокристаллизации, обеспечившее их накопление в осадках на площади более 15 млн. *км*^{2}. При решении поставленного вопроса следует принимать во внимание три генетических варианта. Первый вариант заключается в том, что источником рудных компонентов служили океанические воды, привносившие интересующие нас элементы в палеоводоем извне, из океанических глубин. Однако попытка такого объяснения встречает ряд трудностей. Прежде всего, как видно на схеме (см. фиг. 20), рудные провинции расположены на огромной площади, протянувшейся с юго-запада на северо-восток на 5000 *км*. Трудно представить себе течения, поступающие извне в мелководный эпиконтинентальный бассейн и приносящие с собой массы P_2O_5, достаточные для образования многочисленных месторождений и рудопроявлений фосфоритов на такой огромной территории. Кроме того, в ряде случаев значительные скопления пластовых фосфоритов находятся в проливообразных водоемах (Малый Каратау) или в обособленных впадинах (Синань, Китай), куда вряд ли могло распространяться влияние мирового океана. Очень веским возражением против этого варианта является обычная ассоциация фосфоритов с ванадиеносными фтанитами, а также марганцевыми и железными рудами. Как известно, все элементы, входящие в состав этой ассоциации, обладают различными геохимическими свойствами и, что очень важно, различной миграционной способностью в условиях морского водоема.

Если же предположить, что фосфор поступал из океанических глубин, а затем накладывался на осадки, формирующиеся под влиянием выветривания на суше, то, как отмечено В. И. Бгатовым, Е. К. Герасимовым и В. П. Казариновым (1969), в этом случае трудно объяснить закономерное сочетание фосфоритов и сопутствующих им пород.

По данным Э. Д. Гольдберга (1963), в воде океанов в настоящее время в среднем содержится (в *мг/л*): фосфора — 0,07, железа — 0,01, титана — 0,001, ванадия, марганца и титана — 0,002. Вряд ли в начале фанерозойской эры воды океанов содержали еще большее количество этих рудных компонентов. В то же время в отношении ванадия они явно недосыщены. Маловероятно, что при таких низких концентрациях могли сформироваться месторождения ванадиевых руд, в которых содержание металла достигает 1,5% и более.

Второй возможный вариант заключается в вулканогенно-осадочном происхождении всей рассматриваемой рудной ассоциации или ее части. В данной геологической ситуации такое объяснение также не может быть принято. Прежде всего области максимальной эффузивной деятельности и области максимального рудогенеза, имевшего место в вендско-кембрийское время, разобщены на площади. Наиболее крупные промышленные концентрации фосфора и ванадия, расположенные вдоль южного побережья вендско-кембрийского бассейна, в разрезе и на площади не ассоциируют с субсинхронными вулканогенными образованиями, тогда как мелкие рудопроявления тех же компонентов, распространенные в северо-восточной части этого древнего водоема, пространственно связаны с эффузивными толщами.

Таким образом, для обоснования возможности вулканогенного происхождения наиболее крупных месторождений фосфоритов и малых эле-

ментов необходимо предположение о дальнем переносе этих компонентов в растворенном виде от вулканических очагов в смежные области седиментации. Такое предположение трудно совместить с законами геохимии. Как показал Н. М. Страхов (1963, 1965), перенос растворов, обогащенных фосфором и другими рудными компонентами, после подачи их в море подводными вулканическими аппаратами на дальние расстояния исключен; нейтрализация гидротерм морской водой неизбежно приводит к выпадению осадка. Не спасает положения и предположение о том, что многие элементы могут переноситься, вступая в биогенные циклы. Трудно назвать причины, побуждающие организмы за относительно короткий отрезок геологического времени направленно переносить массы рудных компонентов от вулканического аппарата в смежные бассейны и там погибать. Ведь концентрации и массы P_2O_5, Fe_2O_3 и MnO в водоемах, слабо связанных с вулканическими очагами (например, Малый Каратау), значительно превышают известные нам скопления в вулканических областях того времени.

Вторым существенным возражением против вулканогенно-осадочного происхождения теснейшим образом связанных между собой концентраций фосфора и ванадия является различное поведение этих элементов в магматическом процессе. Для образования магматогенных месторождений апатита необходимо подщелачивание магматического расплава. Общеизвестно, что увеличение щелочности магмы препятствует образованию апатита на ранней стадии процесса и благоприятствует образованию более поздних апатитовых залежей. Этот же процесс обычно приводит к повышению содержания в магме титана и к рассеянию ванадия в виде акцессорного титаномагнетита. Итак, повышение щелочности, с одной стороны, приводит к удалению фосфора в остаточный расплав, а с другой — благоприятствует накоплению в самой магме титана и ванадия; происходит разделение этих компонентов.

Таким образом, совместное нахождение ванадиеносных отложений и пластовых фосфоритов трудно объяснить с позиций эффузивной гипотезы.

Наконец, третье возражение заключается в том, что главный рудогенерирующий тип эффузивного процесса — щелочной вулканизм, по-видимому, играл весьма незначительную роль в вендско-кембрийское время. Об этом свидетельствует ничтожная доля щелочных вулканических пород в древних отложениях СССР, доказанная петрографо-статистическими исследованиями С. П. Соловьева (1952). Это, несомненно, противоречит чрезвычайно широкому, почти планетарному распространению ванадиевого и фосфатного оруденения.

Наиболее достоверной нам представляется гипотеза, в соответствии с которой главным поставщиком рудных компонентов в вендско-кембрийские моря являлись разрушающиеся довендские поднятия. Такая точка зрения прежде всего подтверждается тем, что металлогенический состав докембрийских толщ, обнаженных в различных участках довендских поднятий, совершенно тождествен металлогеническому составу вендско-кембрийских осадков Тетиса. Это хорошо видно при рассмотрении палеометаллогенической схемы (см. фиг. 20). Действительно, представление о составе докембрийских толщ Евразии можно получить, изучая породы и месторождения, обнаженные в пределах Индийского, Украинского и Фенно-Скандинавского кристаллических щитов и Урала.

В Индии наиболее крупные рудные месторождения связаны с отложениями дарварской системы. К ним относятся месторождения марганцевых и железных руд, апатитов, хромитов, ванадиеносных титаномагнетитов, магнезита, урана, меди и других металлов. В районе Мадхья Прадеш рудоносные отложения образуют пояс длиной 176 *км*. Кроме марганца и железа, в рудах отмечено высокое содержание SiO_2 и P_2O_5. Крупнейший железорудный бассейн Сингбхум в восточной части Индостана также связан с отложениями нижнего протерозоя. В его рудах следует отметить высокое содер-

жание Ti и P_2O_5, которое, однако, сильно варьирует от месторождения к месторождению. Недалеко от железорудных скоплений Сингбхума известны одноименные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов. Руды титана и ванадия генетически связаны с массивами габбро; они залегают в виде карманов, жил и пластообразных тел в интрузии.

Апатит в виде рассеянной минерализации очень сильно обогащает различные породы дарварской серии, но на этом фоне иногда встречаются также рудные апатитовые линзы и жилы. Так, в районе Сингбхум полоса апатит-магнетитовых пород прослеживается почти на 19 *км*.

Как и многие другие полезные ископаемые, хромиты разрабатываются в южной и восточной частях Индостанского п-ова. В южных провинциях выделяются три хромитоносных района — Хассана, Шиндували и Салем.

В пределах Украинского щита с нижнепротерозойскими и отчасти с архейскими толщами связаны древние месторождения железа, ванадия, кобальта, никеля, меди, а также скопления титана, хрома и залежи графита. Очень сходный комплекс месторождений устанавливается также в Фенно-Скандии и на Урале.

Все изложенное выше позволяет думать, что участки докембрийской суши были очень похожи между собой в металлогеническом отношении. Все они являлись потенциальными носителями больших масс таких рудных компонентов, как железо, титан, ванадий, фосфор, кобальт, никель, магний и другие, а в некоторых случаях — марганца, хрома, бария и молибдена. Любопытно, что эти элементы не только образовали рудные скопления, но и часто обогащали всю массу генетически разнородных пород, встречаясь в количествах, заметно превышающих кларковые.

Нельзя также не учитывать, что палеоклиматические реконструкции, выполненные различными методами, позволяют считать, что в вендско-кембрийское время экваториальная область с северо-запада на юго-восток пересекала Евразийский материк. Как было уже нами показано (Холодов, $1970_{2,3}$), область вендско-кембрийских тропиков захватывала Индо-Тибетию, западную часть Тянь-Шаня, Тарим, Урал и Фенно-Скандию. Именно эти участки континентальной суши питали хемогенным материалом седиментационные бассейны, расположенные в центре Евразии. Здесь протекали интенсивные процессы химического выветривания и, по-видимому, образовывались мощные коры, ныне эродированные.

Поведение элементов при выветривании основных пород изучали многие исследователи. Материал, собранный Н. А. Лисицыной (1973) в корах, залегающих на амфиболитах Украины, на порфиритах Казахстана и долеритах Гвинеи, позволил выделить по степени геохимической подвижности четыре группы химических элементов. При выветривании основных пород легче всего выносятся Ca, Na, Mg, K, Mn, P; это группа легкоподвижных элементов. Более устойчивы Co, Ni, Cu, Zn, Si, они образуют группу подвижных элементов. Третья группа малоподвижных элементов включает Cr, V, Zn. Наконец, наиболее слабыми мигрантами являются Ga, Fe, Al, Ti. Естественно, что по мере перехода от легкоподвижных к малоподвижным элементам в их формах миграции все большую роль играют взвеси.

Итак, мы считаем, что на основе приведенного материала можно утверждать, что участки суши, сложенные докембрийскими породами и расположенные на территории современных Фенно-Скандинавского и Украинского щитов, Урала, Тянь-Шаня, Тарима и Индийской платформы, в венде и нижнем кембрии поставляли в близлежащие области прогибания в виде растворов такие хорошо мигрирующие элементы, как Mn, P, Mg, Si, Co, Ni, Cu, и отчасти в растворах, а отчасти во взвесях V, Cr, Ti, Fe. Этот процесс и создавал тот геохимический фон, на котором в отдельных, наиболее благоприятных участках палеоводоема протекало наиболее полное разобщение кремнезема, ванадия и фосфора и осуществлялось формирование промышленных залежей фосфоритов.

II

КОНЦЕНТРАЦИИ ВАНАДИЯ И СОПУТСТВУЮЩИХ ЕМУ ЭЛЕМЕНТОВ, СВЯЗАННЫЕ С НЕФТЕНОСНЫМИ КАРБОНАТНЫМИ ПОРОДАМИ, И ИХ ГЕНЕЗИС

Изученное нами месторождение урано-ванадиевых руд расположено в краевой части крупной межгорной депрессии. Геологическое строение района, где распространены рудные скопления интересующих нас металлов, изображено на фиг. 21. В его строении принимают участие палеозойские, меловые, палеогеновые и неоген-четвертичные отложения. Палеозойские толщи представлены темными известняками, фиолетовыми глинистыми сланцами и различными эффузивными образованиями. Меловые отложения сложены грубообломочными и песчано-глинистыми красноцветными породами, палеогеновые — чередованием карбонатных и песчано-глинистых горизонтов, а неоген-четвертичные — грубообломочными красноцветными толщами типа моласс.

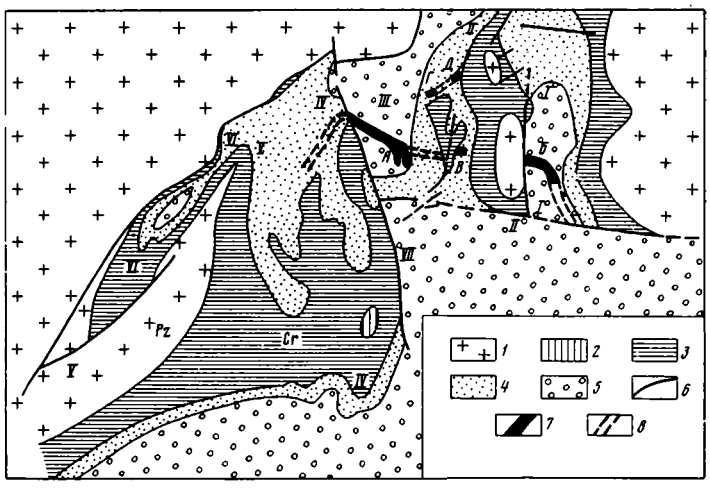
В северо-западной и северо-восточной частях района заметно преобладают палеозойские породы. Южная часть его сложена неоген-четвертичными отложениями, а в центре находится поле преимущественного развития мела и палеогена.

В области распространения мел-палеогеновых отложений выделяются три крупные антиклинальные структуры, в ядрах которых обнажаются породы кристаллического фундамента и разделяющие их синклинальные складки, выполненные в осевых частях неоген-четвертичными рыхлыми отложениями. С точки зрения рудоносности наиболее интересны Западная и Восточная антиклинали и разделяющая их Центральная синклиналь.

Восточная антиклиналь представляет собой крупное асимметричное поднятие субмеридионального простирания (фиг. 21, 22). В ядре складки расположены два крупных выхода палеозойских пород фундамента, крылья сложены породами мела и палеогена. С севера на юг шарнир складки дважды изгибается вверх, воздымаясь в районах палеозойских массивов.

Пологое западное крыло структуры наклонено под углами 10—12°. Восточное крыло вблизи от выхода палеозоя нарушено продольным взбросом, вдоль которого известняки палеогена поставлены «на голову». Сместитель нарушения падает на северо-запад, а амплитуда его достигает 200 *м*. К северному периклинальному окончанию складки разлом затухает; на юге он срезается так называемым Широтным разломом, резко ограничивающим поле развития мела и палеогена.

Западная антиклиналь по морфологическим особенностям очень сходна с Восточной (см. фиг. 21, 22). Ось ее также простирается в меридиональном направлении, но в плане она несколько изогнута выпуклостью к востоку. Ядро антиклинали в южной части сложено юрскими известняками, залегающими среди меловых красноцветов; в северной части структуры обнажаются сложно дислоцированные породы палеозоя.

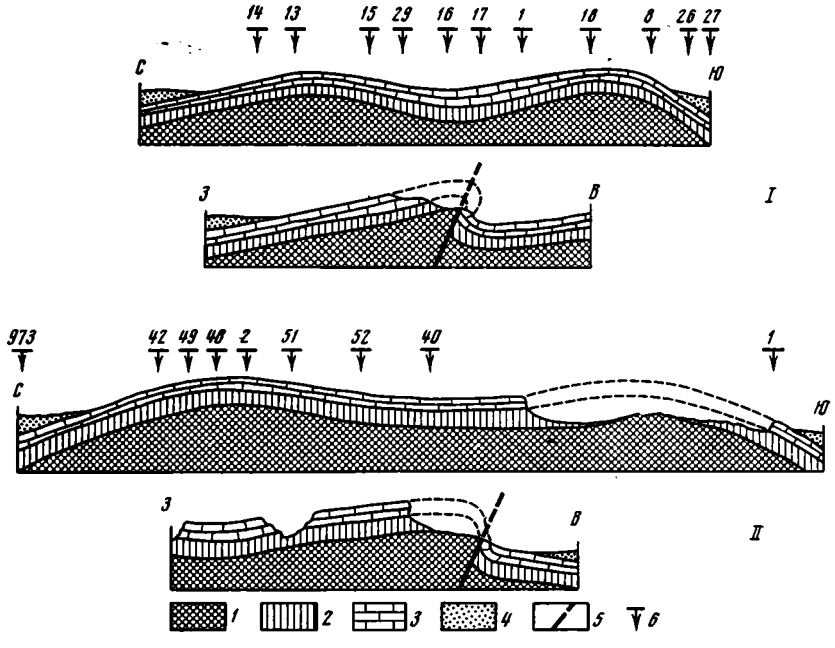


Фиг. 21. Схема геологического строения изученного района

1 — палеозойский фундамент;
2 — юрские отложения;
3 — мел.;
4 — палеоген;
5 — неоген-четвертичные отложения;
6 — разломы;
7 — рудные участки;
8 — предполагаемое оруденение.

I - I — Восточная синклиналь;
II - II — Восточная антиклиналь;
III - III — Центральная синклиналь;
IV - IV — Западная антиклиналь;
V - V — Предпалеозойская антиклиналь;
VI - VI — Предпалеозойская синклиналь;

VII — Меридиональный разлом;
VIII — Широтный разлом;
А — Центральный участок;
Б — Восточный участок;
В — Южный участок;
Г — Северный участок;
Д — Северо-Восточный участок



Фиг. 22. Схематические геологические разрезы Восточной (*I*) и Западной (*II*) антиклиналей

1 — палеозойский фундамент; *2* — мел; *3* — палеоген; *4* — неоген-четвертичные отложения; *5* — разломы; *6* — разрезы

Широкое западное крыло антиклинали на большом расстоянии сохраняет углы падения 10—15°. Крупное нарушение типа взброса проходит вдоль восточного крыла антиклинали. Его максимальная амплитуда 200—250 *м*. Этот разлом, который в дальнейшем мы будем именовать Меридиональным, играл важную роль в геологической жизни всего района в целом.

Вблизи от Меридионального разлома известняки восточного крыла сильно разлинзованы и запрокинуты к востоку. По мере удаления от разлома восточное крыло структуры быстро выполаживается.

Центральная синклиналь, разделяющая обе положительные структуры, в наиболее погруженной части сложена рыхлыми неоген-четвертичными отложениями, из-под которых к периферии структуры выходят карбонатные горизонты палеогена. Впадина резко асимметрична в широтном разрезе. Ее западное крыло, примыкающее к Меридиональному разлому, очень круто, а восточное — полого. В южной части синклиналь замыкается небольшой флексурой широтного простирания; образование ее связано с Широтным разломом. На севере впадина сливается с другими депрессиями, окружающими Восточную антиклиналь.

Положительные структуры района представляют собой пологие поднятия, в образовании которых большую роль играют разрывные нарушения. Морфологически они напоминают односторонние горсты. Примыкающие к ним синклинальные участки лишены индивидуальных особенностей, их очертания неопределенны и подчинены строению антиклиналей.

В целом, если сопоставить между собой северное ядро Западной антиклинали, два палеозойских ядра Восточной антиклинали и своеобразное двойное палеозойское ядро структуры, ограничивающей изучаемый район с востока, то можно представить всю интересующую нас площадь как крупное субширотное антиклинальное поднятие, разбитое меридиональными разломами на ряд односторонних горстов.

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Наиболее полные разрезы палеогеновых отложений известны в южной части района, где они распадаются на восемь ярусов. Как и во многих других районах, снизу вверх здесь выделяются бухарский, сузакский, алайский, туркестанский, риштанский, исфаринский, ханабадский и сумсарский ярусы. В сильно обобщенном виде наиболее типичный разрез палеогена можно представить в следующем виде:

	Мощность, *м*
1. На немых красноцветных терригенных толщах верхнего мела или низов бухарского яруса палеогена со следами слабого размыва залегает пачка зеленовато-серых терригенных пород с известковым цементом; обычно ее условно относят к отложениям бухарского яруса	4,60
2. Терригенно-глинистая пачка нижнесузакских отложений представлена пластом зеленовато-серого песчаника, содержащего многочисленные обломки раковин *Ostrea Kalizkyi*, вверх по разрезу сменяющимся несколькими пластами зеленовато-серых и красновато-бурых бескарбонатных глин с фауной *Modiola elegans* Sow., *Meretrix* sp. и др. . . .	5,40
3. Сузакский карбонатный горизонт k в рельефе выделяется в виде карниза. По литологическому составу он распадается на две части. Нижняя часть сложена известняком желтовато-серого цвета оолитовой или органогенно-оолитовой структуры. Порода переполнена многочисленными известковыми остатками мелких гастропод, пелеципод, иглокожих и т. д. Верхняя часть представлена афанитовыми водорослевыми (фарфоровидными) известняками, почти полностью лишенными терригенной примеси	12,50
4. Мощная пачка известковистых красно-бурых глин, содержащих редкую примесь обломков кварца, халцедона и полевых шпатов песчано-гравийной размерности	8,75
5. Отложения алайского яруса распадаются на две части: нижняя представлена песчаниками, верхняя — карбонатными породами. Пачка песчаников и гравелитов серого и желтовато-серого цвета залегает на от-	

ложениях сузакского возраста со следами слабого размыва. Ее подошва обычно содержит гальки сузакских фарфоровидных известняков, которые местами концентрируются, и порода переходит в конгломерат. В средней части песчаники и гравелиты с известковым цементом переслаиваются 5,40

6. Карбонатный горизонт алайского яруса имеет трехчленное строение. В нем снизу вверх выделяют горизонт l_1, промежуточную пачка (l_1/l_2) и горизонт l_2.

Поскольку в районе исследования с горизонтом l_1 связано урано-ванадиевое оруденение, мы на его литолого-петрографической характеристике остановимся несколько более подробно. В целом горизонт l_1 состоит из четырех литологических разнородных пачек, которые, как будет показано ниже, хорошо прослеживаются на значительной площади рудного района:

Мощность, *м*

Пачка l_1 залегает на подстилающих отложениях нижнеалайского возраста со слабым несогласием. В основании она представлена доломитами желтовато-белого цвета, плотных и песчанистых. В подошве доломиты содержат гальки палеозойских метаморфических пород, а также фарфоровидных сузакских известняков диаметром до 2—3 *см*. Вверх по разрезу количество и размеры обломочного материала быстро уменьшаются. В средней части пласта встречаются многочисленные раковины устриц *Ostrea Strictiplicata* Raul. *et* Delb. или *Ostrea* (*Turkostrea*) *turkestanensis* Rom. и их обломки 3,10

Пачка II сложена двумя разностями органогенно-обломочных доломитовых известняков. В ней можно выделить прослои, почти нацело сложенные мелкими обломками трубочек серпул с подчиненным количеством раковин пелеципод и скелетных построек мшанок. Вторая разность органогенно-обломочных пород характеризуется преобладанием глинисто-карбонатного цемента, в который включены многочисленные обломки мелких раковин гастропод, пелеципод и панцирей иглокожих. Общим признаком этой части разреза является присутствие обломков крупных раковин *Ostrea Strictiplicata* Raul *et* Delb. или *Ostrea (Turkostrea) turkestanensis* Rom; они группируются в отдельные прослои 4,20

Пачка III представлена органогенными и органогенно-обломочными известняками желтовато-серого цвета. Под микроскопом видно, что породообразующими организмами являлись гастроподы рода *Eulima*; их раковины и обломки переполняют шлифы 1,50

Известняки пачки IV, для которых характерна оолитовая структура 1,60

7. Между горизонтами l_1 и l_2 алайского яруса залегает пачка желтовато-серых мергелистых доломитов, в которой встречаются прослои глин 3,10

8. Горизонт l_2 по литолого-петрографическому составу очень напоминает устричник пачки II горизонта l_1. Он сложен доломитовым известняком желтовато-серого цвета органогенно-обломочной структуры, на фоне которого разбросаны многочисленные обломки раковин и относительно сохранившиеся экземпляры *Turkostrea turkestanensis* и др. 8,00

9. Отложения туркестанского яруса по особенностям строения сходны с отложениями алайского яруса. Они также распадаются на две части: нижнюю, представленную глинистым устричником, и верхнюю, сложенную карбонатным горизонтом m. Глинистый устричник, залегающий на кровле горизонта l_2, сложен известковистыми зелеными глинами, содержащими редкие обломки панцирей иглокожих, фосфатизированные неопределимые органические остатки и карбонатные обломки раковин устриц. Глины переслаиваются с карбонатными устричными банками, состоящими из раковин *Gryphaea Esterhazyi* Pav. 16,00

10. Перекрывающий глины карбонатный горизонт m сложен органогенно-обломочными и оолитовыми известняками и доломитами; он распадается на две пачки, разделенные пластом известковых глин 9,22

11. Отложения риштанского яруса представлены чередованием рыхлых известняков-устричников, мергелей и глин. Устричники обычно сложены толстостенными раковинами *Platigena asiatica*, сцементированными карбонатным материалом, содержащим многочисленные раковины турителл. Глины окрашены в зеленовато-серый цвет и обычно содержат значительную примесь терригенного материала . . . 10,15

12. Однородная толща кремовых кремнистых, бескарбонатных глин исфаринского яруса. Среди этой очень однородной толщи прослеживается прослой мергеля с фауной *Isocardia eichwaldi*, *Pyprina*, *Meretrix*, *Canophaea* и др 26,00

13. Над опоковидными глинами исфаринского яруса с постепенным переходом залегает однородная толща карбонатных глин зеленовато-серого цвета, принадлежащая к ханабадскому ярусу. В ней разбросаны раковины устриц *Ostrea tianschanensis*. Нижняя часть толщи сильно загипсована 26,00

14. Толща малиновых глин сумсарского яруса, перекрытых горизонтом, в котором те же малиновые глины чередуются с песчаниками и алевролитами 43,30

Из приведенного описания очевидно, что палеогеновые отложения по литолого-петрографическому составу распадаются на две части. Бухарский, сузакский, алайский и туркестанский ярусы представлены чередованием песчано-глинистых и карбонатных отложений. Обычно они очень устойчивы к выветриванию и поэтому широко распространены на площади. Риштанский, исфаринский, ханабадский и сумсарский ярусы сложены преимущественно глинистыми породами; они очень легко разрушаются и обнажены только в южной части исследуемой территории.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАЙОНА В ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Ограниченное распространение красноцветных меловых отложений в пределах исследуемого района не позволяет подробно охарактеризовать специфику осадконакопления того времени. Известно лишь, что образование меловых осадков происходило в обстановке периодически засушливого климата, что источники сноса располагались к северу от интересующей нас области, а территория в то время представляла собой часть огромной аккумулятивной равнины, покрытой песчано-глинистыми осадками. Изучение косой слоистости и ориентировки галек показывает, что на севере находилась дельта крупной реки, которая поставляла в область прогибания массу терригенного материала.

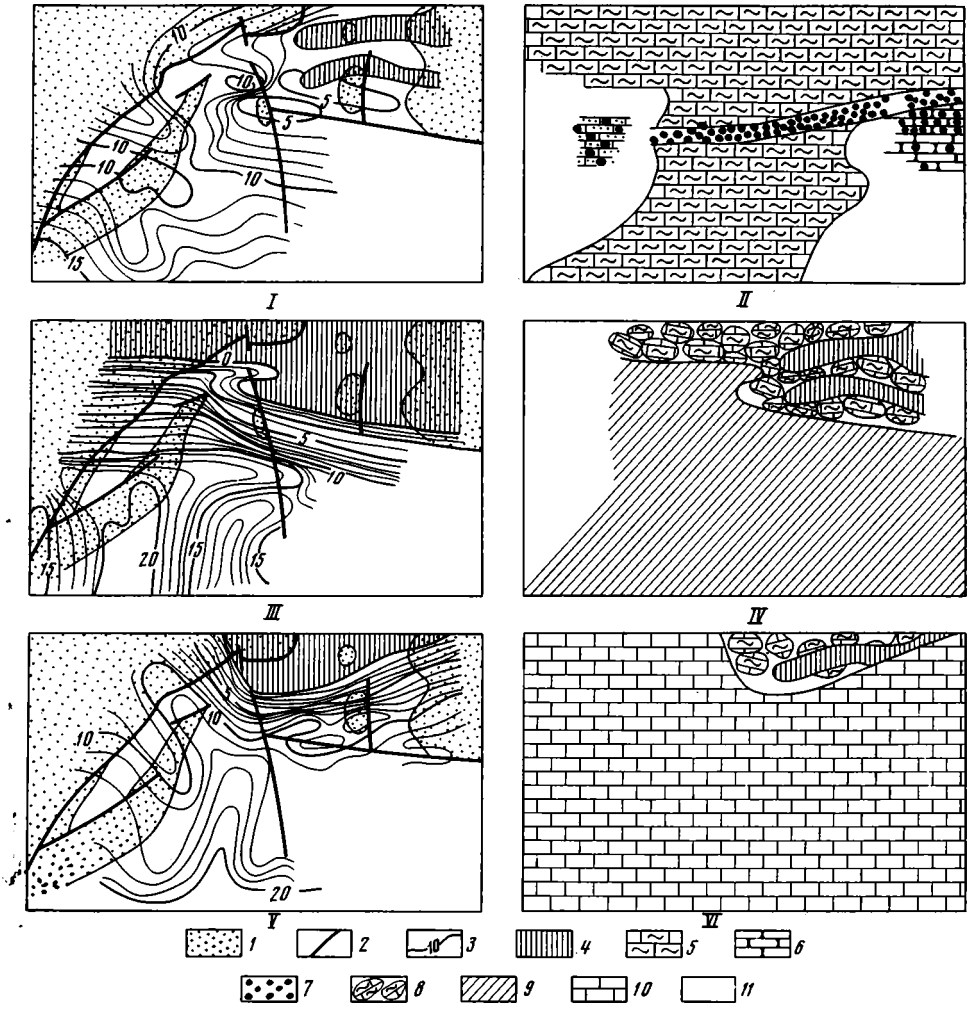
Вероятно, что уже в меловое время Западная антиклиналь была слабо выражена в рельефе и активно влияла на образование красноцветных отложений. Это предположение основано на том, что на крыльях этой структуры мощность меловых отложений достигает 140 *м*, тогда как по направлению к своду она сокращается до 90—100 *м*.

Сузакский век палеогена начался с развития трансгрессии морского палеоводоема. Море постепенно перемещается с юга на север и захватывает всю изучаемую площадь. Во время накопления карбонатных осадков сузакского горизонта k трансгрессия достигла апогея. Под водой, по-видимому, оказались даже те участки района, где в настоящее время обнажаются породы палеозойского фундамента.

Относительное расположение прогибов и поднятий среднесузакского времени воспроизводится на карте изопахит (фиг. 23, *I—II*). Эта карта построена на основе 43 замеров мощностей, довольно равномерно покрывающих всю площадь района. К центральному району площади, примерно к присводовой части Восточной антиклинали, приурочен минимум мощностей, вытянутый в субширотном направлении. Второй минимум, параллельный первому, находится несколько южнее и соответствует Широтному разлому.

Можно, по-видимому, предполагать, что центральная часть района в сузакское время была приподнята по Широтному разлому и прогибалась менее интенсивно, чем окружающие ее площади. Это определило уменьшение здесь мощности карбонатного горизонта.

Почти на всей территории района среднесузакский горизонт сложен белыми или желтовато-белыми, плотными, фарфоровидными водорослевыми известняками. По данным Р. Ф. Геккера и А. И. Осиповой, выделяется несколько разновидностей водорослевых известняков: комочковые, тонкозернистые и строматолитовые.



Фиг. 23. Карты равных мощностей и палеогеографические схемы района для века отложения сузакского карбонатного (*I-II*), сузакского песчано-глинистого (*III-IV*) и алайского карбонатного I_1 (*V-VI*) горизонтов

1 — палеозойский фундамент;
2 — разломы;
3 — изолинии равных мощностей (в *м*);
4 — зона размыва сузакских известняков;
5 — фация водорослевых известняков;
6 — фация доломитов опреснения;
7 — гравийный материал;
8 — фация «глыбовых» известняков;
9 — фация терригенных красноцветов.
10 — фация морских карбонатных пород;
11 — участки, в пределах которых отложения палеогена недоступны наблюдениям

Судя по распространению водорослей рода *Microcodium*, глубина бассейна в среднем вряд ли превышала 10—15 *м*. По-видимому, в среднесузакский век район представлял собой литораль с подвижной, хорошо аэрируемой морской водой. Колонии селившихся здесь водорослей интенсивно накапливали карбонат кальция, осыхали на мелководье, дробились, перемывались прибрежным волнением и вновь захоронялись в карбонатных илах.

В восточной части района отложения горизонта k фациально замещаются доломитами, содержащими обильную примесь гравийного материала. Здесь в толще карбонатных пород часто встречаются гастроподы рода

Potamides, которые в современных морях известны как обитатели приустьевых участков моря (Ливеровская, 1953). Вероятно, именно здесь в сузакский палеобассейн впадала река, несущая массу обломочного материала и растворенных карбонатов магния.

В результате последующих диагенетических преобразований илов, обогащенных углекислым магнием, в палеобассейне образовывались доломиты, распространение которых на площади связано с зонами распреснения вод.

Второй участок сузакских карбонатных пород, резко обогащенных гравийным материалом, но не содержащих примеси доломита, был расположен в западной части района. Возможно, что и здесь находилась подводная дельта палеореки.

Любопытна узкая полоса сузакских карбонатных пород весьма сокращенной мощности и резко обогащенная разнообразным обломочным материалом, пересекающая всю площадь района примерно в широтном направлении. Эта зона распространения гравийных известняков как бы соединяет западную и восточную области распространения терригенно-карбонатных отложений и пространственно тяготеет к Широтному разлому. Вероятно, это нарушение в сузакское время представляло собой подводный уступ, вдоль которого волнение разносило поступающий в водоем обломочный материал.

В последующее верхнесузакское время произошла крупная регрессия палеогенового моря (см. фиг. 23, *III—IV*). В северной части района на дневную поверхность были выведены водорослевые известняки среднесузакского карбонатного горизонта. Они интенсивно выветривались, закарстовывались, механически дезинтегрировались. В результате этого на отдельных участках сузакские известняки полностью эродированы. Интересно, что области отсутствия этого горизонта вытянуты примерно в широтном направлении, что хорошо согласуется с ориентировкой древних поднятий и положением линии выклинивания красноцветных отложений. У подножия приподнятых участков, где разрушались сузакские известняки, накапливались глыбовые осыпи, однако в целом сглаженный рельеф не очень благоприятствовал механическому переотложению карбонатных пород.

В южной части территории шли процессы прогибания и накопления осадков. Как видно на фиг. 23, *III*, построенной для отложений верхнесузакского и нижнеалайского возраста (Szk_3 — Al_1) по 34 замерам мощностей, в некоторых участках накапливались карбонатно-терригенные толщи мощностью более 20 *м*.

В верхнесузакское время на южной половине образовывались красноцветные осадки дельтового типа, напоминающие верхнемеловые отложения аккумулятивных равнин. В нижнеалайское время здесь формировались терригенно-карбонатные морские отложения. И те и другие содержат обильную гальку сузакских фарфоровидных известняков, сносившуюся сюда из более северных районов.

Во время отложения карбонатных пород верхнеалайского горизонта l_1 очередная трансгрессия способствовала установлению на трех четвертях площади района режима нормального морского водоема.

На севере (см. фиг. 23, *IV—V*), в пределах низкой выровненной суши по-прежнему разрушались сузакские известняки. Местами от горизонта k здесь сохранились лишь бесформенные скопления фарфоровидных глыб. На юге интенсивно шло карбонатонакопление. Как следует из рассмотрения карты равных мощностей горизонта l_1, построенной по 59 замерам (фиг. 23, *V*), здесь существовал сложный подводный рельеф, тесно связанный с деталями тектонического строения района. Более подробно связь алайского карбонатонакопления с тектоническими структурами рассмотрена в следующем разделе. Здесь отметим, что имеются все основания считать, что в это время активно развивались и Западная, и Во-

сточная антиклинали; следы их влияния на накопление осадка отражены на карте изопахит.

После краткого регрессивного перерыва, во время отложения верхнеалайского карбонатного горизонта l_2, палеогеновый бассейн продвинулся еще дальше к северу, причем возникающие карбонатные осадки в местах перекрытия горизонта l_1 ложатся непосредственно на глыбовую фацию сузакского возраста или на меловые красноцветы.

Начиная с туркестанского времени и до конца палеогена в пределах всего района господствовал устойчивый морской режим и накапливались глинистые или карбонатно-глинистые осадки. В начале неогена начались поднятия палеозойских горных цепей на севере, море покинуло эту область, и в ее пределах начали накапливаться молассовидные конгломераты и песчано-глинистые отложения.

Таким образом, в нижнем палеогене район представлял собой область смены суши и моря, тогда как в верхнем палеогене это был типичный морской палеоводоем.

Анализ карт равных мощностей и фациальных схем (см. фиг. 23) позволяет считать, что определяющую роль в нижнепалеогеновых бассейнах играло крупное субширотное единое поднятие, включающее и Западную, и Восточную, и расположенную к востоку от нее палеозойскую антиклинали.

На фоне этой крупной складки первого порядка в центральной части района уже началось обособление субширотных складок второго порядка, и обозначались зародыши современных антиклиналий и синклиналей. Неясно, существовали ли в то время меридиональные разломы. Скорее всего они только начали обозначаться в виде небольших осложняющих флексур.

Примерно то же можно сказать относительно Широтного разлома. Вероятно, он уже существовал в палеозойском фундаменте, но в нижнепалеогеновых отложениях проявлялся в виде пликативной конседиментационной структуры, активно влияющей на отложение осадков. Как было показано ранее, он хорошо прослеживается в сузакских и отчасти алайских отложениях в виде зон пониженной мощности или выклинивания морских фаций.

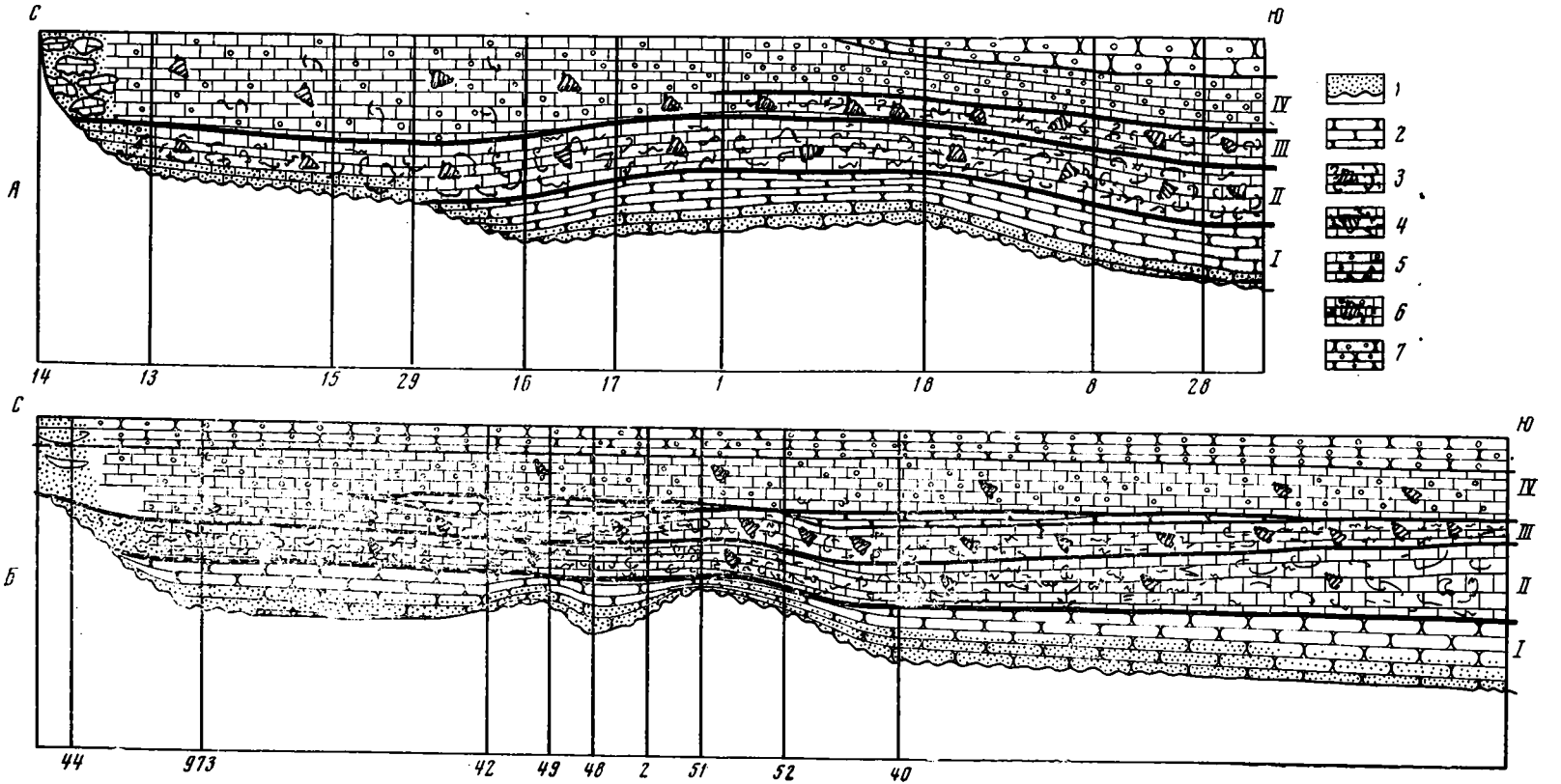
ФАЦИИ АЛАЙСКОГО КАРБОНАТНОГО ГОРИЗОНТА l_1

Карбонатный горизонт l_1 алайского яруса в южных разрезах района четко распадается на четыре литологически различные пачки. Их фациальные изменения в направлении с юга на север представлены на фиг. 24 (положение разрезов вдоль оси Восточной и Западной антиклиналей показано стрелками на фиг. 22).

В профиле, пересекающем Восточную антиклиналь, пачка I, сложенная доломитами, с юга на север вначале несколько сокращается по мощности, а затем между обнажениями 16 и 29 резко выклинивается. При этом в ней возрастает содержание обломочного материала, что, очевидно, связано с приближением к береговой полосе бассейна. Распределение терригенного материала в значительной степени зависит от положения разреза на тектонической структуре.

Значительно дальше к северу прослеживаются органогенно-обломочные известняки с прослоями устричников, принадлежащие к пачке II. В них, так же как и в породах пачки I, содержание обломочного материала возрастает по направлению к северной периклинали. Особенно обогащены терригенными включениями породы разрезов 29, 15 и 13.

Верхняя часть горизонта l_1, состоящая из пачек III и IV, протягивается еще дальше к северу и полностью выклинивается лишь на северном погружении поднятия, предварительно фациально заместившись глыбовыми фарфоровидными известняками сузакского возраста.



Фиг. 24. Литолого-фациальные профили горизонта l_1 вдоль оси Восточной (*А*) и Западной (*Б*) антиклиналей

1 — базальный конгломерат;
2 — доломит;
3 — известняк органогенно-обломочной структуры с обломками устриц;
4 — известняк органогенной и органогенно-обломочной структуры;
5 — оолитовый известняк;
6 — известняк органогенно-оолитовой структуры;
7 — доломит реликтовой структуры

Только в южных разрезах профиля можно хорошо различать пачку III, сложенную органогенными (гастроподовыми) известняками, и пачку IV, представленную оолитовыми разностями. Между обнажениями 1 и 17 гастроподовые известняки пачки III фациально замещаются оолитовыми, и обе пачки, таким образом, сливаются воедино. Пелитоморфные доломиты, венчающие разрез горизонта на юге, к северу быстро выклиниваются между разрезами 18 и 1.

Очень сходно строение алайского карбонатного горизонта l_1 в профиле, с юга на север пересекающем Западную антиклиналь (см. фиг. 24). Здесь можно наблюдать ту же последовательность выклинивания отдельных слоев, что и в пределах меридионального профиля Восточной антиклинали. Основные отличия здесь сводятся к тому, что слои доломитов распространены в кровле пачек II и IV, а на границе пачек III и IV появляются линзы доломитовых пород.

Итак, в пределах обоих поднятий горизонт l_1 имеет трансгрессивное строение: в нем каждая последующая пачка на площади перекрывает предыдущую, что обусловлено непрерывным наступлением вод палеобассейна с юга на север.

В северных разрезах содержание обломочного материала увеличивается, что указывает на расположение источников сноса в этом направлении. В направлении от берега увеличивается количество и мощность прослоев доломита, появляющихся в различных частях разреза горизонта l_1.

Все перечисленные литолого-фациальные особенности строения карбонатного горизонта в значительной мере обусловлены региональными причинами. Однако при более детальном анализе строения горизонта l_1 (см. фиг. 24) можно обнаружить в нем также следы несомненного влияния локальных конседиментационных структур.

Прежде всего привлекает внимание довольно своеобразное изменение мощности рассматриваемого карбонатного горизонта (табл. 16). Представление о законах распределения мощности l_1 в пределах Восточной и Западной антиклиналей дают диаграммы, приведенные на фиг. 25. Принцип построения этих графиков заключается в следующем. По горизонтали в соответствующем масштабе показано относительное расположение изученных обнажений, а по вертикали отложены значения мощности, замеренные в данном пункте наблюдения. Таким образом, кровля горизонта условно принята за горизонтальную плоскость, а соединяя пунктирной кривой отрезки, равные замеренным мощностям, получаем представление о рельефе дна бассейна в момент отложения пород карбонатного горизонта. Разумеется, полученные контуры лишь приближенно характеризуют строение дна древнего водоема.

Сравнивая полученные таким образом диаграммы мощностей, изображенные на фиг. 25, с геологическими профилями фиг. 24, можно прийти

Таблица 16

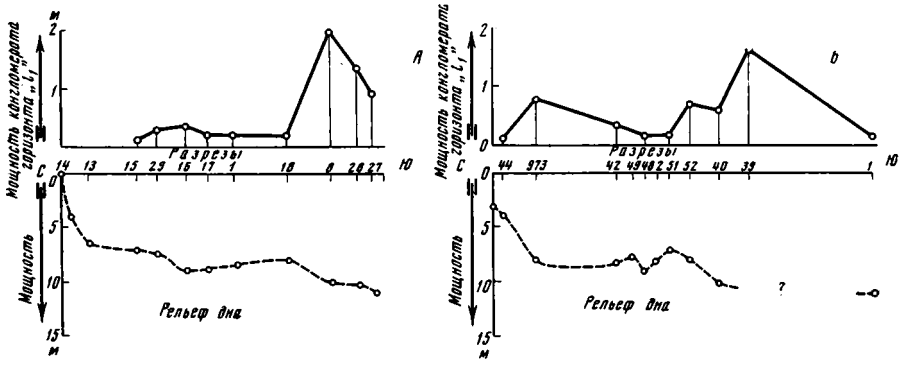
Изменение мощности горизонта l_1 в меридиональном направлении

Восточная антиклиналь		Западная антиклиналь		Восточная антиклиналь		Западная антиклиналь	
№ обн.	мощность, м	№ обн.	мощность, м	№ обн.	мощность, м	№ обн.	мощность, м
14	0	22	3,20	17	9,00	2	8,80
14а	4,10	44	4,05	1	8,90	51	7,60
13	6,50	973	8,70	18	8,10	52	8,30
15	7,10	42	8,70	8	10,50	40	10,60
29	7,80	49	8,10	28	10,90	1	11,90
16	9,30	48	9,60	27	11,20		

к выводу, что в присводовых частях современных Восточной и Западной структур мощности алайских карбонатных отложений уменьшаются. Это свидетельствует о доалайском возрасте этих поднятий. Во всяком случае очевидно, что во время отложения горизонта l_1 зародыши поднятий уже существовали и оказывали активное влияние на распределение карбонатных осадков по дну водоема.

С другой стороны, несомненно, имеются и явные отличия в морфологии древних и современных антиклиналей. Привлекают внимание чрезвычайно пологие очертания алайских структур в отличие от ярко выраженных и имеющих большую амплитуду современных складок. Кроме того, очевидно, что древние алайские складки формировались на фоне общего погружения дна палеобассейна с севера на юг, благодаря чему их северные переклинали были выражены очень слабо и сливались с общим поднятием всей территории, которое и определяло положение береговой линии.

Литолого-петрографическое изучение горизонта l_1 показало, что колебания его мощности обычно вызывают довольно существенные изменения



Фиг. 25. Диаграммы мощностей горизонта l_1 в разрезах Восточной (*А*) и Западной (*Б*) антиклиналей и изменения мощности базального конгломерата

структур и текстур слагающих его карбонатных пород. В пачке I с мощностью всего горизонта в целом тесно связана мощность и петрографический состав базального конгломерата, в пачке II на изменение суммарной мощности чутко реагирует соотношение мергелистых и серпуловых разновидностей цемента устричника, в пачках III и IV в зависимости от положения на структуре меняется распространение и состав известковых оолитов.

Базальный конгломерат горизонта l_1 развит в нижней части пачки I и сложен галькой кремнево-хальцедоновых пород, палеозойских известняков, эффузивов и сланцев, сцементированной пелитоморфным доломитом. Часто он заполняет карманы в подошве горизонта.

Выклинивание пачки I в направлении с юга на север не влечет за собой исчезновения базального конгломерата; далее к северу он переходит в подошву вышележащей пачки II, а после ее выклинивания — в основание пачек III—IV. Таким образом, в профиле отчетливо видно, что базальный конгломерат горизонта l_1 не является на всей площади распространения синхронным образованием; по мере движения с юга на север мы наблюдаем все более молодые части этой терригенной фации.

Разновозрастность конгломератов хорошо видна при сравнении южных и северных разрезов. Так, в южных разрезах Восточной антиклинали мощный слой базального конгломерата делится на две части. Нижняя половина пласта сложена мелкогалечным конгломератом, местами переходящим в гравелит, причем размер галек в среднем редко превышает 1,5 *см*. В отличие от нее верхняя половина повсеместно представлена конгломератом, хорошо окатанные гальки которого достигают 2—5 *см* в диаметре.

В северной части той же структуры распространен однородный пласт крупногалечного конгломерата с галькой 2—8 *см* в поперечнике. Вероятно, он параллелизуется с верхней половиной южных разрезов.

Весьма определенную картину позволяет нарисовать анализ мощности базального конгломерата, результаты которого приведены на фиг. 25. При рассмотрении чертежей видно резкое уменьшение накопления базального конгломерата в присводовой части антиклиналей. Интересно также, что накопление наиболее мощных пластов конгломерата происходило у подножия древних поднятий, на стороне, обращенной к наиболее глубоководной части бассейна.

Все упомянутые выше особенности базального конгломерата горизонта l_1 можно объяснить, если учесть, что фация конгломератов представляла собой терригенный «след» трансгрессирующего водоема. Быстрее и легче всего продвижение береговой линии на север осуществлялось на участке с ровным и пологим рельефом. В других местах растущие антиклинали препятствовали развивающейся трансгрессии и временно задерживали продвижение бассейна к северу. У подножия таких поднятий обычно накапливались более мощные пласты конгломератов, так как процесс терригенного осадконакопления здесь был более длительным, чем в других частях конседиментационных структур.

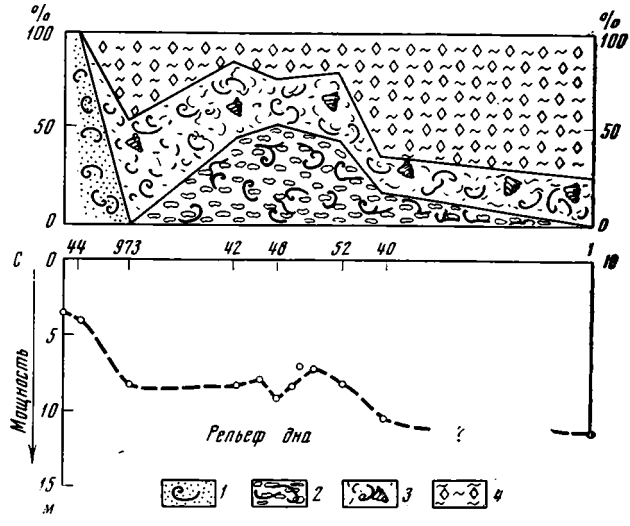
В строении пачки II участвуют три структурные разновидности карбонатных пород. Чаще всего встречаются известняки органогенно-обломочной структуры, сложенные обломками раковин серпул (серпуловые разности), и органогенно-обломочные известняки, состоящие из обломков раковин гастропод, пелеципод и панцирей иглокожих с мергелистым цементом (мергелистые разности). Обе разновидности обычно содержат многочисленные обломки раковин устриц. Третьим типом пород являются известковые доломиты реликтовой органогенно-обломочной структуры. Все три типа пород в наиболее прибрежных частях палеобассейна замещались известковыми гравелитами с многочисленными включениями обломков устриц.

Для каждого изученного разреза мы вычислили относительную распространенность выделенных структурных типов по мощности. При этом общая мощность пачки II была принята за 100%, а распространение каждой структурной разновидности известняков вначале было выражено в суммарной мощности всех его прослоев, а затем переведено в проценты. Более подробно результаты этих исследований изложены в опубликованной ранее статье (Холодов и др., 1956). Здесь мы сразу перейдем к обсуждению фиг. 26, на которой показано соотношение различных структурных типов пород пачки II в пределах Западной антиклинали.

Как следует из графика, в присводовой части этой структуры в пачке II преимущественно распространены серпуловые устричники, а в наиболее погруженных участках — мергелистые. Такие взаимоотношения легко объяснить, если вспомнить, что, по мнению А. И. Осиповой, серпулы охотно селились в тех мелководных участках, где волнение достигало дна и в осадках накапливалось большое количество раковинного детритуса. Мергелистые разновидности, наоборот, довольно определенно тяготеют к пониженным, следовательно затишным, участкам дна палеогенового моря.

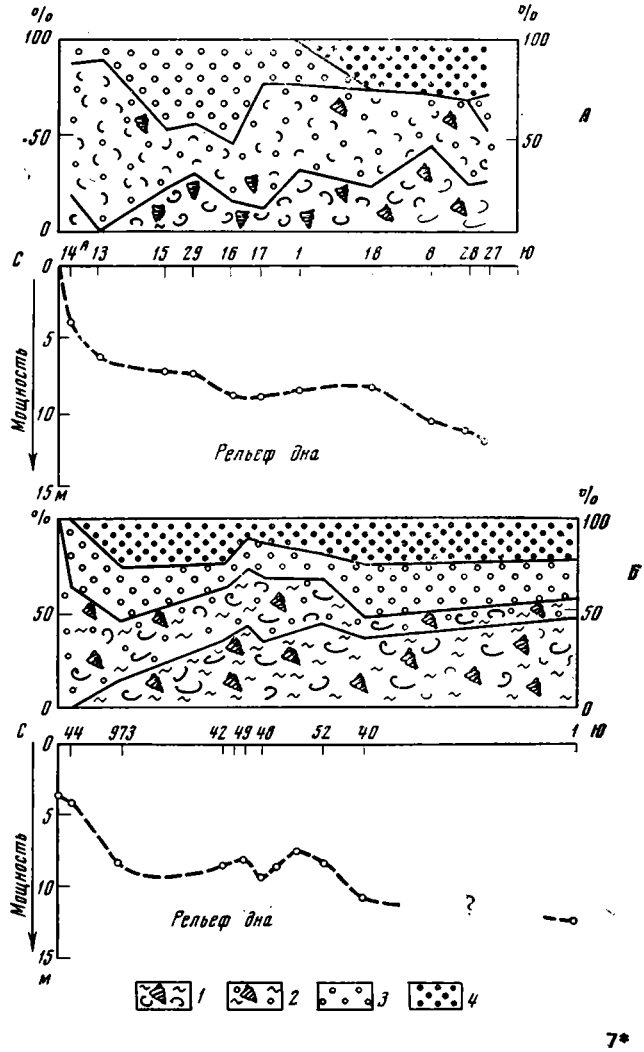
Весьма определенно присводовую часть Западной антиклинали оконтуривает зона сокращенных мощностей известковых доломитов. В более глубоких частях палеоводоема относительное значение доломитов пачки II заметно возрастает.

Литолого-петрографическое изучение карбонатных пород, слагающих пачку III-IV горизонта l_1, позволило выделить среди них гастроподовые, органогенно-оолитовые, оолитовые и «отрицательно-оолитовые» разновидности. Наиболее широко распространены три первых типа карбонатных пород.



Фиг. 26. График соотношения различных типов пород пачки II горизонта I_1 в разрезах Западной антиклинали

1 — известковый гравелит с обломками устриц;
2 — серпуловый органогенно-обломочный известняк;
3 — мергелистый органогенно-обломочный известняк;
4 — доломит реликтовой структуры



Фиг. 27. Графики соотношения различных типов пород пачки III-IV горизонта I_1 в разрезах Восточной (*А*) и Западной (*Б*) антиклиналей

1 — породы органогенной и органогенно-обломочной структуры;
2 — породы органогенно-оолитовой структуры;
3 — породы оолитовой структуры;
4 — породы реликтовой структуры

Таблица 17

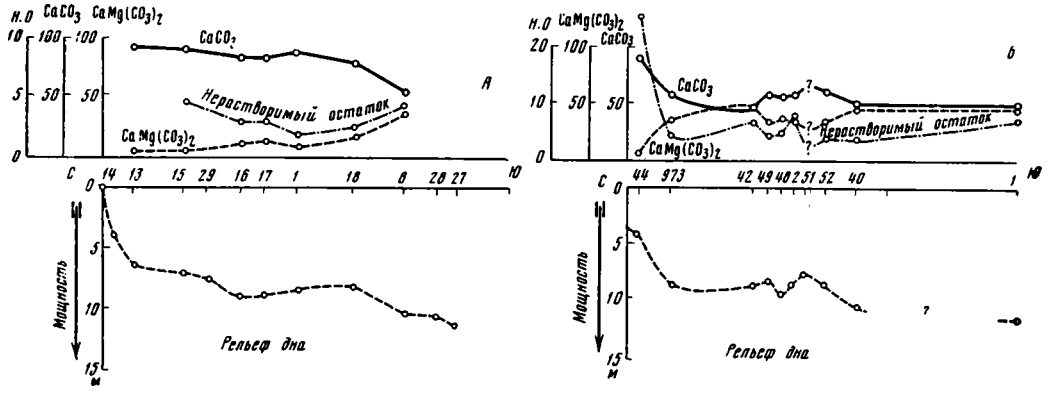
Среднее содержание породообразующих компонентов в разрезах изученных меридиональных профилей Восточной (I) и Западной (II) антиклиналей (в %)

I				II			
№ обн.	н. о.	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	№ обн.	н. о.	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
13 (9) *	—	92,54	1,74	44 (7)	26,93	91,47	3,23
15 (6)	4,99	91,42	1,74	73 (18)	4,29	57,58	38,11
16 (9)	2,94	84,28	10,04	42 (10)	7,06	44,60	48,36
17 (8)	3,18	82,84	12,82	49 (25)	4,38	59,11	36,06
1 (10)	1,58	86,20	9,33	48 (26)	4,90	57,53	37,94
18 (6)	2,71	76,84	17,71	2 (11)	8,15	58,53	36,99
8 (5)	4,62	53,06	35,85	52 (25)	4,51	61,40	33,99
				40 (16)	4,61	49,57	46,17
				1 (15)	7,37	49,44	46,03

* В скобках указано число проанализированных проб.

В результате микроскопического исследования и пересчетов, выполненных аналогично уже описанным расчетам соотношений структурных типов пород пачки II, нами были построены графики (фиг. 27). При их рассмотрении привлекает внимание, что в присводовых частях растущих антиклинальных структур заметно уменьшается распространенность оолитовых структур и возрастает значение органогенно-обломочных. Таким образом, структуры пород карбонатного горизонта l_1 в очень большой степени зависели от положения по отношению к зарождающемуся поднятию.

Не менее чутко реагирует на изменение мощности горизонта средний химический состав слагающих его пород. Это было установлено следующим образом. При изучении разрезов в поле в них отбирали пробы пород, характеризующие примерно равные интервалы мощности горизонта l_1. Каждый образец был затем подвергнут сокращенному карбонатному анализу по методу Пчелинцева с определением нерастворимого остатка, CaO и MgO, а затем две последние величины были пересчитаны на кальцит и доломит в соответствии с общепринятой методикой. В конечном счете в каждом изученном разрезе горизонта l_1 было вычислено среднее арифметическое содержание породообразующих компонентов (нерастворимый остаток, $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$). Результаты приведены в табл. 17, а обобщенные данные — на фиг. 28.



Фиг. 28. Изменение среднего химического состава пород горизонта l_1 в изученных разрезах Восточной (*А*) и Западной (*Б*) антиклиналей

В обоих случаях между средним химическим составом горизонта в данном разрезе и его положением на структуре существует определенная зависимость. Повсеместно с уменьшением мощности связано увеличение содержания $CaCO_3$ и падение содержания доломита. В результате кривые распределения средних содержаний $CaCO_3$ как бы повторяют диаграммы мощностей, а кривые содержаний доломитов представляют собой их зеркальное отражение. Следует отметить, что аналогичные изменения среднего химического состава отмечаются не только в меридиональном, но и широтном направлении (Холодов и др., 1956).

В целом очевидно также, что распределение доломита в изученных разрезах сходно с распределением нерастворимого остатка. Причины своеобразной дифференциации карбонатного материала в различных частях конседиментационных поднятий следует, по-видимому, искать в различных первичных формах нахождения карбонатов. Микроскопическое изучение показывает, что в карбонатных отложениях l_1 кальцит чаще всего слагает органогенные остатки или образует оолиты и сферолиты. Весьма подчиненную роль играет тонкозернистый карбонат кальция, в основном возникший в результате механического истирания раковинного детритуса.

В отличие от кальцита доломит никогда не образует оолитов, сферолитов и не слагает раковин организмов, если исключить явные случаи вторичного замещения. Это позволяет предположить, что исходный материал для формирования кристаллов доломита поступал в водоем в виде очень тонкой взвеси. С этой точки зрения понятно, что в зонах интенсивного движения вод, где находились приподнятые участки, преобладали грубые карбонатные осадки, состоящие из раковин и раковинного детритуса, т.е. легко накапливался кальцит. Наоборот, тонкие, легко взмучивающиеся частицы карбонатного ила вымывались с приподнятых участков и отлагались во впадинах. Естественно, что именно в затишных участках преимущественно накапливались магнезиальные соединения, впоследствии образовавшие доломитовые илы.

Таким образом, первичные формы нахождения карбонатов, по-видимому, определили их последующую дифференциацию и пространственную связь растущих складок с фациальными особенностями пород горизонта l_1.

В заключение следует более подробно рассмотреть вопрос о происхождении доломитов алайского карбонатного горизонта. Как было показано выше, распределение $CaMg(CO_3)_2$ в разрезе и на площади свидетельствует о седиментационном происхождении первичных магнезиальных соединений. В то же время многочисленные факты, полученные при микроскопическом исследовании пород, указывают на вторичность доломита как минерала. Действительно, в породах горизонта l_1 очень широко распространены реликтовые органогенные и оолитовые структуры, возникающие в результате замещения различных частей осадка или породы кристалликами доломита. Так, например, в шлифах очень часто можно видеть, как мелкие ромбоэдры доломита развиваются внутри оолитов, как бы разъедая его концентры. В конечном счете вместо оолита остается бесформенная группа кристаллов доломита, в которой лишь угадываются контуры этого образования. Совершенно так же протекает замещение известковых раковин гастропод, серпул и пелеципод.

Интересно, что процессы доломитизации обычно сопровождаются интенсивной вторичной кальцитизацией, причем крупнокристаллический кальцит в доломитовых породах слагает отдельные монокристаллы в цементе или заполняет полости внутри раковин и оолитов. Вероятно, это можно рассматривать как доказательство растворения $CaCO_3$ в процессе замещения.

Очень важно, что между химическим составом пород и интенсивностью процессов вторичной доломитизации, несомненно, существует очень близ-

кая зависимость. Чтобы наглядно выявить эту связь, мы специально исследовали 203 пробы пород горизонта I_1, отобранные в описанных выше разрезах меридиональных профилей Западной и Восточной антиклиналей.

По химическому составу, или, точнее, по содержанию магния, среди изученных проб были выделены известняки (0—20%), известняки доломитовые (20—50%), доломиты известковые (50—80%) и доломиты (80—100% $CaMg(CO_3)_2$).

С другой стороны, по интенсивности процессов вторичной доломитизации породы разделяются на три группы структур. Первая включает неизмененные породы органогенно-оолитовой структуры. Разумеется, в ней различаются органогенные, органогенно-оолитовые и оолитовые разности. Вторая группа реликтовых структур характеризуется развитием процессов замещения и перекристаллизации, иногда довольно значительно изменяющих первичный облик породы. В нее входят органогенная, органогенно-оолитовая, оолитовая и неясно выраженная реликтовая структуры. Третья группа объединяет кристаллические разности карбонатных пород. Можно предполагать, что по крайней мере часть этих образований возникла в результате полного «стирания» первичных особенностей осадка, т. е. представляет собой конечный результат вторичной доломитизации.

Микроскопические исследования и подсчеты позволили представить изученный нами каменный материал в виде табл. 18. Из нее следует, что среди известняков наиболее распространены органогенные, органогенно-оолитовые и оолитовые разности, среди доломитов — мелкокристаллические структуры, а промежуточные типы ряда известняк — доломит характеризуются развитием реликтовых структур.

Можно, по-видимому, утверждать, что с увеличением содержания магния в исходном осадке соответственно возрастает интенсивность процессов доломитизации и уничтожаются его первичные структурные особенности.

В целом доломиты алайского палеоводоема следует рассматривать как типичные седиментационно-диагенетические образования (Страхов, 1956_2; по данным Осиповой).

Большинство исследователей (Холодов и др., 1957), изучавших образование доломитов этого района, считает, что магнезиальные соединения приносились в палеогеновое море реками; одновременно имело место некоторое опреснение краевой части бассейна, где была широко распростра-

Таблица 18

Зависимость структур карбонатных пород от их химического состава

Структура	Известняк	Известняк доломитовый	Доломит известковый	Доломит
Мелкокристаллическая	—	3	20	17
Реликтовые структуры				
неясно выраженная	—	12	10	2
оолитовая	—	1	5	3
органогенно-оолитовая	—	11	4	—
органогенная	4	17	7	—
Оолитовая	18	7	1	1
Органогенно-оолитовая	19	3	—	—
Органогенная	38	—	—	—

Примечание. Цифры — число образцов с данной структурой; преобладающие случаи подчеркнуты.

нена пресноводная фауна типа *Unio* или *Potamides*. Возможно, что магний выпадал в осадок в виде тонкой магнезитовой взвеси и волнениями относился в более глубоководные и затишные участки, где и оседал на дно.

Одновременно осаждавшийся биогенный кальцит в виде раковин и детрита разбавлял массы осажденного магния. На сводах растущих антиклиналей благодаря сортирующей деятельности моря заметно преобладал грубообломочный кальцит, тогда как в соседних впадинах смешивались карбонаты кальция и магния. Вместе с ними в осадок попадало органическое вещество, образующееся в результате гибели огромного количества устриц, гастропод, пелеципод, иглокожих и водорослей.

Диагенетическое разложение органического вещества в результате жизнедеятельности бактерий в карбонатных илах способствовало выделению CO_2 и увеличению щелочного резерва иловых вод за счет растворения карбонатов. Этот процесс в конечном счете приводил к генерации $CaMg(CO_3)_2$.

Очень важным обстоятельством следует считать избыток органического вещества в илах. Во всяком случае процесс доломитообразования не регулировался особенностями распределения органики на площади, а повсеместно шел до тех пор, пока все количество исходного магниевого материала не оказывалось связано в доломит.

Для наших дальнейших построений очень важно подчеркнуть, что благодаря такому полному связыванию магния в доломитовую молекулу его распределение на площади палеоводоема является четким индикатором древнего рельефа дна и той первичной фациальной обстановки, которая господствовала во время образования рудоносных отложений.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И СОСТАВ УРАНО-ВАНАДИЕВЫХ РУД

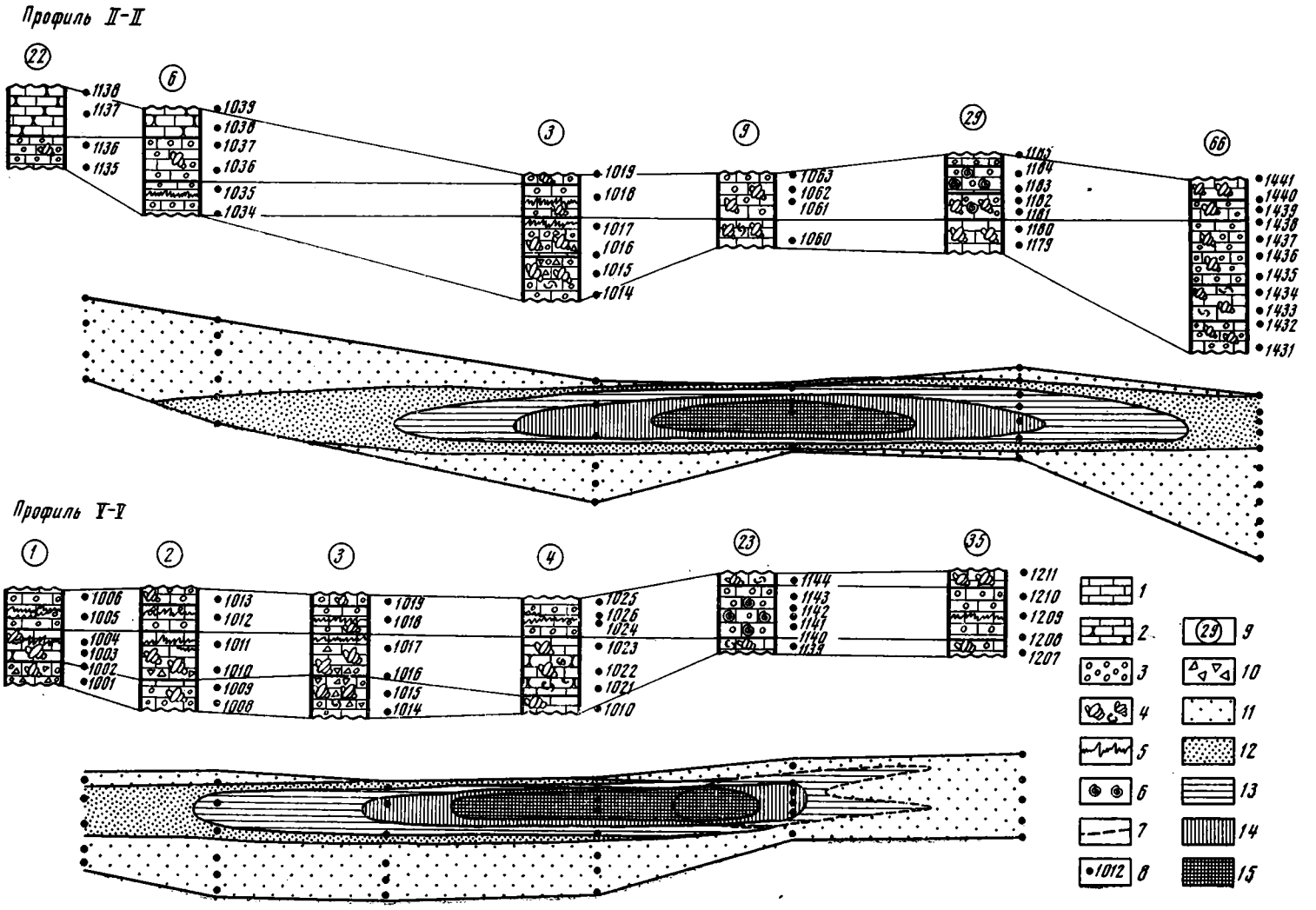
В разрезе карбонатного горизонта l_1 урано-ванадиевое оруденение встречается не повсеместно, а обычно приурочено к пластам известняков II, III, и IV пачек. Разделяющие эти известняки прослои и линзы доломитов, как правило, оруденения не содержат.

В пределах пачки II рудосодержащим слоем является пласт устричника с серпуловым или мергелистым цементом. В пачке III носителем урано-ванадиевых руд обычно бывает гастроподовый органогенный или органогенно-обломочный известняк, тогда как в пачке IV оруденение всегда связано с оолитовыми или органогенно-оолитовыми разностями пород. В тех участках месторождения, где гастроподовые известняки фациально замещаются оолитовыми, а пачка III сливается с пачкой IV, в разрезе рудоносны только два стратиграфических интервала — устричника и оолитового известняка.

В плане оруденение распределено не повсеместно, а образует две узкие подковообразные полосы, расположенные в Центральной и Восточной синклиналях (см. фиг. 21). В других местах оно обычно представлено вторичными урано-ванадиевыми минералами (Южный, Северный, Северо-Восточный и другие участки). Еще более детальное рассмотрение каждой рудоносной полосы в плане и в разрезе показывает, что она не сплошная, а распадается на ряд рудных тел, разделенных безрудными породами.

Чтобы получить представление о распределении главных рудных компонентов — урана и ванадия — в пределах таких отдельных рудных скоплений, нами были детально исследованы два участка. На первом урано-ванадиевая минерализация приурочена к оолитовому известняку пачки III-IV горизонта l_1, на втором — к устричнику II пачки.

Методика изучения заключалась в следующем. Изучаемые разрезы располагали так, что они равномерной сеткой покрывали всю площадь руд-


Профиль II-II
22
6
3
9
29
66
1138
1137
1136
1135
1039
1038
1037
1036
1035
1034
1019
1018
1017
1016
1015
1014
1063
1062
1061
1060
1183
1182
1181
1180
1179
1441
1440
1439
1438
1437
1436
1435
1434
1433
1432
1431
Профиль V-V
1
2
3
4
23
35
1006
1005
1004
1003
1002
1001
1013
1012
1011
1010
1009
1008
1019
1018
1017
1016
1015
1014
1025
1026
1024
1023
1022
1021
1010
1144
1143
1142
1141
1140
1139
1211
1210
1209
1208
1207
1 1012
2 29
3 10
4 11
5 12
6 13
7 14
8 15

ного тела. В каждом разрезе, помимо тщательного описания слоев и прослоев горных пород и зарисовок их текстур, через каждые 0,20—0,30 *м* отбирали образцы. Всего таким способом было отобрано более 1200 образцов, достаточно представительно характеризующих оруденение как в разрезе, так и на площади. В пределах оолитового пласта было изучено 35 разрезов; их относительное расположение в плане приведено на фиг. 30.

Из каждого отобранного образца карбонатной породы был изготовлен прозрачный шлиф. Их изучение под микроскопом позволило довольно точно сопоставить различные разрезы. Кроме того, радиометрическое опробование каждого образца дало возможность представить распределение eU_3O_8 как в отдельных разрезах, так и на площади.

Изменение литолого-петрографического состава рудоносного пласта в широтном и меридиональном направлении было исследовано в профилях. В качестве примера на фиг. 29 приведен один широтный профиль II и один субмеридиональный профиль V. При их сравнении привлекает внимание, что рудоносные отложения больше всего изменяются в направлении с юга на север, тогда как с запада на восток изменения обычно весьма незначительны.

Суть этих изменений, происходящих в меридиональном направлении, сводится к следующему. Серые и темно-серые плотные оолитовые рудосодержащие известняки, имеющие многочисленные стилолитовые швы с рудной минерализацией, в северных разрезах становятся кремнистыми. Еще дальше к северу окремнение исчезает, и широко распространяются безрудные, сильно отбеленные и пиритизированные оолитовые породы.

Окремненные породы образуют линзовидное тело, мощность которого примерно равна мощности рудного пласта, а форма (см. фиг. 29) в разрезе напоминает полумесяц или, как это названо в работах Д. Р. Шоу (1955), тело типа ролл.

Распределение урана в меридиональном профиле в изолиниях показано на фиг. 29; в северной части оно в общих чертах совпадает с развитием кремнистых пород, а на юге распространено значительно шире окремнения, причем здесь оруденение продолжается в виде пластово-линзовидного тела. В целом очевидно, что урановая минерализация залегает также в виде рудного тела типа ролл, но гораздо более крупного, нежели кремневая конкреция.

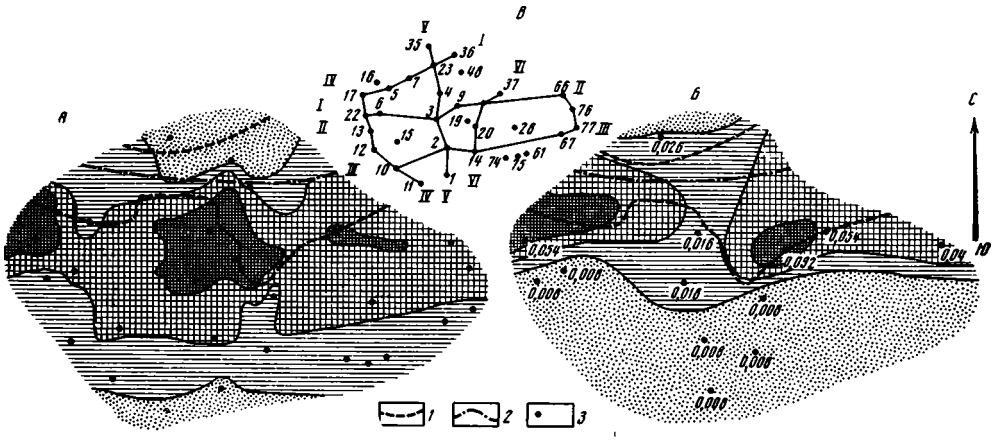
Распределение уранового оруденения в плане показано на фиг. 30, *А*. В каждом разрезе вычислено среднее арифметическое содержание eU_3O_8, и на этой основе проведены изолинии равных содержаний. Очевидно, что в изученном случае мы имеем дело с крупной и сложно построенной линзой типа ролл. В северной ее части распространена зона окремнения, контуры которого показаны на чертеже жирными линиями.

Чтобы выявить закономерности распределения ванадия в пределах этого же рудного тела, из всех отобранных проб рудоносного горизонта в 14 изученных разрезах были составлены 14 средних проб. От каждого образца отбирали навеску в виде порошка весом 50 *г*. Затем его растирали до пудры и двукратно квартовали.

Результаты химического определения V_2O_5, SiO_2, Fe_2O_3, P_2O_5, Al_2O_3 в полученных таким образом средних пробах приведены в табл. 19. На

Фиг. 29. Литологический состав пород и распределение урана в разрезах оолитового пласта горизонта l_1

1 — известняк;
2 — доломит;
3 — оолитовая структура;
4 — органогенная и органогенно-обломочная структура;
5 — стилолитовые швы;
6 — окремнение;
7 — границы окремнения в профиле;
8 — точки отбора и номера проб;
9 — номера разрезов;
10 — микробрекчия;
11—15 — распределение урана в изученном профиле (плотность штриховки соответствует увеличению содержания металла)



Фиг. 30. Распределение рудных компонентов в породах оолитового пласта горизонта l_1

А — карта средних содержаний урана (плотность штриховки соответствует увеличению содержания металла);
Б — карта средних содержаний ванадия;
В — схема относительного расположения разрезов; арабскими цифрами обозначены номера разрезов, римскими — номера профилей:
1 — внешние контуры окремнения;
2 — внутренние контуры окремнения;
3 — местоположение разрезов

основании полученных данных была построена карта равных содержаний пятиокиси ванадия (см. фиг. 30, *Б*).

При анализе распределения пятиокиси ванадия в оолитовом пласте привлекает внимание, что, в отличие от урана, максимальное содержание этого металла четко приурочено к линзе кремней, где достигает в средних пробах 0,09%. За ее пределами содержание V_2O_5 быстро падает до 0,008%.

Сравнение обеих карт, построенных для урана и ванадия, позволяет утверждать, что в разрезе и на площади наблюдается разобщение максимальных скоплений этих рудных компонентов. При этом урановые концентрации значительно более широко распространены, а ванадиевые более локальны и тесно связаны с окремненными участками.

Весьма интересные детали распределения ванадия были подмечены Г. В. Комаровой. Ею описаны пять разрезов и отобраны несколько десятков индивидуальных образцов. Расположение разрезов и места взятия проб показаны в нижней части фиг. 31. Разрезы объединяют четыре лито-

Таблица 19

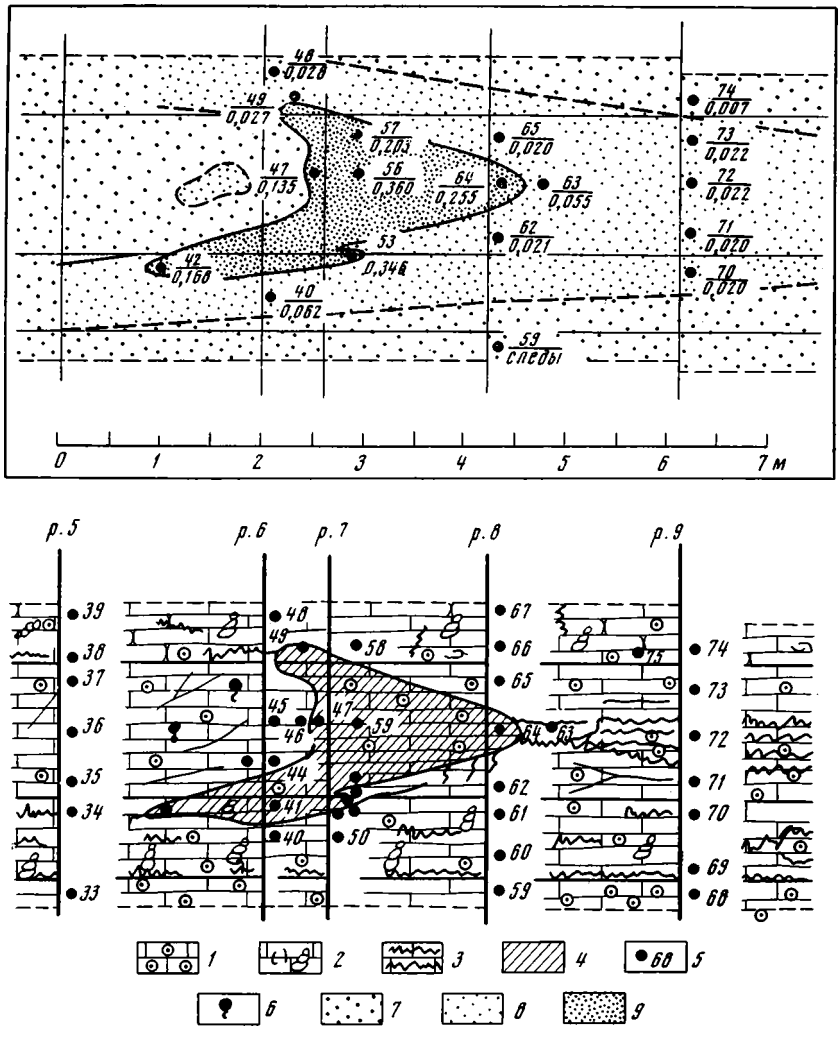
Распределение компонентов в средних пробах рудоносного оолитового пласта горизонта l_1 (в %)

№ пробы	SiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	Al_2O_3	V_2O_5	№ пробы	SiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	Al_2O_3	V_2O_5
1	0,54	0,12	0,02	0,10	0,008	20	0,34	0,20	0,02	0,09	0,008
2	0,44	0,36	0,04	0,10	0,008	23	0,40	0,07	0,02	0,08	0,03
3	0,32	0,32	0,04	0,09	0,018	22	0,28	1,60	0,04	0,07	0,008
6	0,30	0,36	0,02	0,07	0,008	29	15,80	0,19	0,03	0,22	0,032
4	17,94	1,20	0,04	0,14	0,016	35	0,32	0,28	0,02	0,05	0,026
16	1,10	0,34	0,04	0,05	0,016	37	12,36	0,68	0,03	0,10	0,054
14	0,44	0,20	0,02	0,10	0,008	66	18,40	0,32	0,02	0,10	0,041

логически различных пласта известняков и доломитовых известняков оолитовой, органогенно-оолитовой и органогенно-обломочной структуры. В пределах разрезов 6—8 залегает крупная кремневая конкреция, продолжением которой по направлению к разрезу 10 является мощная зона развития стилолитовых швов и парастилолитов.

Характерно, что слои карбонатных пород без существенных изменений прослеживаются в пределах кремнистых конкреций и границы их не имеют изгибов. Такие взаимоотношения, как известно, указывают на образование конкреций в сформировавшейся породе.

Вдоль выпуклой части кремневого стяжения контакт необычайно четкий и ровный. Здесь обычно наблюдается скопление вязкого черного битума, который в виде пленки толщиной 5—6 *мм* оконтуривает кремневую конкрецию. Внутри кремнистого тела количество органического углерода



Фиг. 31. Распределение ванадия в разрезе оолитового пласта (по Г. В Комаровой)

Внизу — схематическая зарисовка разреза с окремнением и стилолитизацией оолитовых известняков:

1 — оолитовый известняк;

2 — гастроподовый или органогенно-обломочный известняк;

3 — стилолитовые швы;

4 — окремнение;

5 — места взятия проб;

6 — битуминозность пород

Вверху — диаграмма распределения содержания пятиокиси ванадия (в %):

7 — менее 0,01;

8 — от 0,01 до 0,1;

9 — более 0,1

заметно меньше по сравнению с вмещающими породами. Такое распределение органического вещества, вероятно, вызвано окремнением карбонатных пород, в процессе которого битум, первоначально содержащийся в них, был вытеснен к периферии стяжения. Концентрат черного битума, собранный из контакта кремнистой линзы, содержал 0,12% V_2O_5, а битум из стилолитового шва — около 0,04%.

По структурным и текстурным особенностям кремнисто-карбонатные породы, слагающие внутренние части конкреции, мало отличаются от вмещающих их известняков. Кварц и халцедон замещают отдельные структурные составляющие породы таким образом, что они сохраняют свой первоначальный облик. Под микроскопом обычно хорошо видно, что оолиты, раковины пелеципод, гастропод и участки цемента окремнены без нарушения их скульптурных форм. Характерно, что крупные кристаллы кварца образуются в тех участках, где первоначально можно предполагать наличие крупнокристаллического кальцита. Подобная закономерность была описана в работе С. Г. Вишнякова (1953), который считает, что в этом случае кремнезем замещал уже такой осадок, в котором все пустотки были заполнены раскристаллизованным кальцитом, т. е. осадок, превратившийся в горную породу. Интересные результаты были получены при изучении эффективной пористости кремнистых известняков по методу И. А. Преображенского (1938).

Таблица 20

Эффективная пористость рудосодержащих пород слоя 3 (в %)

Окремненные карбонатные породы	Бескремнистые карбонатные породы
3,37	19,30
2,90	15,88
2,01	12,15
1,76	14,60
5,48	15,95
2,14	16,50
1,96	14,80
	17,95
	16,31
	10,37
Среднее 2,80	13,52
	Среднее 15,24

Таблица 21

Распределение V_2O_5 (в %) в образцах карбонатных пород оолитового пласта (по Г. В. Комаровой)

№ обр.	V_2O_5	№ обр.	V_2O_5
101	0,010	73	0,022
100	0,008	72	0,022
48	0,028	71	0,020
49	0,027	70	0,020
47	0,135	20	0,014
42	0,168	19	0,182
40	0,062	18	0,175
57	0,203	17	0,140
56	0,360	16	0,066
53	0,346	5	0,042
65	0,020	1	Следы
64	0,255	12	0,055
62	0,021	25	Следы
74	0,007		

В табл. 20 приведены семь определений эффективной пористости окремненных пород; рядом для сравнения помещены определения эффективной пористости в бескремнистых породах того же слоя. В среднем эффективная пористость в кремнистых породах уменьшается по сравнению с бескремнистыми почти в 5,5 раз. Следовательно, процесс окремнения в данном случае протекал не только путем замещения различных частей карбонатных пород, но также путем заполнения трещин, пор, пустот. Учитывая все специфические черты изученных кремневых конкреций, можно прийти к выводу об их образовании в катагенетическую стадию.

Для оценки поведения ванадия (см. фиг. 31) во всех 27 образцах Г. В. Комаровой были выполнены определения содержания V_2O_5 химическим путем; результаты этих анализов приведены в табл. 21. Очевидно, что эти новые цифры лишь подтверждают подмеченную ранее закономерность: наиболее высокие содержания ванадия отчетливо тяготеют к кремнистым породам.

Специальные микроскопические исследования шлифов кремнистых пород показали, что ванадиевые минералы, главным образом меланованадит, густо импрегнируют карбонатно-кремнистые оолиты. По материалам И. Г. Ченцова (1959) и других, в окремненных оолитовых известняках распространена сульфидно-смолковая ассоциация. Из минералов ванадия здесь обнаружены патронит, меланованадит в смеси с урановой смолкой и сульфидами. При окислении кремнистых тел в них появляются ванадаты — раувит, хьюэтит, тюямунит. Можно предполагать присутствие роскоэлита, однако до сих пор в первичных карбонатно-кремнистых рудах он встречен не был.

В известняке-устричнике поведение уранового оруденения было охарактеризовано 64 разрезами (см. фиг. 33).

Изменение литолого-петрографического состава рудосодержащих пород в широтном (профиль VIII) и меридиональном (профиль III) направлении можно наблюдать на фиг. 32. Строение горизонта и в том, и в другом направлении сходно. Обычно он представлен либо органогенно-обломочным, серпуловым известняком, содержащим включения и обломки раковин устриц, либо органогенно-обломочным мергелистым устричником. Обе разновидности залегают в виде линз и весьма прихотливо сменяют друг друга в разрезе и на площади.

Окремнение в породах II пачки проявлено очень слабо и чаще всего встречается в виде локальных включений кварца в раковинах устриц.

Весьма сложные соотношения между различными типами известняков-устричников отражены в не менее сложной конфигурации рудных тел, что хорошо видно на диаграммах фиг. 32, где распределение eU_3O_8 в изученных профилях представлено в изолиниях. Следует, однако, подчеркнуть, что несмотря на прихотливое распределение оруденения в устричнике, здесь, как и в предыдущем случае, в меридиональном направлении вырисовываются не просто линзовидные, но роллоподобные рудные тела. В то же время из-за очень сложной конфигурации детали строения этих образований не совсем ясны.

Распределение урановых концентраций, связанных с горизонтом известняка-устричника в плане, изображено на фиг. 33, *А*. По сравнению с рудными скоплениями в оолитовом известняке они менее контрастны и более сложны.

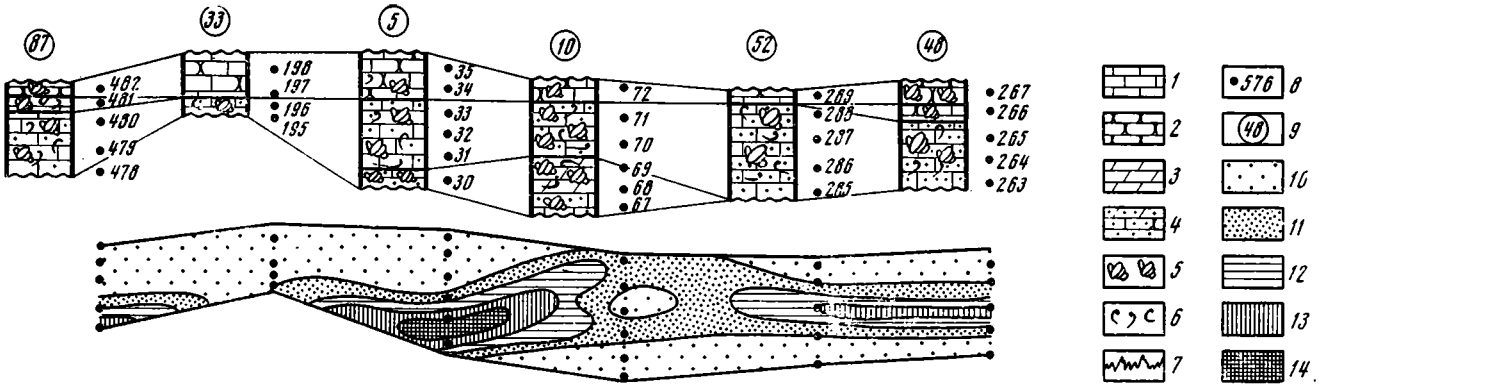
Чтобы выявить поведение концентраций ванадия и других компонентов, на изученной нами площади было отобрано 17 разрезов и из их образцов составлено 17 средних проб. Средние пробы составлены тем же способом, что и при изучении разрезов оолитового пласта. Результаты определения содержаний V_2O_5, P_2O_5, Al_2O_3, Fe_2O_3 и SiO_2 в средних пробах известняка-устричника представлены в табл. 22; на основании данных о поведе-

Таблица 22

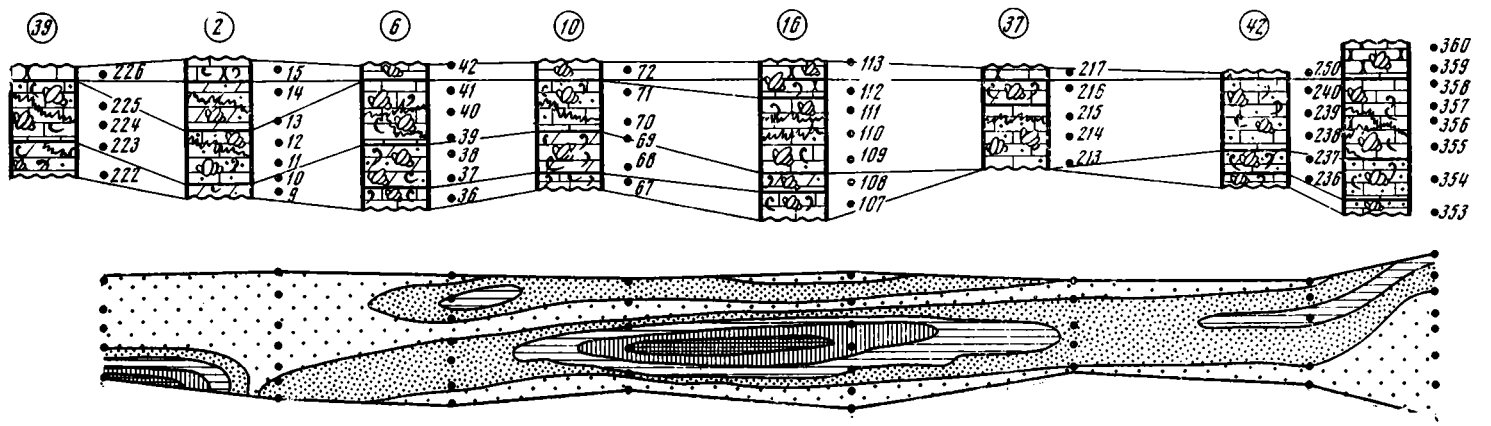
Распределение компонентов в средних пробах рудоносного устричного горизонта I_1 (в %)

№ пробы	SiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	Al_2O_3	V_2O_5	№ пробы	SiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	Al_2O_3	V_2O_5
2	1,52	0,36	0,03	0,10	0,022	43	1,41	0,21	0,06	0,19	0,000
6	1,40	0,12	0,04	0,23	0,030	46	1,20	0,12	0,04	0,17	0,016
10	1,54	0,14	0,05	0,18	0,053	48	1,15	0,13	0,04	0,11	0,02
16	1,40	0,10	0,04	0,16	0,032	52	1,29	0,43	0,04	0,15	0,029
33	1,13	0,13	0,04	0,12	0,016	64	1,89	0,19	0,03	0,22	0,008
37	1,15	0,15	0,04	0,17	0,024	69	2,86	0,11	0,08	0,39	0,016
38	1,70	0,17	0,06	0,22	0,022	87	1,70	0,19	0,04	0,25	0,068
39	1,89	0,85	0,06	0,25	0,008	89	0,90	0,08	0,03	0,08	0,008
42	1,20	0,09	0,04	0,20	0,044						

Профиль VIII – VIII



Профиль III – III



нии ванадия составлена карта, изображенная на фиг. 33, *Б*. Сравнение карт средних содержаний урана и ванадия приводит к выводу, что и в этом случае на площади наблюдается разобщение участков максимального скопления этих рудных компонентов.

Таким образом, на основании изложенного материала можно сделать следующие выводы.

1. Рудные концентрации интересующего нас месторождения представляют собой пластово-линзовидные и роллообразные тела, причем форма рудных скоплений, несомненно, указывает на их более позднее (по отношению к вмещающим породам) катагенетическое происхождение. Наложенный характер оруденения, образующего рудные тела типа «pod» и «roll», был ранее обоснован в работах Фишера (Fischer, 1942), Кольмана и Делаво (Coleman, Delavaux, 1957), В. Н. Холодова и др. (1961), В. Н. Холодова (1966), С. Г. Батулина и др. (1965), Шоу (Shaw, 1966). Было показано, что выпуклая часть роллов чаще всего расположена в пластах с максимальной проницаемостью, а ориентировка их в пласте определяется преобладающим направлением трещиноватости.

2. Рудные скопления ванадия очень часто ассоциируют с окремнением и тяготеют к вогнутой границе роллов. Ролл обычно имеет концентрическое строение, причем его внутренний концентр сложен урано-ванадиево-кремниевой зоной, а внешние — урановой.

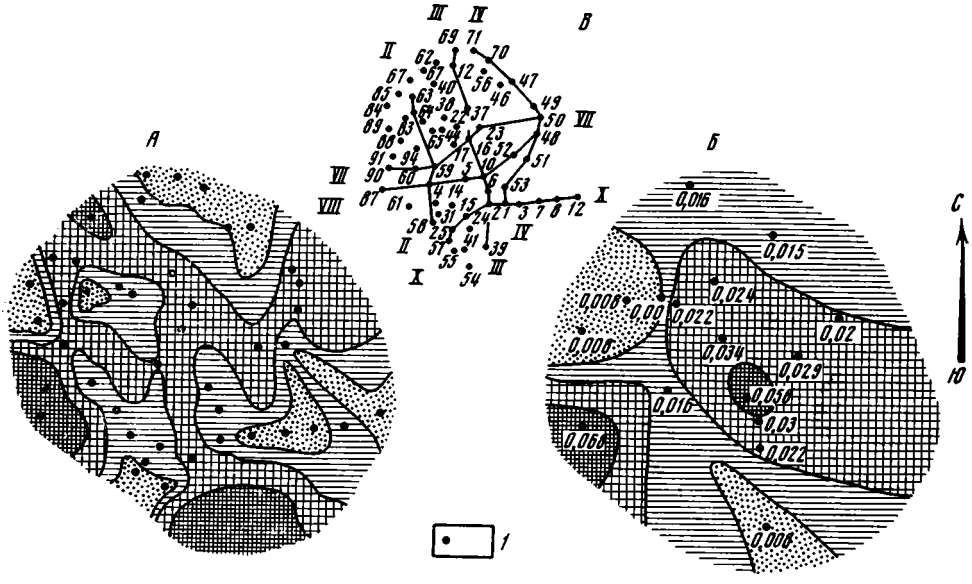
3. Форма рудных тел месторождения в значительной степени зависит от литолого-петрографического состава рудосодержащих пород. В оолитовых известняках это крупные роллы с резкими границами и сравнительно высоким содержанием рудных компонентов, тогда как в устричниках они представляют собой пластово-линзовидные, роллообразные скопления с расплывчатыми границами и относительно низким содержанием металлов. Возможно, это объясняется различной проницаемостью оолитовых известняков и устричников.

Для выяснения причины локализации рудных компонентов в определенных участках пласта 14 разрезов рудоносных и безрудных пород различных участков и горизонтов месторождения исследовались геохимически более детально. В образцах этих разрезов с помощью сокращенного карбонатного анализа по методу Пчелинцева было установлено содержание нерастворимого остатка, $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$, мокрым сжиганием в аппарате Кноппа — содержание органического углерода, экстрагированием в приборе Сокслета (ацетон, хлороформ, бензол) — общая битуминозность пород, химическим путем — содержание урана, полуколичественным спектральным анализом — распределение других элементов-примесей, с помощью фотометра Пфульриха дана цветовая характеристика проб в процентных соотношениях между черным, белым и цветным компонентами. В данной работе мы охарактеризуем два рудосодержащих и один безрудный разрезы (фиг. 34) как наиболее типичные.

Рудосодержащие породы в отличие от безрудных содержат повышенное количество органического вещества, нерастворимого в обычных растворителях. Количество $C_{орг}$ в отдельных рудоносных пробах достигает 1,5—4,0%, причем его распределение довольно четко контролирует поведение

Фиг. 32. Литологический состав пород и распределение урана в разрезах устричника горизонта l_1

1 — известняк;
2 — доломит;
3 — мергель;
4 — гравийные включения (возможно точечное окремнение);
5 — органогенная структура;
6 — обломки и включения устриц;
7 — сутуры и стилолиты;
8 — точки отбора и номера проб;
9 — номера разрезов;
10—14 — распределение урана в изученном профиле (плотность штриховки соответствует увеличению содержания металла)



Фиг. 33. Распределение рудных компонентов в породах устричника горизонта I_1

А — карта средних содержаний урана (плотность штриховки соответствует увеличению содержания металла); *Б* — карта средних содержаний ванадия; *В* — схема относительного расположения разрезов; арабскими цифрами обозначены номера разрезов, римскими — номера профилей; *1* — местоположения разрезов

урана (см. фиг. 34, вторая колонка слева). Как будет показано ниже, органическое вещество, связанное с рудоносной частью пласта, обычно распределяется в породе так же, как обычная нефть. По данным И. Г. Ченцова, оно не растворимо в обычных органических растворителях и в двухпроцентной щелочи. Химический состав и физические свойства позволяют отнести его к группе оксикеритов, по классификации В. А. Успенского и др. (1961).

В отличие от этих высококонденсированных и полимеризованных битумов, растворимые в хлороформе битумы примерно в одинаковых количествах присутствуют как в рудосодержащих, так и в безрудных породах; их содержание редко превышает 0,2—0,5%. Люминесцентно-битуминологический анализ, выполненный по методу, разработанному В. Н. Флоровской (1951), позволил, однако, установить, что качественно битумы рудосодержащих разрезов несколько отличаются от безрудных. В первых, как правило, заметно преобладает ЛБА (легкий битум А), состоящий из легких фракций масел, тогда как в безрудных породах распространены СБА (средний битум А) и САБ (смолисто-асфальтеновый битум А). В составе этих последних типов битумов преобладают смолы и асфальтены.

Сопоставляя эти данные с результатами определения $C_{орг}$, легко прийти к выводу, что в рудоносной части пласта совместно присутствуют, с одной стороны, очень легкие и слабо измененные битумы, а с другой — сильно метаморфизованные их разновидности; т. е. здесь наблюдается сильная дифференциация органического вещества. В безрудных разрезах, наоборот, битумы слабо дифференцированы и представляют собой довольно однородную смесь смолисто-асфальтеновых компонентов.

По данным химического и спектрографического анализа было установлено, что в рудоносных породах вместе с ураном накапливаются V, Co, Ni, Mo. При этом содержания V, Co и Ni обычно колеблются от 0,005 до 0,1%, Mo — от 0,001 до 0,0025%. Кроме того, в некоторых пробах отмече-

но повышенное содержание селена, иногда достигающее 0,01%. Эти элементы практически отсутствуют в безрудных частях пласта. Распределение элементов-примесей в разрезе обычно симбатно с распределением органического углерода и урана (см. фиг. 34).

Литолого-петрографическое изучение рудосодержащих и безрудных пород в штуфных пробах и прозрачных шлифах показало, что в структурах обеих разновидностей нет существенных отличий. Кроме того, как следует из сравнения разрезов фиг. 34, соотношение основных породообразующих компонентов, таких, как нерастворимый остаток, $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$, в пределах рудного тела и вне его практически постоянно.

Таким образом, сходство литолого-петрографического состава рудоносных и безрудных известняков ставит под сомнение наличие фациального контроля и позволяет предполагать возможность вторичного, катагенетического происхождения оруденения.

Вещественный состав урано-ванадиевых руд довольно сложен. В первичных рудах с органическим веществом ассоциируют урановая смолка, урановые черни, патронит, пирит и марказит. В незначительном количестве присутствуют включения разнообразных сульфидов, таких как молибденит, галенит, халькопирит, сфалерит; изредка встречаются ферроселит, клаусталит и самородный селен. В зоне окисления среди всех этих минералов широко распространены урано-ванадаты.

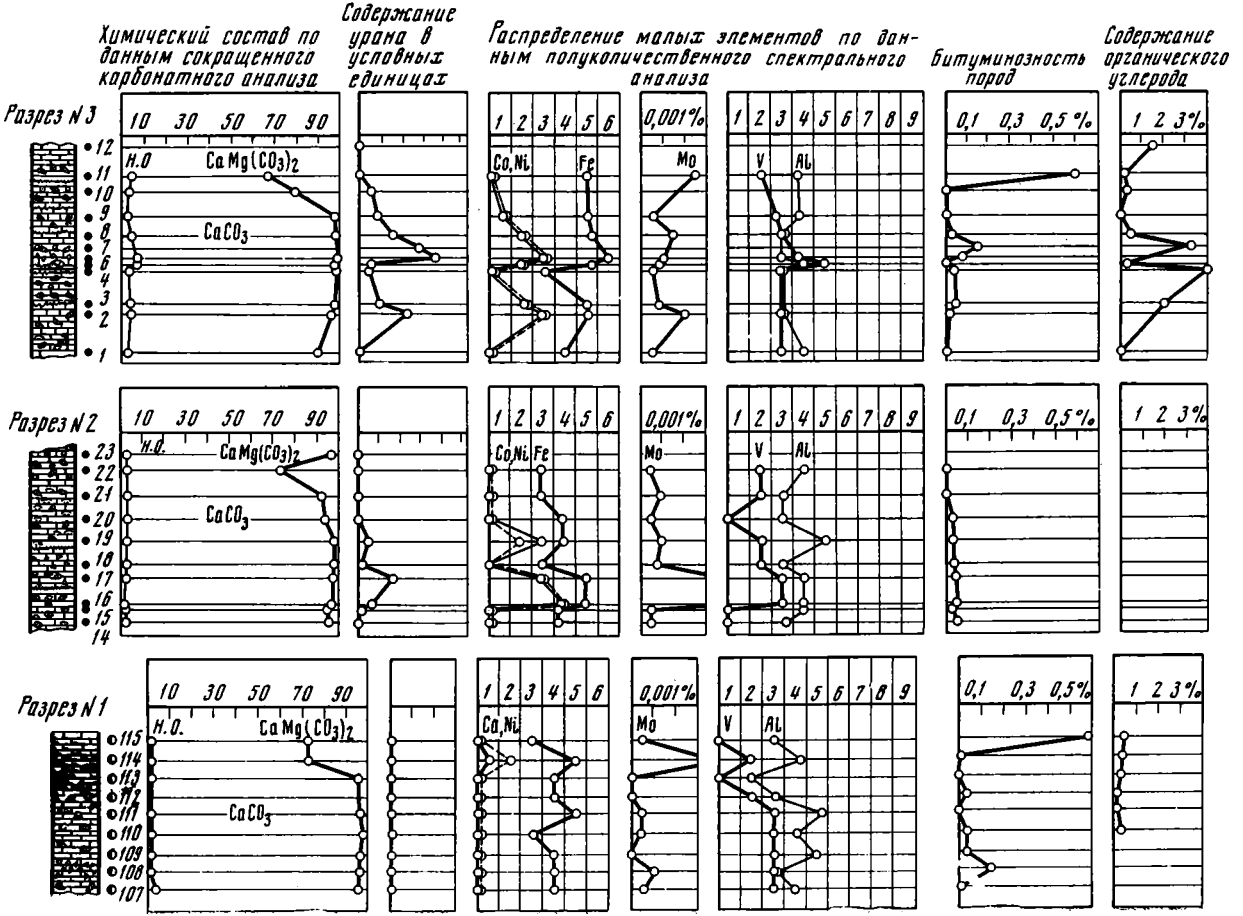
Рудные минералы в карбонатных породах приурочены к онколитам, выполняют внутренние части и концентры оолитов, связаны с фаунистическими остатками, цементом породы, сутуро-стилолитовыми швами и трещинами.

Урано-ванадиевая минерализация в онколитах не пользуется широким распространением, но представляет большой теоретический интерес, поскольку эта форма нахождения руды некоторыми исследователями считалась заведомо седиментационной.

Типичный пример распределения радиоактивных компонентов в онколитсодержащем оолитовом известняке приведен на фиг. 35. Вверху помещена фотография пришлифованной поверхности штуфа в натуральную величину. На фоне темно-серой оолитовой массы породы резко выделяются раковины мелких гастропод и их ядра со светлой водорослевой оторочкой. Размеры водорослевых карбонатных желваков в данном случае не превышают 2,5 *см*, однако в некоторых других частях месторождения встречаются *Oncolithes* достигающие 5—6 *см* в поперечнике. Внизу приведена радиография того же образца. Она изготовлена следующим образом. Исследуемый штуф положен пришлифованной поверхностью на чувствительную фотопленку и выдержан на ней в полной темноте несколько дней. Затем пленка проявлена, и с нее получен обычный отпечаток на фотобумаге. Разумеется, участки с повышенным содержанием урана (и других рудных компонентов) на отпечатке оказываются осветленными, примерно пропорционально его количеству.

При сопоставлении обеих частей фиг. 35 видно, что значительное количество урана заключено в цементирующей оолитовой массе породы, причем здесь обычно распространены его точечные включения, приуроченные к отдельным оолитам. На этом фоне резко выделяются черные, практически безрудные водорослевые оторочки онколитов, а внутри некоторых онколитовых желваков ядра гастропод заполнены рудным веществом.

Вопрос о природе оруденения в данном случае вызывал сомнения. Некоторые исследователи утверждали, что карбонатно-водорослевая оторочка онколита является своеобразной изоляцией и предохраняет ядро этого образования от проникновения рудоносных растворов внутрь после литификации осадка. Из этого делался вывод: минерализация была сконцентрирована в раковине гастроподы еще до того, как жизнедеятельность сине-зеленых водорослей, сочетавшаяся с волнением воды, привела к нарастанию карбоната кальция на органическом остатке. Следовательно,



Фиг. 34. Литологические колонки рудоносных (№ 3, 7) и безрудных пород (№ 1)

Условные обозначения на колонках те же, что на фиг. 29 и 32

скопление урановых минералов возникло еще в водах палеогенового моря. Такое, на первый взгляд, весьма правдоподобное утверждение полностью опровергнуто следующими подсчетами. В 22 пришлифованных штуфных пробах рудоносных пород вначале установлено общее число онколитов разной сохранности и размеров — 389. Сравнение с радиографиями показало, что только 167 из них содержат урано-ванадиевые минералы. Часть желваков полностью лишена органогенных ядер, а другая содержала совершенно безрудные раковинки. Затем среди рудоносных онколитов выделена группа разрушенных желваков и желваков с хорошо сохранившейся оторочкой. Оказалось, что число сохранных рудоносных онколитов равно только 67, тогда как разрушенных —100. Следовательно, около 60% рудосодержащих водорослевых желваков обладают слабо проницаемой, разрушенной оторочкой, не способной предохранить ядро от воздействия рудоносных растворов.

К числу разрушенных онколитов отнесены только те, в которых сплошность водорослевой оторочки нарушена в наблюдаемом сечении. На самом деле общее число разрушенных желваков несомненно больше, так как сохранный в одной плоскости онколит может быть разрушен в другой.

Из приведенных данных видно, что чаще всего оруденению подвержены онколиты с нарушенной водорослевой оторочкой, а это легче объяснить с позиций вторичной, наложенной урано-ванадиевой минерализации, нежели с точки зрения седиментационного рудогенеза.

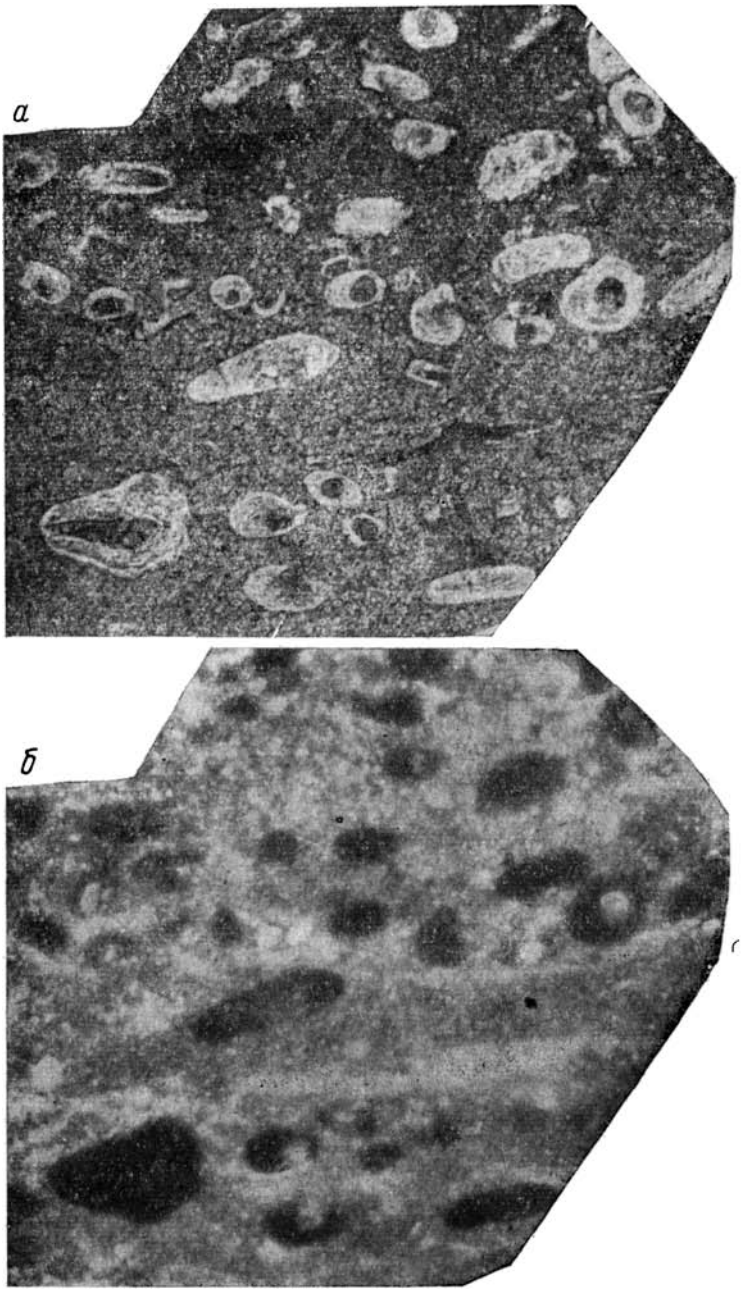
В последнее время все больше сомнений вызывает тезис о слабой проницаемости карбонатных водорослевых образований. Так, например, изучение рифейских и нижнекембрийских строматолитов Средней Азии, выполненное И. Н. Крыловым (1967), показало, что многие колониальные и одиночные строматолиты особенно интенсивно подвержены вторичному окремнению, доломитизации, избирательному растворению с образованием сутуро-стилолитовых поверхностей, ожелезнению и омарганцеванию, причем вмещающие их породы слабо затронуты этими катагенетическими изменениями.

В зоне окисления изученного нами месторождения часто среди темно-серых, иногда сильно пиритизированных рудоносных оолитовых известняков расположены желтые онколиты, водорослевые оторочки которых содержат обильные включения гидроокислов железа. Такое избирательное окисление, несомненно, противоречит идее о защитной роли водорослевых желваков и еще раз свидетельствует о вторичном характере оруденения в онколитах.

Урано-ванадиевая минерализация в оолитах в рудах месторождения очень широко развита и приурочена к внутренним частям известняковых оолитов. Примером такого распределения оруденения отчасти может служить образец, фотографии и радиографии которого изображены на фиг. 35.

Под микроскопом установлено, что оруденение содержится во всех оолитах независимо от степени их сохранности. Органическое вещество и сульфиды железа в ассоциации с урановыми минералами расположены по тонким радиальным трещинкам и во внутренних полостях оолитов, а также распределяются вдоль отдельных концентров или целиком пропитывают их. Точка зрения на образования этих скоплений рудного вещества в оолитах в значительной мере зависит от оценки проницаемости их внешних концентров. В течение длительного времени оолиты считались практически непроницаемыми благодаря петрографическим работам В. Б. Татарского (1948, 1954), утверждавшего, что битумы в оолитах, несомненно, образовались одновременно с формированием известковых концентров, т. е. в водах палеобассейна или в его илах.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что детальное изучение процессов, развивающихся в толще оолитовых пород, ставит под сомнение этот вывод (Холодов, 1960). В ряде случаев, особенно при изучении явлений кремневого метасоматоза, приходится констатировать, что внешние концентры



Фиг. 35. Фотография (*А*) и радиография (*Б*) штуфа оолитового известняка с крупными онколитами (нат. вел.)

известковых оолитов не всегда способны предохранить их внутренние части от проникновения растворов.

На табл. IV, *а* представлена микрофотография оолита хорошей сохранности, но подвергшегося воздействию кремневого метасоматоза. Вдоль концентров этого образования видны кристаллы кварца диаметром 0,05 *мм* иногда с правильными гексагональными очертаниями. Внутри кристаллов кварца при большом увеличении видны реликты концентров, сложенных радиально-лучистым кальцитом. В целом создается впечатление, что концентрические цепочки кварца как бы прорастают сквозь внутренние оболочки оолитов. Интересно, что в разобранных случаях отсутствуют какие-либо следы проникновения растворов, содержащих кремнекислоту, внутрь оолита в виде подводящих каналов, трещинок и т. п. В большинстве случаев оолиты отличаются необычайно хорошей сохранностью.

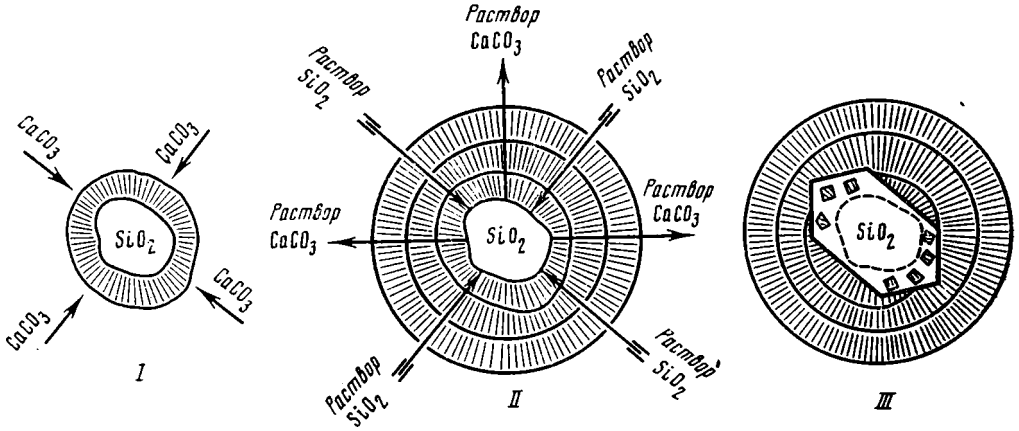
С другой стороны, реликты радиально-лучистого кальцита внутри новообразований кварца, широко распространенное в тех же образцах замещение кварцем карбонатного цемента, еще более частое окварцевание раковин гастропод, фораминифер, устриц и их обломков, форма кремневых конкреций и их взаимоотношения с вмещающими породами убеждают в том, что здесь имеет место метасоматическое замещение известняка кварцем, связанное с циркуляцией кремнекислых растворов в сформировавшейся породе.

Очевидно, несмотря на отсутствие явных следов подтока растворов, несущих кремнекислоту внутрь оолитов, внешние концентры их оказались проницаемыми. В связи с изложенным очень интересны данные, приведенные в работах Хенбеста (Henbest, 1945, 1968). Этот автор описал оолитовые образования в толще карбонатных пород пенсильванского возраста штата Арканзас. Здесь широко распространены крупные, хорошо сохранившиеся оолиты, ядра которых сложены кристаллами кварца. Последние чаще всего имеют правильную кристаллографическую форму и не несут никаких следов абразии. Исследования кристаллов кварца, заключенных внутри оолитов, показали, что они состоят из двух частей. Внутренняя часть имеет неправильную форму и, вероятнее всего, представляет собой обломок, вокруг которого образовались известковые концентры оолита. Внешняя часть, наоборот, имеет правильные кристаллографические очертания и содержит многочисленные включения радиально-лучистого кальцита, по-видимому, представляющего собой реликты внутренних концентров оолита. Последние в процессе роста кристаллов замещались кремнеземом, обрастающим вокруг обломочного кварца.

Возникновение описанных выше образований автор объясняет следующим образом. Вначале вокруг зерна кварца обломочного происхождения нарастали концентры известкового оолита в соответствии с общепринятой схемой оолитообразования (фиг. 36, *I*). Процесс завершился формированием оолита. Затем внутрь известкового желвака начали поступать растворы, содержащие кремнекислоту (см. фиг. 36, *II*). В полном соответствии с оптической ориентировкой обломка происходила достройка кристалла кварца. Одновременно с ростом кристаллического ядра растворялись внутренние известковые концентры оолита. Отдельные реликты растворившихся концентров включены во внешнюю зону кристалла так, как это показано на фиг. 36, *III*. Таким образом, случай, описанный в работе Хенбеста, представляет собой один из вариантов кремневого метасоматоза. Он особенно интересен тем, что здесь налицо увеличение объема кварцевого ядра, а это трудно допустить без дополнительного привноса кремнекислоты внутрь сформировавшегося оолита. С другой стороны, хорошая сохранность известковых концентров, примыкающих к кристаллам кварца, указывает скорее на их растворение и вынос, чем на механическое воздействие растущего кристалла. Во всяком случае можно считать установленным проникновение растворов, содержащих SiO_2, внутрь оолитов, не нарушенных видимыми радиальными трещинками.

Следует добавить, что дело, по-видимому, не ограничивается только растворами кремнекислоты. Аналогично протекают процессы магнезиального метасоматоза, приводящие к замещению известковых оолитов кристаллическим доломитом. Отдельные стадии этого процесса можно наблюдать на микрофотографиях табл. IV, *б*, *в*, характеризующих различные участки рудоносного карбонатного горизонта. Сходные случаи замещения карбонатных оолитов доломитом описаны в работах Б. П. Кротова (1925), Г. И. Теодоровича (1958), А. И. Осиповой (1956, 1964) и других авторов.

Под микроскопом (см. табл. IV, *б*) обычно видно, что доломитизация начинается прорастанием ромбоэдрических кристаллов доломита сквозь радиально-лучистый кальцит. Морфологически это явление весьма сходно с рассмотренным ранее случаем окремнения, поскольку чаще всего доломитизация осуществляется по концентрам оолитов и на первых стадиях процесса видны лишь контуры кристаллов доломита, заключающие внутри радиально-лучистый кальцит. Описанный выше тип замещения характеризует образцы пород, содержащие небольшое количество доломита.



Фиг. 36. Схема образования кристаллов кварца в ядре известковых оолитов (по Л. Хенбесту)

При высоких содержаниях его в породе оолиты полностью утрачивают радиально-лучистое строение и превращаются в бесструктурный сгусток, в котором на фоне крупнокристаллического кальцита расположены концентрические цепочки кристаллов доломита.

Доломитизация оолитов имеет две особенности. По отношению к оолитам процесс замещения всегда вторичен независимо от того, происходило ли метасоматическое замещение в стадию диагенеза или катагенеза. Микроскопическое изучение показывает, что замещению изнутри подвергаются оолиты, внешние концентры которых не содержат явно видимых трещинок и других возможных путей миграции растворов. Создается впечатление, что вся внешняя поверхность оолита покрыта сеткой капиллярных трещинок, по которым легко и повсеместно проникают растворы.

Мысль о значительной проницаемости внешних концентров оолитов подтверждается также наблюдениями за разрушением и выщелачиванием карбонатных пород вблизи от поверхности или в зонах интенсивной циркуляции грунтовых вод. Здесь, в первую очередь, именно карбонатные оолиты подвергаются воздействию циркулирующих растворов, их внутренние части растворяются, а на их месте образуются полости. Последние иногда заполняются крупнокристаллическим гипсом, кальцитом и другой вторичной минерализацией.

Для окончательного решения вопроса о проницаемости карбонатных оолитов нами выполнен следующий эксперимент. Образец крупно-оолито-

вого известняка помещен в сосуд с вязкой нефтью и выдержан в нем на протяжении 26 дней. Затем порода извлечена и из нее изготовлены прозрачные шлифы, причем для сохранности органического вещества шлифы приготовляли без подогревания. Сравнение насыщенных нефтью и контрольных образцов показало, что нефтяная органика легко проникает не только в разрушенные, но и в оолиты хорошей сохранности, избирательно пропитывая отдельные концентры и раковины фораминифер, заключенные внутри этих образований.

Таким образом, высокая проницаемость внешних концентров оолитов позволяет считать, что урано-ванадиевая минерализация в них могла возникнуть в результате более поздних катагенетических процессов, также как и в период седиментации.

Довольно часто в рудосодержащих карбонатных породах горизонта l_1 встречается *урано-ванадиевая минерализация, связанная с фаунистическими остатками*—раковинами гастропод, пелеципод, устриц и реже фораминифер. Обычно рудные минералы вместе с органическим веществом заполняют внутренние полости раковин, слагают их ядра, реже обволакивают их стенки или частично замещают их. Примеры таких своеобразных форм нахождения оруденения приведены на табл. V, *а*, *б*. Здесь хорошо видно, как выглядит урановая минерализация, приуроченная к ядрам крупных гастропод рода *Eulima*.

Как и в предыдущих случаях, у нас нет определенных фактов, позволяющих точно датировать время образования рудных скоплений в фаунистических остатках по отношению к вмещающим породам. При решении этого вопроса следует исходить из более общих данных, характеризующих происхождение руд всего месторождения в целом.

Урано-ванадиевая минерализация в сутуро-стилолитовых швах является наиболее распространенной формой нахождения урановых и ванадиевых минералов. Обычно стилолитовые швы и сутуры развиты на всей площади рудного тела, особенно тесно ассоциируясь кремнистыми конкрециевидными телами. У границ кремневой линзы стилолитовые швы ветвятся, пересекаются наклонными стилолитами, образуя густую сетку. Здесь обычно прослеживается несколько главных стилолитовых швов, примерно параллельных напластованию, столбики которых в высоту достигают 2—3 *см*; иногда они переходят в парастилолиты.

По мере удаления от кремнистого стяжения размеры столбиков стилолитовых швов уменьшаются, они соединяются и выклиниваются, переходя в тонкие трещинки. В краевых частях рудного тела обычно развиты мелкие сутуры, а там, где нет руды, нет и сутуро-стилолитовых поверхностей.

Все сутуро-стилолитовые образования содержат глинистую пленку, которая представляет собой нерастворимый остаток вмещающей породы. В ней присутствует органическое вещество, пирит и урано-ванадиевые минералы (см. табл. V, *в* — *е*).

Вопросу о генезисе сутуро-стилолитовых текстур посвящена обширная литература, причем возникновение этих образований трактовалось с различных позиций (Холодов, 1955, 1957). Наибольшее число сторонников приобрела гипотеза, согласно которой стилолитовые швы возникли в результате растворения карбонатной породы в участках наибольшего давления. Убедительные доказательства вторичного происхождения стилолитовых швов приведены в работах Блэка и Роя (Blake, Roy, 1949), Ригби (Rigby, 1953), В. А. Успенского (1949), Дэннингтона (Dunnington, 1954), Г. И. Бушинского (1961_1), В. А. Маслова (1958), Г. С. Голдырева и Л. А. Кузнецовой (1959). Л. Г. Плахотного (1963), Ф. П. Кренделева (1964) и других исследователей.

Особого внимания заслуживает проблема связи сутуро-стилолитовых швов с трещиноватостью карбонатных пород. Многочисленные наблюдения А. В. Копелиовича (1958), Т. В. Дорофеевой и В. Т. Вычева (1962),

А. Г. Алиева (1961), Е. М. Смехова (1961) показали, что стилолиты группируются в те же системы, что и трещиноватость.

Исследованиями М. Х. Булач, М. Е. Каплан (1962), а также М. Е. Каплан (1964) показано, что трещиноватость карбонатных пород и распределение в них стилолитовых текстур связаны прямой зависимостью: чем больше в породах трещин, тем больше сутуро-стилолитовых образований. Кроме того, на примере меловых отложений Северо-Восточного Кавказа этими исследователями установлено, что сутуро-стилолитовые швы приурочены не к любой системе трещин, а только к трещинам скалывания и отрыва.

Механизм преобразования трещин в стилолит или сутуровый шов был недавно рассмотрен в статьях А. Д. Везировой и Б. А. Горина (1962), а также Б. А. Горина и В. А. Акаевой (1963). По мнению этих авторов, растворение известняка вдоль трещин приводит к образованию глинистого «экрана», а последующая деформация глинистого прослоя в ходе растворения прилегающих участков породы определяет формирование столбиков и проседание породы. Отсутствие глинистого прослоя в вертикальных трещинах объясняет их трансформацию в сутуры, а не в стилолиты.

В работах Л. П. Гмид (1958), М. Х. Булач (1961), Е. А. Величко (1962) и некоторых других исследователей было показано, что вдоль стилолитовых швов интенсивно развиваются пустоты выщелачивания и микротрещины, и они обычно служат путями миграции нефти, воды и газа. Таким образом, возникновение стилолита следует рассматривать как один из процессов формирования трещинного коллектора.

Ряд наблюдений позволяет считать, что стилолитовые швы, несущие оруденение, были образованы в стадию катагенеза, в твердых сформировавшихся карбонатных породах.

Весьма интересным фактом, позволяющим выяснить время образования сутуро-стилолитовых текстур, является их взаимоотношение с трещинками, выполненными кальцитом. В ряде исследованных разрезов стилолитовые швы пересекают такие вторичные прожилки, т. е. являются более молодыми по отношению к ним. Действительно, на табл. IV, *д*, *е* приведены фотография и зарисовка штуфного образца, в котором четко видно смещение кальцитового прожилка вдоль плоскости шва. Амплитуда смещения достигает 0,7 *см*.

Объяснить подобные явления можно только тем, что первоначально на месте сутуро-стилолитового шва была трещина, по которой и осуществлялось скольжение. Об этом свидетельствует также микроскопическое изучение взаимоотношений стилолитовых швов, а также оолитов и фаунистических остатков. Так, например, на табл. IV, *г* приведена микрофотография известняка оолитовой структуры, содержащего обломки раковин гастропод. Стилолитовый шов рассекает крупный обломок раковины, состоящий из кальцита и окруженный крустификационной оторочкой. При этом вдоль шва хорошо видно взаимное смещение отдельных частей обломка. В нескольких разрезах нам удалось непосредственно наблюдать переход стилолитов в трещины, заполненные кальцитом и с типичными зеркалами скольжения (Холодов, 1955). Катагенетическое происхождение стилолитовых швов подтверждается также широким распространением пересекающихся, наклонных к слоистости и даже вертикальных зубчатых текстур.

Изложенные факты позволяют считать, что сутуро-стилолитовые швы возникли в результате своеобразного развития тектонических трещин. Как известно, появление трещин в осадочных породах иногда зависит от литологических особенностей. Трещины часто образуются на контакте двух разнородных слоев и по плоскостям несогласий. Однако еще чаще развиваются трещины, секущие слоистость породы и не связанные с ее литологическими особенностями. Как те, так и другие трещины могут преобразовываться в стилолитовые швы.

Перерождение трещины в сутурный шов, а затем в стилолит происходит в течение длительного времени и, по-видимому, требует сочетания ряда условий. Главнейшими среди них являются давление, направленное перпендикулярно или под углом к плоскости трещин, и циркуляция пластовых вод, способных растворять вмещающие породы. При сочетании этих предпосылок края всякой трещины приобретают зазубренную форму и образуется сутуроподобная текстура.

Однако в развитии крупных стилолитовых швов, по-видимому, большое значение имеют и свойства материала, заполняющего первичную трещину. Так, например, если в начальный момент стилолитообразования первичная трещина была заполнена нефтяной органикой, а затем ее окисление под действием пластовых вод приводило к образованию CO_2 и подкислению циркулирующих растворов, то этот процесс усиливал растворение стенок и способствовал росту стилолитовых столбиков.

При этом параллельно с растворением состав органического вещества в трещинке должен заметно меняться. Окисление и полимеризация углеводородов приводит обычно к переходу масел и смол в асфальтены и карбоиды, а, как было показано в работах Эриксона, Майерса и Хорра (Erickson et al., 1954), А. К. Лисицына (1965) и др., именно тяжелые компоненты нефтей жадно сорбируют уран и другие элементы из вод. Только таким образом внутри стилолитового шва могли создаваться концентрации рудных компонентов, описанные нами ранее. С другой стороны, растворение участков карбонатных пород в стенках первичной трещины приводило к накоплению глинистого нерастворимого остатка внутри шва и к разбавлению органического вещества глинистым. Благодаря этому толщина глинисто-органической пленки в стилолитах обычно пропорциональна высоте столбиков.

При объяснении своеобразной формы стилолитового шва в поперечном сечении обычно используется принцип Рикке (Riecke, 1894): растворимость породы в точках повышенного давления заметно выше ее растворимости в окружающей воде с гидростатическим давлением. При этом не обращают внимания на то, что в соответствии с этим принципом весь процесс растворения направлен на выравнивание стенок трещины, на уничтожение выступов и заполнение впадин.

Мы считаем, что при объяснении происхождения стилолитовых столбиков, помимо увеличения растворимости карбонатных пород в точках максимального давления, следует принимать во внимание пластическое выжимание органогенно-глинистого вещества из одних участков шва в другие. Благодаря скоплению реакционноспособной органики на одном участке шва и отсутствию ее на другом вблизи от первого участка будет более интенсивно протекать растворение и образовываться столбик, как бы «вгрызающийся» в противоположную растворяющуюся стенку. Верхняя часть такого столбика будет покрыта «колпачком» органогенно-глинистого материала, содержащего урановые минералы. Проникновение стилолитового столбика в противоположное углубление происходит под давлением, и поэтому его боковая поверхность обычно покрыта штрихами, представляющими собой миниатюрные зеркала скольжения.

По-видимому, описанный механизм формирования сутур и стилолитовых швов не является единственным. Эти образования, вероятно, полигенетичны, так как возникают в породах разного химического и литолого-петрографического состава, и естественно, что химизм процессов растворения в них будет различен.

Тем не менее можно надеяться, что разобранный нами случай стилолитообразования типичен для большой группы этих образований, связанных с нефтеносными карбонатными породами.

В пределах изучаемого месторождения очень широко распространена *урано-ванадиевая минерализация в трещинках*. Обычно мелкие трещины, выполненные органическим веществом и урано-ванадиевыми минералами,

не выходят за пределы рудосодержащего пласта, часто прерываются и выклиниваются.

Отношения рудоносных трещин и сутуро-стилолитовых швов не всегда определенны. Известны случаи, когда вертикальные трещинки, содержащие минерализацию, ответвляются от стилолитовых швов, но чаще они секут сутуры и стилолитовые швы, т. е. являются по отношению к ним более поздними образованиями. Значение мелких трещинок как носителей урано-ванадиевого оруденения настолько велико, что в ряде случаев они определяют ориентировку рудных тел на площади.

Кроме описанных нами выше форм нахождения урано-ванадиевой минерализации, она была встречена также в виде сгустков в цементе карбонатных пород или дисперсных включений в цементе микробрекчий, однако такие скопления рудных минералов довольно редки.

Итак, пытаясь в целом оценить значение различных форм нахождений урано-ванадиевых минералов в изученных нами породах, можно выделить среди них две большие группы. К первой группе принадлежат рудные концентрации в стилолитовых швах и трещинках. Это типичные образования катагенетической стадии, несомненно, возникшие уже в готовой, сформировавшейся породе. Ко второй группе относятся скопления урановых минералов в онколитах и оолитах, а также связанные с фаунистическими остатками. Эти образования принципиально могли возникнуть на любой стадии литогенеза, от седиментации и до выветривания.

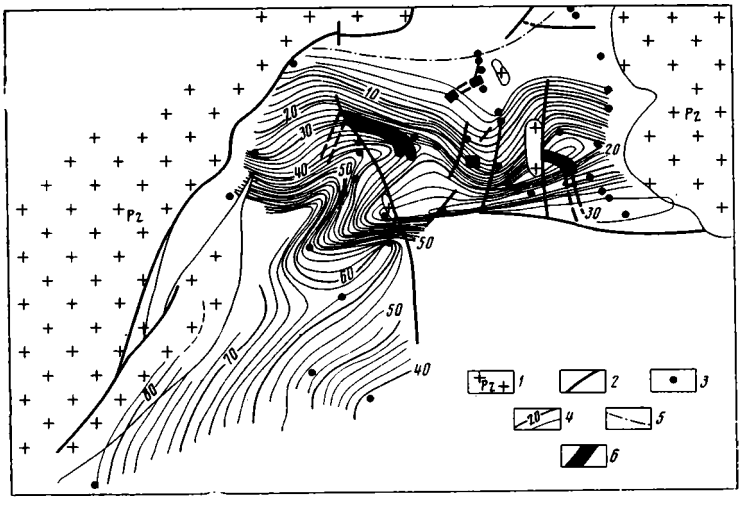
Относительное значение этих двух групп весьма неравноценно. Наибольшие запасы металлов связаны с накоплениями первой группы. В двух изученных рудных телах мы попытались количественно подсчитать распространенность всех описанных ранее форм. Для этого из 22 штуфных проб оолитового рудного известняка были изготовлены пришлифовки и радиографии, а затем в них подсчитана встречаемость различных образований. Оказалось, что в 52 случаях из 100 оруденение приурочено к трещинам и стилолитам, тогда как в остальных 48 случаях оно находится в оолитах и цементе известняка. В 51 пробе устричника соотношения еще более определенные. В 60 случаях из 100 оруденение находилось в трещинах, сутурах, стилолитах и крупных порах и только в 40 случаях — в ядрах фауны, оторочках вокруг обломков раковин и в цементе породы.

Совокупность описанных фактов позволяет, как нам кажется, подойти к весьма важному выводу: *рудные тела изучаемого месторождения возникли в результате реализации вторичных процессов, в уже сформировавшихся породах, так как в них, несомненно, преобладают катагенетические формы урано-ванадиевой минерализации.*

ФАЦИАЛЬНЫЙ ПЛАН КАРБОНАТНОГО ГОРИЗОНТА l_1 И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

В первой части данной главы было показано, что распределение доломита в разрезах рудоносного карбонатного горизонта теснейшим образом увязывается с мощностью и фациальной изменчивостью отложений на площади. Поэтому для нас большой интерес представляет карта средних содержаний доломита в разрезах горизонта l_1 исследуемого района, составленная Г. В. Комаровой (фиг. 37).

При построении карты использовались материалы, характеризующие 34 естественных обнажения горизонта и четыре скважины, вскрывающие его на глубине. В каждом разрезе по всей мощности горизонта через 0,5—1,0 *м* отобраны пробы, в которых с помощью сокращенного карбонатного анализа определено содержание нерастворимого остатка, CaO, MgO и CO_2. Полученные значения пересчитаны на нерастворимый остаток, кальцит и доломит, а затем в каждом разрезе горизонта l_1 высчитано среднеарифметическое содержание $CaMg(CO_3)_2$. Далее значения средних содер-



Фиг. 37. Схематическая карта равной доломитности пород горизонта l_1 (по Г. В. Комаровой)

1 — палеозойский фундамент; *2* — разломы; *3* — разрезы; *4* — изолинии равной доломитности; *5* — линии выклинивания; *6* — рудоносные участки

жаний доломита нанесены на карту и проинтерполированы обычным способом; линии равных содержаний доломита проведены через 2%.

Сравнение полученной таким путем геохимической карты с картой равных мощностей того же рудоносного горизонта подтверждает ранее сделанные выводы: с увеличением мощности горизонта в нем возрастает среднее содержание доломита.

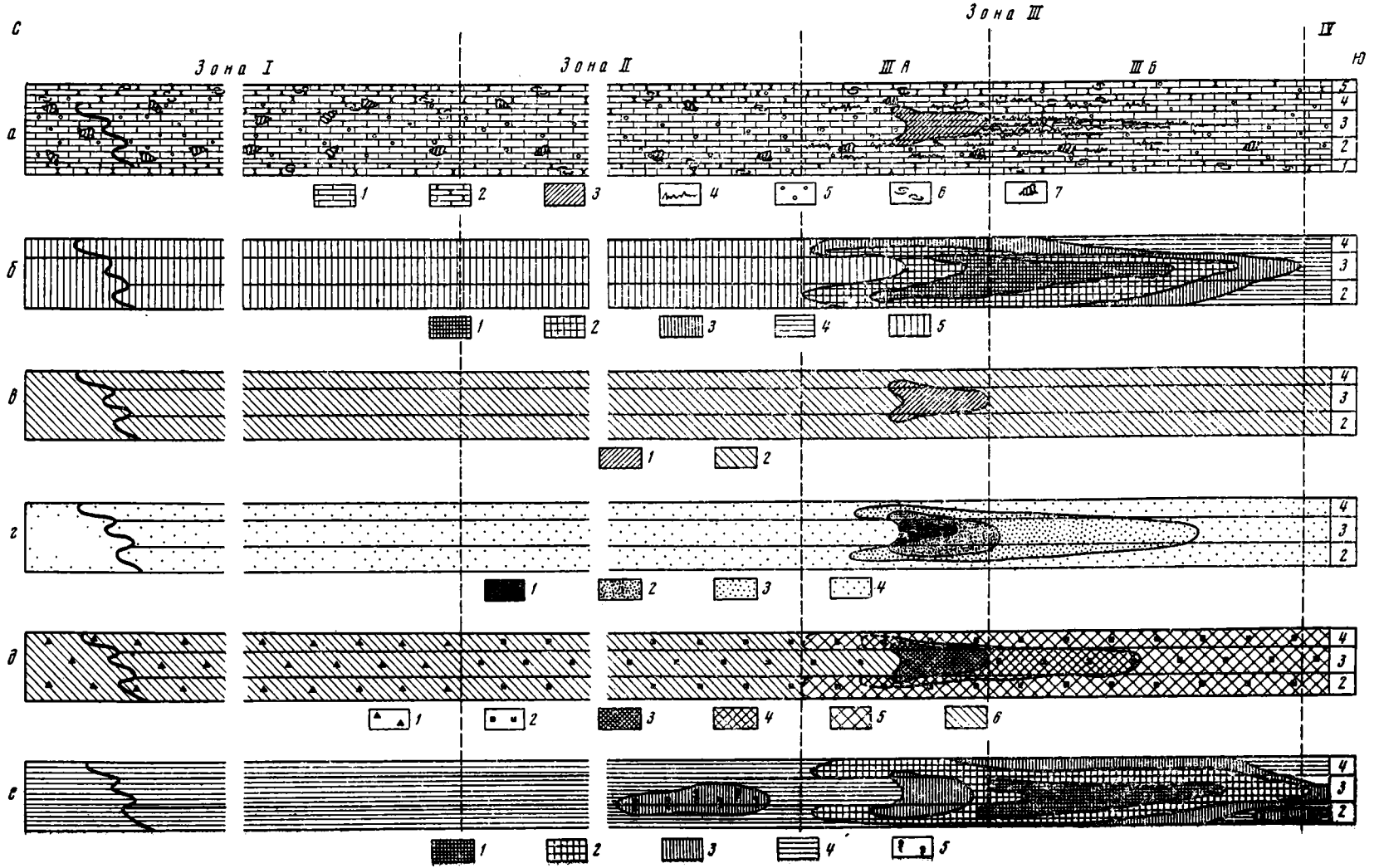
Затем на карту содержания доломита нанесено положение рудоносной полосы в Центральной синклинали, на крыльях Восточной и Западной антиклиналей и в Восточной синклинали. Оказалось, что распространение оруденения на площади очень плохо увязывается с доломитностью разреза. Оруденение развито в очень большом диапазоне колебаний средних содержаний $CaMg(CO_3)_2$, а местами пересекает изолинии доломитности.

Совершенно очевидно, что в данном случае первичный фациальный контроль распространения урано-ванадиевой минерализации на площади отсутствует, и это еще раз подтверждает вывод о катагенетической природе оруденения.

ОБ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА, КОНТРОЛИРУЮЩЕЙ ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ НА ПЛОЩАДИ

Детальное изучение рудоносного горизонта l_1 в пределах Центральной синклинали позволило установить, что в нем выделяются несколько эпигенетических литолого-геохимических зон, сменяющих друг друга от северной периклинали структуры в направлении погружения горизонта.

Строение рудоносной пачки III-IV в меридиональном профиле, приведенном к горизонтали и пересекающем Центральную синклиналь с севера на юг, изображено на фиг. 38, *а*. В этом направлении интересующая нас пачка пород была подробно опробована в скважинах и горных выработках, причем в отобранных пробах химическим путем определено содержание SiO_2, Fe, $C_{орг}$, полуколичественным спектральным анализом установлено содержание V, а содержание урана определено радиометрическим и химическим анализами.


С
Зона I
Зона II
Зона III
III А
III Б
IV
Ю
а
б
в
г
д
е
1
2
3
4
5
6
7

Результаты проведенных исследований представлены на диаграммах фиг. 38, *б—е*, которые, с геохимической точки зрения, дополняют литолого-фациальный профиль. Сопоставление всех графиков фиг. 38 позволяет выделить четыре литолого-геохимические зоны, которые характеризуются различными соотношениями определяемых элементов, а также специфическими вторичными изменениями вмещающих пород.

Литолого-геохимическая зона I отличается крайней фациальной неоднородностью. Она охватывает прибрежные неслоистые терригенно-карбонатные породы, а также слоистые органогенно-оолитовые известняки и доломиты (см. фиг. 38, *а*). Зона I начинается от выходов карбонатного горизонта на поверхность и прослеживается вглубь по падению пород на большое расстояние.

Основной геохимической особенностью зоны является широкое развитие гидроокислов железа. Они повсеместно выполняют тонкие трещины, каверны и пористые участки породы, придавая ей пятнистую желтовато-бурую окраску. Характерно почти полное отсутствие урана в породах ($8 \cdot 10^{-5}$—$2 \cdot 10^{-4}$%), малые количества ванадия (до $n \cdot 10^{-4}$%) и ничтожно малые содержания органического углерода. Общей чертой всех разнородных карбонатных пород зоны является интенсивно развитая пористость и кавернозность. Чаще всего поры и каверны образуются вследствие выщелачивания цемента, известковых оолитов или раковин, причем порода приобретает губчатый облик. Как видно на фиг. 38, *д*, гидроокислы железа на некотором удалении сменяются пиритом и марказитом; по смене окисных и закисных форм железа мы проводили нижнюю границу зоны I.

Зона II распространяется от окислительно-восстановительной границы для железа, в условных обозначениях показанной на фиг. 38, *д*, до границы между рудосодержащими и безрудными породами. Содержание железа 0,1—0,25%, большая часть его находится в виде пирита и марказита. Свежие, хорошо ограненные кристаллы пирита выделяются в порах карбонатных пород. Местами крупнокристаллическим пиритом оторочены зальбанды кальцитовых прожилков, секущих напластование. Такие особенности залегания сульфидов железа свидетельствуют о их позднем катагенетическом происхождении.

Другой очень важной чертой зоны II является почти полное отсутствие органического вещества, выражающееся в резком осветлении карбонатных пород. Только отдельные пятна коричневато-бурых битумов сконцентрированы в наиболее пористых участках и носят явно более поздний характер по отношению к процессам отбеливания. В пределах изученной зоны содержания урана ($3 \cdot 10^{-4}$%) и ванадия ($n \cdot 10^{-4}$%) близки к их кларкам.

Фиг. 38. Схема эпигенетической зональности рудоносного горизонта

а — литолого-фациальный профиль:
1 — известняки,
2 — известково-доломитовые породы,
3 — кремневая конкреция,
4 — сутуро-стилолитовые швы,
5 — оолиты,
6 — раковины пелециопод,
7 — раковины гастропод;
б — распределение урана:
1—5 — концентрация урана в породах в убывающем порядке;
в — распределение кремнезема (в %):
1 — 25—50,
2 — следы;
г — распределение ванадия (в %):
1 — 0,*n*,
2 — 0,0*n*,
3 — 0,00*n*,
4 — 0,000*n*;
д — распределение железа (суммарного):
1 — область развития гидроокислов Fe,
2 — область развития сульфидов Fe,
3—6 — содержание Fe суммарного (в %):
3 — более 0,60,
4 — 0,60—0,40,
5 — 0,40—0,25,
6 — 0,25—0,10;
е — распределение органического углерода суммарного (в %):
1 — 0,60—0,40,
2 — 0,40—0,20,
3 — 0,20—0,10,
4 — менее 0,10,
5 — участки, пропитанные жидкой нефтью

Карбонатные породы этой зоны, фациально сходные с породами примыкающих литолого-геохимических зон, отличаются от них тем, что несут следы интенсивного растворения и вторичной перекристаллизации по всей мощности разреза. При изучении пород под микроскопом здесь можно видеть растворение и смещение отдельных частей оолитов и раковин и, как следствие этого, образование брекчиевидных структур и тонких ветвящихся трещин растворения. Одновременно с растворением в породах той же зоны отмечается интенсивная вторичная кальцитизация, причем крупнокристаллический кальцит замещает оолиты, раковины и другие образования.

Таким образом, зона II в целом сильно переработана вторичными процессами, о чем свидетельствуют катагенетический характер пирита, повсеместный вынос органического вещества из различных слоев разреза, интенсивное растворение и последующая кальцитизация карбонатных пород. По ширине она в несколько раз у́же зоны I.

Зона III по пространственному положению в общих чертах совпадает с положением уранового оруденения в пределах изученного месторождения, и поэтому описание ее по существу является описанием рудных тел. Более подробно это было сделано в предыдущих разделах, здесь мы напомним лишь наиболее важные особенности их строения.

Рудное тело в разрезе имеет форму полумесяца, сильно вытянутого по напластованию пород (см. фиг. 38). Границы его на ряде участков секут слоистость вмещающих известняков, благодаря чему урановое оруденение встречается в смежных слоях 2—4. Характерно, что в вогнутой части рудного тела, совпадающей с кремневой конкрецией, намечается резкий переход от рудосодержащих пород к безрудным. На противоположной стороне граница его сильно размазана, и здесь наблюдается весьма плавное и закономерное уменьшение концентраций урана.

Резкая асимметрия, серповидная форма, пересечение контурами рудного тела плоскостей напластования вмещающих пород свидетельствуют о его вторичном, катагенетическом происхождении.

С точки зрения первичных литолого-фациальных особенностей, рудоносные породы зоны III ничем не отличаются от безрудных пород зон II и IV. Однако вторичные их изменения очень существенны и позволяют различить в ней две подзоны.

В северной части рудного тела расположены кремнистые рудосодержащие породы (подзона III-А), южная часть представлена рудосодержащими известняками, рассеченными многочисленными стилолитовыми швами (подзона III-Б).

Кремневая конкреция в левой части рудного тела (подзона III-А) в миниатюре повторяет его конфигурацию. Основная ее часть расположена в пределах слоя 3, а два подчиненных отростка заходят в слои 2 и 4. Таким образом, кремневая линза, как и рудное тело, в разрезе имеет форму вытянутого полумесяца. Как правило, окремнение обладает всеми специфическими чертами, которые были описаны выше. Для нас важно, что кремневая линза обычно содержит большое количество V_2O_5 и представляет собой закономерный член описываемой зональности.

Подзона III-Б составляет часть рудного тела, не затронутую процессами вторичного окремнения. Максимальная концентрация урана находится вблизи от границы кремневой конкреции и пространственно совпадает с зоной широкого развития стилолитовых швов.

Урановые минералы в ассоциации с органическим веществом и сульфидами железа заполняют трещины и поры карбонатных пород, концентрируются в сутуро-стилолитовых швах, встречаются в цементе, оолитах и выполняют ядра раковин гастропод, пелеципод и других фаунистических остатков.

В изученных рудных телах обособленные минералы урана встречаются редко. Основная масса элемента обычно тесно связана с органическим ве-

Таблица 23

Эффективная пористость безрудных и рудоносных карбонатных пород (в %)

№ слоя	Безрудные породы зоны II	Рудоносные породы зоны III	Безрудные породы зоны IV
4	12,05 5,20 среднее 8,70	1,62 1,53 4,02 4,00 6,07 среднее 3,45	11,15 5,90 10,90 среднее 9,32
3	14,80 16,50 12,15 19,50 15,88 среднее 15,77	14,60 10,37 15,95 5,75 17,95 13,52 16,31 17,25 среднее 13,96	18,20 16,60 15,00 17,58 14,20 среднее 16,32
2	7,30 12,30 среднее 9,80	3,94 6,90 3,15 8,95 2,42 3,22 среднее 4,76	12,30 8,37 3,38 7,95 среднее 8,00
Среднее по зонам	12,85	8,29	11,80

ществом, сульфидами железа, а также глинистыми минералами и образует с ними рудный комплекс. Наряду с ураном в рудном комплексе обнаруживается повышенное количество ванадия, кобальта, никеля и молибдена.

Рудный комплекс выполняет поры, трещины, проникает в оолиты и ядра раковин и особенно часто концентрируется вдоль плоскостей сутуростилолитовых швов, т. е. он заполняет наиболее проницаемые участки породы. Естественно ожидать, что эффективная пористость рудоносных участков пласта будет меньше по сравнению с безрудными. Результаты сравнительного изучения пористости приведены в табл. 33. При переходе к рудоносным участкам пласта пористость пород сокращается на 5—6%. На более широком материале эта же закономерность была показана В. И. Данчевым и В. В. Ольха (1959). Обратную зависимость между содержанием урана и величиной эффективной пористости мы склонны рассматривать как результат заполнения пор рудным комплексом в процессе рудообразования, хотя упомянутые авторы объясняют эту закономерность иначе.

Органическое вещество, входящее в состав рудного комплекса, по физическим свойствам относится к категории твердых битумов. Обычно это темно-бурая или черная, вязкая или твердая масса, практически нерастворимая в органических растворителях.

Анализ органического вещества, выполненный В. А. Успенским, показывает, что отношение углерода к водороду колеблется в различных фракциях от 7,0 до 15,6, в среднем составляя 10. Такое соотношение характеризует высокополимеризованные углеводороды нефтяного ряда, близкие к оксикеритам.

Таким образом, формы нахождения и физико-химические свойства органического вещества позволяют рассматривать его как производные нефти, возникшие в обстановке окисления.

Органическое вещество определяет пространственное положение урановой минерализации. Это хорошо видно при сравнении фиг. 38, *б* и *е*. В тех же участках зоны III-Б отмечается повышенное содержание железа и ванадия.

Характеризуя рудную зону в целом, необходимо отметить ее следующие специфические особенности.

1. Концентрация урана, ванадия и кремнезема в пределах рудной зоны носит явно вторичный характер по отношению к вмещающим породам.

2. Характерно пространственное совпадение урановой минерализации с зоной интенсивного развития стилолитовых швов и других текстур растворения; в меньшей степени это типично для ванадия. Это свидетельствует о том, что обстановка, благоприятная для осаждения урана, неблагоприятна для существования $CaCO_3$ в твердой фазе.

3. В пределах рудной зоны постоянно устанавливается парагенез урановой минерализации с окисленным органическим веществом нефтяного ряда.

4. Элементы, сопутствующие урановой минерализации,— железо, ванадий, кобальт, никель, молибден. Известно, что они являются постоянными спутниками нефти и обычно обнаруживаются при спектральных исследованиях ее золы.

Зона IV является непосредственным продолжением рудной. В ее пределах наблюдается весьма постепенный переход от сравнительно больших к весьма убогим и далее к кларковым содержаниям урана. Первичные литолого-фациальные особенности вмещающих пород сохраняются без изменения на всем ее протяжении. В то же время в ее пределах почти полностью отсутствуют текстуры растворения, столь разнообразные в зоне III (стилолитовые швы, сутуры, микростилолиты). Геохимический облик пород этой зоны отражает условия восстановительной среды, возможно, существовавшей здесь в течение более длительного отрезка времени, нежели в пределах других зон. Породы довольно равномерно окрашены в серые тона, содержат рассеянное органическое вещество и тонкодисперсный пирит. На отдельных участках наблюдаются пятна, прослои и линзы вторичного битума, который окрашивает породы в бурые тона.

Проследить дальнейшее развитие геохимической зональности по направлению от рудной залежи невозможно из-за отсутствия скважин, вскрывающих продуктивные горизонты. Известно, что на далеком погружении этих горизонтов имеются промышленные скопления нефти.

Четыре описанные зоны очень хорошо прослеживаются в скважинах Центральной синклинали. Здесь они в ряде мест явно секут первичный фациальный план горизонта. Однако более сложный характер вторичных процессов на обнаженных участках алайского карбонатного горизонта не позволяет составить единую схему эпигенетической зональности для всего района в целом. Попытки такого рода делались, но на данной стадии изученности процессов выветривания, истории эрозионного вскрытия района и формирования скоплений битумов они не могут быть признаны удачными (Шмариович, 1971; Холодов, 1972, 1973).

Зональность рудоносного горизонта в целом носит вторичный, эпигенетический характер. Выделенные зоны связаны между собой рядом общих особенностей, и имеются все основания считать, что возникновение их обусловлено единым процессом. Присутствие органического вещества нефтяного ряда свидетельствует о тесной связи этого процесса с формированием и разрушением нефтяных залежей.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

В нефтяной геологии установлено, что нефтяные залежи, изолированные от дневной поверхности, могут разрушаться вследствие усиления циркуляции пластовых вод. Взаимодействие вод и органического вещества на контакте нефтяной залежи является тем мощным фактором, который вызывает изменение физико-химического состава и свойств нефтей, обусловливает эволюцию состава пластовых вод и предопределяет катагенетические изменения вмещающих пород.

По мнению большинства исследователей, взаимодействие пластовых вод и нефтей в условиях не вскрытых эрозией нефтяных залежей осуществляется по типу анаэробного окисления, т. е. при участии микроорганизмов. Этот процесс был подробно рассмотрен в работах А. С. Уклонского (1940), Л. Д. Штурм (1951), А. К. Лисицына (1965) и других.

Окисление органического вещества происходит биохимическим путем, главным образом за счет сульфатов, содержащихся в пластовых водах. Вследствие жизнедеятельности десульфирующих бактерий кислород сульфатов расходуется на окисление, а сера восстанавливается и входит в состав сероводорода. Общеизвестно, что в водах нефтяных месторождений содержится большое количество H_2S. В этих условиях можно ожидать широкого развития вторичных сульфидов в нефтеносных породах.

В результате воздействия пластовых вод на нефть в значительной степени изменяются ее свойства, в первую очередь удельный вес. Впервые увеличение удельного веса от центра к периферии нефтяной залежи было описано М. В. Абрамовичем (1939) для нефтей Азербайджана. Позднее оказалось, что это явление распространено очень широко и нередко в больших масштабах. Так, С. Ф. Федоров (1947) сообщил об образовании вокруг Краснокамского месторождения целой полосы асфальтитов, запечатывающих залежь.

По мнению В. А. Успенского и О. А. Радченко (1947), процесс биохимического окисления нефти начинается с метановых углеводородов, так как именно эти компоненты нефтей легче всего потребляются организмами. Вследствие этого в разрушающихся нефтях возрастает содержание тяжелых ароматических углеводородов и малосмолистые нефти превращаются в тяжелые смолистые нафтеново-ароматические нефти. Преобразования завершаются постепенным переходом нефти в мальту, а затем в асфальт. Дальнейшее окисление может способствовать возникновению оксикеритов и гуминокеритов, трудно растворимых в обычных органических растворителях.

Следует подчеркнуть, что параллельно с таким преобразованием состава нефтей существенно возрастает их способность извлекать уран, ванадий и, по-видимому, ряд других малых элементов из вод. Геохимические исследования Эриксона, Майера, Хорра (Erickson et al., 1954), Л. А. Гуляевой (1954), П. Я. Деменковой (1956), В. А. Успенского и О. А. Радченко (1952), а также эксперименты А. К. Лисицына(1965) и других позволяют считать, что, кроме того, некоторые эти металлы постоянно находятся в тяжелой части нефти и являются ее постоянными спутниками.

А. К. Лисициным (Холодов и др., 1961) описаны изменения пластовых вод вблизи от современных разрушающихся нефтяных залежей, связанных с карбонатными породами. Результаты изучения представлены в табл. 24, где данные анализов пластовых вод приведены в виде несколько измененных формул Курлова. Анализ этой таблицы позволяет выявить следующие закономерности. По направлению к нефтяной залежи возрастает общая минерализация вод. Характер минерализации изменяется при этом от гидрокарбонатного магниево-кальциевого до хлоридно-натриевого с промежуточными водами сложного состава.

Таблица 24

Состав пластовых вод разрушающихся нефтяных залежей

№ пробы	Место отбора пробы	Формула химического состава вод (концентрация газов, *мг/л*)	pH
1	Переливающийся источник в области инфильтрации	H_2S — нет; $M_{0,5}\frac{HCO^3_{40}SO^4_{21}}{Ca_{34}Mg_{31}Na_{28}}$	8,3
2	Переливающиеся источники близ нефтяной залежи	H_2S — есть; $M_{2,4}\frac{HCO^3_{60}Cl_{39}}{Na_{44}Ca_{12}}$	7,8
3		$\Sigma H_2S_{123}CO^3_{110}M_4\frac{HCO^3_{47}Cl_{40}SO^4_{13}}{Na_{88}}$	7,3
4		$\Sigma H_2S_{47}CO^2_{34,5}M_{6,7}\frac{Cl_{84}}{Na_{62}Mg_{23}Ca_{19}}$	7,2
5	Внешняя зона водонефтяного контакта	$\Sigma H_2S_{87}CO^2_{255}M_{12,5}\frac{Cl_{86}SO^4_{10}}{Na_{84}}$	6,5
6		$\Sigma H_2S_{63}CO^2_{126}M_{14}\frac{Cl_{93}}{Na_{84}}$	6,8
7		H_2S — есть; $M_{34}\frac{Cl_{91}}{Na_{74}Mg_{14}Ca_{12}}$	6,7
8	За внутренним контуром нефтяной залежи	H_2S — нет; $M_{84}\frac{Cl_{99}}{Na_{94}}$	7,1

На фоне плавного изменения общей минерализации и химического состава вод происходят более резкие изменения их газового состава. Кислородные воды области инфильтрации при приближении к скоплению нефтяных углеводородов сменяются сероводородно-углекислыми. Наибольшей концентрации H_2S и CO_2 достигают в водах с нефтью, т. е. в зоне водо-нефтяного контакта, где, очевидно, интенсивно идет процесс биохимического окисления нефти. Повышение концентрации кислых газов обусловливает уменьшение величины pH.

Доказательством того, что снижение величины pH происходит под влиянием указанных газов, а не каких-либо органических или неорганических кислот, служит следующий опыт. В пробах, где на поверхности воды была оставлена нефтяная пленка, предохраняющая ее от окисления воздухом и частично от дегазации, низкие величины pH сохранялись в течение полугода. В пробах, где эта пленка отсутствовала, при аэрировании pH быстро увеличивался до 7.

За внутренним контуром нефтеносности, где H_2S в водах полностью отсутствует, а CO_2 находится в очень небольших количествах, pH вод вновь повышается до 7; степень минерализации таких вод наиболее высокая.

Закономерности изменения состава вод, установленные в пределах одного нефтяного месторождения, проверены и подтверждены на материалах ряда других нефтеносных структур. Повсеместно изменение состава

вод указывает на реальность процесса анаэробного окисления нефтяного органического вещества, происходящего в настоящее время в тех же карбонатных горизонтах, с которыми связаны изучаемые урановые месторождения.

Вторичные, постседиментационные изменения пород вблизи от формирующихся и разрушающихся залежей нефти лишь изредка привлекали внимание исследователей, и специально их начали изучать лишь 10—15 лет назад. При этом главное внимание было сконцентрировано на песчаных коллекторах (Чепиков и др., 1959, 1960; Коссовская, 1962; Прозорович, 1967; Юркова, 1969), тогда как в отношении карбонатных отложений до сих пор существуют лишь отрывочные наблюдения.

Так, например, в пределах водо-нефтяного контакта палеогеновых залежей Ильско-Холмского района Кубани З. А. Табасаранский (1954) описал крупные кристаллы пирита. В общем виде проблема пиритизации нефтеносных отложений рассмотрена В. А. Сулиным (1946) и К. Р. Чепиковым и др. (1960).

К. Б. Ашировым (1960) описана кальцитизация карбонатных коллекторов за контурами нефтяных залежей в месторождениях Среднего Поволжья. По данным этого исследователя, двухметровая зона вторичного кальцита запечатывает открытые трещины и поры нефтеносного пласта и существенно ухудшает его коллекторские свойства в подошве залежи нефти. Возникновение такой вторичной «пробки» автор связывает с жизнедеятельностью микроорганизмов в зоне водо-нефтяного контакта.

В. Т. Малышок и О. К. Обухов (1960) установили в коллекторах палеогена Кубани широкое распространение вторичного кальцита и опала, которые широкой полосой оконтуривают зону водо-нефтяного контакта. Очень сходные формы вторичного окремнения описаны А. Б. Ашировым (1960) и Е. К. Фроловой (1963) в карбонатных коллекторах Куйбышевского Поволжья.

Растворение карбонатных пород с последующей доломитизацией и кальцитизацией в связи с воздействием нефтяных вод отмечено А. И. Осиповой (1964) для палеогеновых отложений Средней Азии.

Из приведенных данных следует, что вблизи от скопления нефти в карбонатных породах различных районов часто наблюдаются следы процессов отбеливания, пиритизации, кальцитизации, окремнения и растворения вмещающих пород, однако их соотношения в пространстве изучены весьма недостаточно.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНО-ВАНАДИЕВЫХ РУД В НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Изучение современных процессов взаимодействия вод и нефтей помогает понять многие явления, связанные с аналогичным процессом в прошлом и воссоздать некоторые черты обстановки рудообразования. Привлекая результаты изучения подземных вод современных разрушающихся нефтяных залежей для объяснения эпигенетической зональности древних урановых месторождений, можно прийти к выводу, что геохимические черты различных зон возникли вследствие воздействия на породы пластовых вод определенного состава.

Зона I, вероятно, соответствует области длительного влияния инфильтрационных вод, содержавших свободный кислород (см. фиг. 38). Если здесь первоначально и присутствовало рассеянное органическое вещество, то оно должно было неизбежно выноситься за пределы зоны. Господство обстановки кислородного окисления определило распространение здесь гидроокислов железа, а интенсивный водообмен вызвал образование пустот и пор в породе. Нижняя граница зоны I отвечает полной потере растворенного в водах свободного кислорода, что фиксируется в породах сменой гидроокислов железа сульфидами.

Зона II может рассматриваться как область биохимического окисления органического вещества за внешним контуром нефтяной залежи. Она, вероятно, соответствовала области развития вод, близких по составу к пробам 2—4 (см. табл. 24), pH которых 7,2—7,8. Сероводородное заражение в пластовых водах отражается в распространении сульфидов железа в породах. Окисление и вынос органического вещества, т. е. отбеливание пород, можно объяснить редукцией иона SO_4 в водах по схеме: $SO_4^{2-} + 2C + 2H_2O \rightarrow H_2S + 2HCO_3^-$.

Характерно, что наряду с растворением пород (микростилолиты, брекчирование) здесь имеет место вторичная кальцитизация, что отражает обстановку неустойчивого карбонатного равновесия в водах. Поступление CO_2, возникшего в результате окисления органического вещества, вызывало снижение pH раствора и приводило к растворению карбонатов на отдельных участках пласта. Нейтрализация слабокислых растворов в карбонатной среде способствовала выпадению вторичного кальцита.

Зона III отвечает стабильному положению древнего водо-нефтяного контакта. Здесь, наряду с сульфидами железа, сохраняется сильно окисленное органическое вещество, концентрируются кремнезем, ванадий и уран. При этом известняки несут следы активного растворения в виде стилолитовых швов, сутур, микростилолитов.

Сочетание всех этих признаков можно объяснить гидрохимической обстановкой, которая обычно наблюдается в зоне водо-нефтяного контакта разрушающихся нефтяных залежей.

В этой зоне обычно распространены углекисло-сероводородные воды, pH которых приближается к 6,4 (см. табл. 24). Широко идущие процессы биохимического окисления органического вещества поставляли в воды такое большое количество CO_2 и H_2S, что возникшая обстановка способствовала выносу карбонатов и препятствовала вторичной кальцитизации пород.

Эта же слабокислая среда благоприятствовала осаждению кремнезема и образованию кремневых конкреций. Здесь происходила также концентрация ванадия и урана (см. фиг. 38).

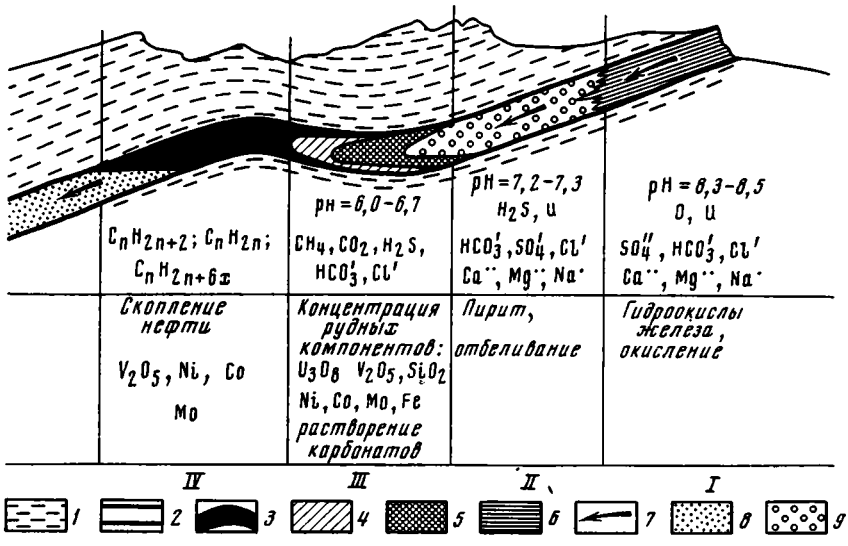
Асимметричная форма рудных тел подтверждает, что осаждение урана и кремнезема происходило на фоне движения пластовых вод. Максимальная концентрация урана и кремнезема, совпадающая с наиболее выпуклой частью рудного тела (см. фиг. 38, *б* и *в*), приурочена к пласту с наибольшей эффективной пористостью (см. табл. 23), а общая ориентировка роллов в пределах всего месторождения соответствует вероятному направлению движения пластовых вод.

Зона IV, по-видимому, представляет собой участок бывшей нефтяной залежи. Впоследствии эта залежь была разрушена в результате вскрытия нефтеносного пласта. Подтверждением этого предположения служат остатки окисленного нефтяного битума в породах зоны.

Геохимическая реконструкция процессов, которые осуществлялись в краевой части разрушающейся нефтяной залежи, изображена на фиг. 39. Пласт карбонатных пород, где господствовала резко восстановительная обстановка и образовались скопления нефтяных углеводородов, был вскрыт эрозией, и в него с поверхности стали поступать сульфатные воды, существенно обогащенные кислородом и несущие повышенное количество растворенного урана.

В результате прямого воздействия кислорода вблизи от дневной поверхности сульфиды железа и других металлов окислялись и замещались гидроокислами, а воды постепенно расходовали свободный кислород.

Ниже окислительно-восстановительной границы протекали процессы анаэробного окисления. Вследствие жизнедеятельности бактерий шестивалентная сера аниона SO_4^{2-} восстанавливалась до двухвалентной и связывалась в сероводород, а органическое вещество окислялось до CO_2. Та-



Фиг. 39. Геохимическая реконструкция процессов рудообразования в нефтеносных карбонатных породах

1 — непроницаемые глины; *2* — карбонатный коллектор; *3* — разрушающаяся нефтяная залежь; *4* — урановый ролл; *5* — окремнение; *6* — зона развития гидроокислов железа; *7* — направление инфильтрации пластовых вод; *8* — зона неизмененных пород; *9* — зона отбеливания

ким образом, в водах непрерывно уменьшалось количество растворенных сульфатов и соответственно возрастало относительное значение карбонатов, в породах благодаря выносу органического вещества шло отбеливание, а вследствие избытка сероводорода возникали новообразования сульфидов.

Краевая часть нефтяной залежи, подвергшейся процессам анаэробного окисления, являлась той зоной максимальных геохимических противоречий (или геохимическим барьером, по А. И. Перельману, 1965), где интенсивно осуществлялись процессы рудогенеза, обусловленные, с одной стороны, преобразованием органического вещества нефтей, а с другой — резким изменением состава вод.

Преобразование нефти в краевой части залежи приводило к увеличению ее удельного веса и росту относительного значения асфальтенов, смол и гуминовых веществ. Одновременно с этим в ней возрастало содержание таких рудных компонентов, как V_2O_5, CoO, NiO, FeO, Mo и др., изначально присутствовавших в нефтях, а также увеличивалась ее сорбционная емкость в отношении этих металлов. Выделение значительных масс CO_2, возникших за счет окисления углеводородов, вызвало подкисление пластовых вод и стимулировало усиленное растворение вмещающих руду карбонатных пород. В результате здесь широко развились сутуро-стилолитовые швы, поры и каверны, типичные для рудоносных пород.

Изменение состава пластовых вод на водо-нефтяном контакте залежи оказывалось важным фактором, определяющим поведение урана. В зоне развития инфильтрационных вод с высокими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала уран окисляется до шестивалентного и интенсивно переходит в раствор (Германов и др., 1959; Германов, 1963).

Наиболее вероятной формой переноса урана в карбонатной среде являются уранил-карбонатные комплексы. Разрушение комплексов с выпадением труднорастворимых соединений происходит при подщелачивании раствора до pH 11 (Стеффенс, Макдональд, 1956) или при подкислении до

Таблица 25

Среднее содержание ванадия в рудных телах месторождения (в %)

Вмещающие породы	Число образцов	Число средних проб	V_2O_5
Оолитовые известняки	80	14	0,024
Гастроподовые известняки	402	67	0,018
Известняки-устричники	90	17	0,025

pH 6,5 (Мак-Клейн и др., 1956). Такое снижение величины pH имеет место в пределах водо-нефтяного контакта; здесь и происходит осаждение урана из подземных вод.

Весьма сходно поведение ванадия. При окислении он легко переходит в более подвижную пятивалентную форму и в слабощелочной среде легко мигрирует в виде анионов ванадиевых кислот или гетерополисоединений. Восстановление его до трехвалентной формы резко меняет растворимость и благоприятствует выпадению ванадия в осадок в форме металлоорганических соединений или сульфида ванадия (патронита). Возможно, что при осаждении ванадия какую-то роль играет его соосаждение с кремнеземом. Как известно, в слабощелочной среде SiO_2 растворим, но в условиях повышения давления углекислоты вблизи от водо-нефтяного контакта происходит его выпадение по схеме (Гинзбург, 1957): $SiO_2 + CO_2 + H_2O + CaCO_3 \rightarrow SiO_2 + Ca(HCO_3)_2$.

Несмотря на большое сходство в миграции и концентрации на границе нефтяной залежи, можно все-таки считать, что источники урана и ванадия совершенно различны. Действительно, хотя ванадий, как было показано выше, и образует скопления в разных частях урановых рудных тел, а в отдельных пробах его содержание даже достигает 0,5%, среднее его количество в породах весьма невелико. Уже в пробах, составленных из отдельных образцов, содержание V_2O_5 колеблется от 0,008 до 0,09%, а средние величины в различных рудных телах вообще довольно стабильны. Во всех трех случаях (табл. 25) они близки 0,02%, а при расчете на металлический ванадий — 0,01%. Эта величина несколько уступает кларку ванадия в земной коре (0,015%, по А. П. Виноградову, 1962), но близка к среднему содержанию ванадия в известняках (0,002—0,004%). Небольшое значение по сравнению со средней цифрой, по-видимому, объясняется повышенной битуминозностью пород, содержащих до 4% органического углерода и до 1,25% битума, извлекаемого из породы органическими растворителями. Битуминозные вещества, в первую очередь асфальтены и смолы, постоянно содержат повышенные количества ванадия (см. ниже).

Геохимические исследования больших площадей распространения известняков горизонта l_1 показали, что все их неокисленные и не измененные вторичными процессами разности несколько обогащены ванадием и рассеянным органическим веществом нефтяного ряда.

Изложенное позволяет сделать вывод, что ванадий не был привнесен в карбонатный пласт извне в процессе инфильтрации пластовых вод, а заимствован из битуминозных пород и переотложен в краевой части нефтяной залежи.

В отличие от этого содержание урана в отдельных пробах значительно превышает кларк ($3{,}2 \cdot 10^{-4}$%, по А. П. Виноградову, 1962), а среднее количество в пределах рудной зоны обычно в десятки — сотни раз больше средней величины. С другой стороны, не измененные вторичными процессами известняки погруженных участков обычно не радиоактивны, а отсутствие регионального заражения пород ураном свидетельствует о его поступлении в пласт извне.

Интересно, что в поверхностных водах района в связи с жарким и засушливым климатом, господствующим здесь в настоящее время, а также, по-видимому, в связи с близостью палеозойских складчатых сооружений содержание растворенного урана в водах достигает $n \cdot 10^{-4}$ *г/л*. Можно предполагать, что количество его в прошлом вряд ли сильно уступало этому значению, а скорее всего даже превышало его.

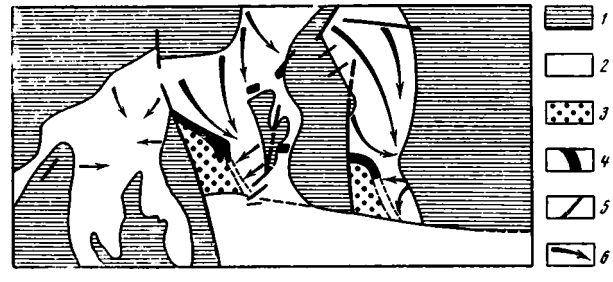
Поэтому кажется наиболее вероятным, что в отличие от ванадия уран был привнесен в пласт известняка извне инфильтрировавшими в него поверхностными водами и осажден совместно с ванадием в краевой части разрушающейся нефтяной залежи.

Рассмотренная нами выше схема рудогенеза позволяет считать, что закономерности распределения урано-ванадиевых руд в карбонатных породах определяются локализацией нефтяных скоплений, с одной стороны, и гидродинамическим режимом — с другой. Оба фактора существенно изменились в течение постпалеогеновой истории развития района.

В нижнепалеогеновое время в центральной части района существовало крупное субширотное поднятие, в пределах которого только начали зарождаться субмеридиональные структуры второго порядка. Разломы в это время, может быть, и были заложены в палеозойском фундаменте, но непосредственно не проявлялись внутри палеогеновых отложений, поэтому карбонатные горизонты представляли собой единую гидродинамическую систему. В палеогеновое время в центральной части интересующего нас района начала формироваться крупная пластовая залежь нефти. Накопление нефти шло параллельно с медленным ростом субширотной антиклинальной структуры, причем подток ее, несомненно, осуществлялся с юга. Вероятно, формирование нефтяных скоплений продолжалось вплоть до конца неогена.

Гидрогеологическая схема современного строения района, составленная по данным А. К. Лисицына и собственным наблюдениям автора, представлена на фиг. 40. В центральной части площади, в пределах Центральной и Восточной синклиналей, расположены два изолированных артезианских бассейна. Область питания водоносного горизонта l_1 в обоих случаях находится на севере этих структур, а области разгрузки приурочены к восточным крыльям, где известняки выходят на дневную поверхность в долинах рек.

В юго-западных частях синклиналей, вблизи от районов пересечения меридиональных и широтных разломов, в наиболее погруженных частях структур видны реликты двух тектонически экранированных залежей нефти, северо-восточный край которых зафиксирован в виде Центрального и Восточного рудоносных участков. Внутри бывшего водо-нефтяного контакта в известняках жидкая нефть и битумы встречаются спорадически в виде пятен, пропитки пород или заполнения в трещинах; поблизости от этих разрушенных залежей известны нефтяные источники.



1 — участки, на которых отсутствует горизонт l_1;
2 — участки распространения горизонта l_1;
3 — интенсивные битумные проявления;
4 — рудоносные участки;
5 — разломы;
6 — направления движения пластовых вод

Фиг. 40. Принципиальная схема гидродинамики пластовых вод, нефтеносности и рудоносности пород горизонта l_1 в настоящее время (В. Н. Холодов, с учетом данных А. К. Лисицына)

Приведенные данные позволяют приблизительно наметить эволюцию скоплений нефти исследуемого района от единой, сводовой, пластовой залежи вплоть до образования изолированных друг от друга, тектонически экранированных скоплений нефти в синклинальных участках и их полного разрушения.

Медленное и спокойное формирование крупной палеоген-неогеновой залежи нефти в карбонатных породах горизонта l_1 на границе неогена и четвертичного периода было прервано поднятиями палеозойских горных сооружений, особенно интенсивно проявившимися в северо-западной и восточной частях района. В результате этих движений породы горизонта l_1 в районе Предпалеозойской гряды на севере, а потом на восточном крыле Восточной синклинали были вскрыты эрозией. Вначале здесь произошла дегазация пласта и истечение нефти, но затем усиленная инфильтрация пластовых вод постепенно оттеснила нефтяные флюиды к югу, а северная часть тогда еще единой широтной структуры усиленно «промывалась» пластовыми водами.

Вдоль северной границы единой нефтяной залежи в карбонатных породах горизонта l_1 начались процессы окисления нефтей и связанное с ними урано-ванадиевое рудообразование. Оно осуществлялось, по-видимому, в полном соответствии с описанной нами ранее схемой взаимодействия пластовых вод и нефти и привело к возникновению северной рудной полосы. Эта полоса включала многочисленные мелкие рудопроявления горизонта l_1 в северо-восточной части района.

Процессы урано-ванадиевого рудогенеза продолжались, по-видимому, недолго. Они были прерваны очень важным событием в жизни исследуемого района — вследствие усилившихся дифференциальных движений палеозойские ядра-блоки, являющиеся основой меридиональных структур, прорвали снизу маломощный палеогеновый осадочный чехол, и единое субширотное поднятие распалось на несколько более мелких складок.

Эти движения сразу сказались на строении нефтяной залежи. Вместо единой пластовой залежи, приуроченной к сводовой части субширотной структуры, образовались два тектонически экранированных скопления нефти. Истечение нефти вдоль разломов привело к сокращению общей нефтеносной площади и формированию двух изолированных контуров, как бы подвешенных к меридиональным разломам (Восточная и Западная антиклинали). Вдоль северных контактов нефтяных скоплений в этот период продолжаются процессы окисления нефти пластовыми водами и накопления в известняках рудных компонентов. Стабильное положение водо-нефтяного контакта здесь было зафиксировано формированием оруденения в пределах Северного и Северо-Восточного участков.

В настоящее время оруденение на этих участках представлено скоплениями урано-ванадатов, имеющими линзовидную форму и пространственно связанными с окремнением карбонатных пород. Когда шло формирование этих концентраций, здесь, несомненно, были распространены скопления битумной органики, содержащие урановые черни, смолки и сульфиды ванадия.

Образовавшиеся нефтяные залежи горизонта l_1 с течением времени все больше подвергались эрозии, выходили на поверхность и разрушались циркулирующими пластовыми водами. Особенно большое значение в этом процессе сыграла река, в наиболее отдаленные времена с севера на юг пересекавшая восточное крыло Восточной синклинали. В результате ее деятельности известняки горизонта l_1 обнажались на нескольких участках Восточной синклинали, нефть вытекла, испарилась и вымылась водами, а остатки восточной залежи оттеснялись инфильтрирующими водами в южную часть депрессии.

Интенсивные поднятия в восточной части района привели к тому, что река, вначале вскрывшая известняки палеогена в районе Восточной синклинали, начала затем мигрировать к западу, вскрыв сначала свод Восточ-

ной антиклинали, а затем переместившись на ее западное крыло. Последовательное перемещение русла реки с востока на запад хорошо видно при сравнении абсолютных отметок ее террас в восточной и западной частях района.

Вскрытие горизонта l_1 рекой в районе Южного участка привело к резкому уменьшению площади, занятой нефтяной залежью в присводовой части Восточной антиклинали. Вся северная часть Центральной синклинали оказалась в сфере действия пластовых вод, разгружавшихся в русле реки. Естественно, что нефть отсюда постепенно была вытеснена, а рудные скопления Северного и Северо-Восточного участков разрушались и окислялись. Шестивалентный уран и пятивалентный ванадий легко растворялись в сульфатных водах и выносились за пределы пласта, а органическое вещество переходило в CO_2 и вымывалось из пород.

Когда река, покинув прежнее русло, вновь переместилась на запад и вскрыла горизонт l_1 в юго-восточной части Центральной синклинали, в пределах этого артезианского бассейна началось движение вод в тех направлениях, которые изображены на фиг. 40. Нефть оказалась отжатой к разломам, и в центральной части структуры стабилизировалось положение водо-нефтяного контакта. В его пределах шли процессы рудообразования, суть которых разобрана в предыдущем разделе.

Таким образом, каждому более или менее стабильному положению контакта нефть — вода в изучаемом районе соответствует полоса карбонатных пород, обогащенных урано-ванадиевыми минералами. При этом отмечается следующая закономерность: чем древнее залежь нефти, определившая положение водо-нефтяного контакта, тем менее четко проявлена концентрация урано-ванадиевых минералов. Это обусловлено эфемерностью рудных скоплений данного типа, которые, по-видимому, довольно быстро возникают в ходе взаимодействия воды и нефти, но столь же быстро разрушаются и исчезают.

Эпохи стабильного положения нефтяных залежей на площади вследствие обострения процессов тектонических движений и эрозии многократно сменялись эпохами перераспределения нефтяных битумов в пласте. В эти периоды скопления нефтяных битумов под действием сил гравитации, пленочного натяжения, диффузии и при активном влиянии циркуляции пластовых вод интенсивно перераспределялись в пластах, и, таким образом, область геохимических процессов, связанных с рудообразованием, также перемещалась. Вследствие подвижности водо-нефтяного контакта разрушающейся залежи границы эпигенетических зон, возникающих при взаимодействии пластовых вод с нефтью, оказались также подвижны.

Изменение положения нефтяной залежи на площади могло приводить к различным пространственным взаимоотношениям между прежним водонефтяным контактом, зафиксированным в породах в виде урано-ванадиевых рудных тел, и новым контуром нефтеносности. На одних участках нефтяные битумы покидали рудоносные площади, а на других рудная полоса затапливалась нефтяными углеводородами, и фронт окисления отодвигался от нее.

Следовательно, наблюдения за границами различных зон только в одном разрезе не дают правильного представления о жизни нефтяной залежи в целом. Во всяком случае очевидно, что любое перемещение окисляющейся нефтяной залежи в пространстве приводило к наложению новой эпигенетической зональности на старую и к постепенному уничтожению границ предшествующих зон.

В заключение нельзя не коснуться принципиально важного вопроса о значении разломов, рассекающих палеогеновую толщу, в формировании и разрушении нефтяных залежей. Как субмеридиональные, так и субширотные разломы исследуемого района, несомненно, древнего происхождения. Они существовали еще в допалеогеновое время и, как было показано при анализе палеогеографии, активно влияли на осадкообразование

в палеогене. Однако до конца неогенового времени эти структуры, по-видимому, не нарушали сплошности карбонатных горизонтов k, l_1, l_2 и m, являясь несомненными дизъюнктивами только внутри палеозойских толщ.

Позднее, в эпоху интенсивных тектонических поднятий, палеозойские ядра прорвали осадочный палеогеновый чехол в местах максимальных вертикальных движений. Этот период совпал с началом разрушения нефтяных залежей, которое продолжается на исследуемой площади до настоящего времени. Следовательно, образование разрывов сплошности нефтеносных пластов внутри палеогена служило в основном фактором разрушения, а не созидания нефтяных скоплений.

Разрывные нарушения в палеогеновом чехле на одних участках проявляются в виде разломов большой амплитуды, а на других быстро и полностью затухают или переходят во флексуры. Можно даже утверждать, что все тектонические линии в центральной части района не сплошные: почти всегда в них нарушенные участки палеогеновых отложений чередуются с ненарушенными.

При изучении приразломных зон в нарушенных участках хорошо видно, что в брекчиях трения, в разлинзованных глыбах известняков и вдоль зеркал скольжения отсутствуют следы современной миграции битумов по разлому. Все нефтепроявления в приразломных зонах обычно тесно связаны с определенными нефтеносными карбонатными горизонтами палеогена (k, l_1, l_2, m), из которых и истекает нефть.

Таким образом, вряд ли правильно, как это делают некоторые авторы, связывать образование залежей нефти в карбонатных породах алайского горизонта с подачей битумов по разломам. Возможно, что этот процесс и играл определяющую роль в других регионах, но в данной ситуации он весьма сомнителен.

III

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВАНАДИЯ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ, УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ

О ПРИНЦИПАХ КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВАНАДИЯ И ДРУГИХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В предыдущих разделах описаны особенности строения и условия образования двух различных редкометальных скоплений в осадочных породах: месторождения ванадия, хрома, урана, молибдена и других металлов в кембрийских фтанитах и месторождения урана, ванадия и других элементов-примесей в нефтеносных карбонатных породах палеогена.

Сравнение этих месторождений показывает, что наиболее глубокие различия между ними заключаются в закономерностях пространственного размещения руд. Действительно, рудные скопления, связанные с кембрийскими фтанитами, обычно представляют собой пласты кремнисто-глинистых пород, обогащенные рудными компонентами и прослеживающиеся на десятки и сотни километров по простиранию. В плане их распространение контролируется определенной фациальной обстановкой бассейна седиментации: кремнисто-глинистые илы накапливались в наиболее глубоководной части палеоводоема и в сторону мелководья сменялись фацией пластовых фосфоритов.

В отличие от них урано-ванадиевые скопления в нефтеносных карбонатных породах представляют собой в разрезе линзовидные тела, имеющие форму полумесяца или выпукло-вогнутой линзы (роллы), а на площади они объединяются в причудливо изогнутые полосы, положение которых соответствует контурам нефтяной залежи. Их мощность и протяженность обычно очень невелики, а распространение крайне прихотливо.

Характерно, что в карбонатных породах обычно отсутствует четкий фациальный контроль и распределение рудных скоплений в очень слабой степени зависит от состава и структуры вмещающих их известняков, но зато целиком определяется пространственным положением скоплений нефтяных углеводородов.

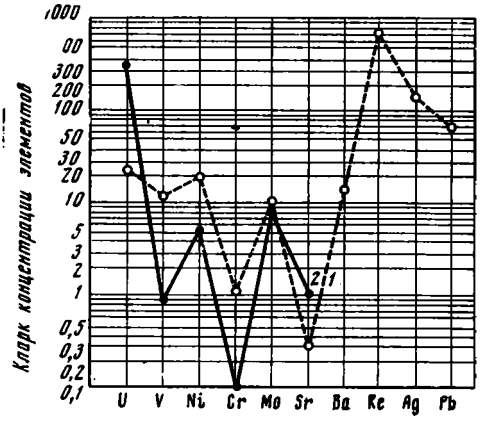
Как было показано ранее, такие существенные различия в закономерностях залегания руд целиком обусловлены их диаметрально противоположным происхождением. Образование высоких концентраций ванадия и других рудных компонентов в кембрийских фтанитах происходило в основном в процессе седиментации и преобразования осадков на дне кембрийского палеобассейна. В этом случае рудогенез протекал одновременно с образованием кремнисто-глинисто-органогенных илов и по существу являлся частью осадкообразования, одной из сторон этого явления. Последующее возникновение горных пород из кремнистых илов зафиксировало на месте уже возникшие скопления редких металлов, а дальнейшие катагенетические преобразования и выветривание были в основном направлены только на разубоживание и уничтожение рудных концентраций.

Совершенно по-другому протекали события во втором случае. Здесь образование месторождения началось с отложения карбонатных илов на

дне палеоводоема и формирования вначале безрудных карбонатных пород. Таким образом, стадии седиментации и диагенеза при формировании месторождений в нефтеносных карбонатных породах являлись своеобразным прологом последующего рудообразования. Затем на стадии катагенеза начали формироваться нефтяные скопления, а выветривание и усиленная циркуляция пластовых вод по существу и вызвали процессы рудообразования. Естественно, что они наложились уже на готовую, сформировавшуюся породу и поэтому приобрели многие черты весьма позднего явления.

Очевидно, что в обоих случаях совершенно различны временные соотношения между стадиями образования рудосодержащих пород, с одной стороны, и рудогенезом — с другой. Однако именно они определяют различия в строении и особенностях двух изученных типов редкометальных месторождений. Естественно, что именно *временные взаимоотношения между стадиями образования рудоносных пород и процессом рудообразования следует положить в основу классификации редкометальных месторождений.*

Сравнивая редкометально-ванадиевые месторождения в кембрийских фтанитах и в палеогеновых нефтеносных карбонатных породах по составу



Фиг. 41. Кларки концентрации рудных компонентов в ванадиеносных фтанитах (*1*) и в нефтеносных карбонатных породах (*2*)

руд, следует отметить их довольно большое сходство. Главными концентраторами рудных компонентов в первом случае являются органическое вещество и глинистый материал, во втором — органическое вещество нефтяного ряда. Как показано выше, в кембрийских фтанитах накапливаются ванадий, уран, никель, хром, молибден, барий, рений, серебро, свинец. В палеогеновых рудах ассоциация рудных компонентов значительно беднее и включает уран, ванадий, никель, молибден, стронций.

Степень концентрации различных рудных компонентов в изученных нами месторождениях показана на фиг. 41. В ванадиеносных фтанитах выделяются две группы рудных компонентов. Первая группа включает V, U, Ni, Cr, Mo, возможно Ba. Все они в рудах обычно в 2—20 раз превышают кларк и накопились совместно с кремнисто-глинистым осадком, преобразованным затем во фтанит.

Во вторую группу входят Pb, Ag, Re; их концентрация в рудах в 50—800 раз превышает кларк. Свинец и его спутники скорее всего вторичны по отношению к фтанитам, привнесены позднее и извне, но распределяются в пласте весьма сходно с компонентами первой группы. Высокие кларки концентраций этих элементов подтверждают вывод о «наложенном» характере их скоплений. Здесь следует сослаться на работу С. Г. Батулина, Е. А. Головина и др. (1965), где Е. А. Головин показал высокую степень концентрации, свойственную именно вторичным рудным скоплениям.

Итак, при выяснении источника металлов, сконцентрированных в кембрийских фтанитах, обнаружено, что V, U, Ni, Cr и Mo накопились со-

вместно с породой, а Pb, Ag и Re пришли в нее извне, но это мало повлияло на их распределение в разрезе и на площади.

В нефтеносных карбонатных породах геохимическая ситуация довольно похожа. Здесь содержание V, Ni, Mo и Sr в 1—10 раз превышает кларк, и, вероятно, в процессе рудообразования они были заимствованы из битуминозных карбонатных пород, вмещающих оруденение. Что же касается урана, то в рудах он концентрируется в количестве, в сотни раз превышающем его среднее содержание в осадочных породах, и, несомненно, был привнесен в породы со стороны. Снова мы наблюдаем очень сходную картину: несмотря на различные источники рудных компонентов, их распределение в рудосодержащих отложениях очень похоже.

Все изложенное позволяет, как нам кажется, сделать следующий вывод. При образовании редкометальных месторождений в осадочных породах наиболее важным фактором, определяющим пространственное положение руд и особенности их строения, является стадиальный тип рудного процесса, но не источник рудных компонентов.

Отсюда совершенно ясен главный принцип, положенный в основу типизации месторождений ванадия и других редких элементов в данной работе. Среди всего многообразия месторождений ванадия и других металлов следует в зависимости от генезиса различать сингенетические и эпигенетические месторождения.

К **сингенетическим** [1] месторождениям мы относим скопления рудных компонентов, которые в основном возникли под действием процессов рудообразования, происходящих одновременно и совместно с формированием рудосодержащей породы, т. е. на стадиях седиментации и диагенеза. При этом следует особо подчеркнуть, что в нашем понимании сингенетичный рудогенез не только хронологически совпадает со стадиями седиментации и диагенеза, но и является неотъемлемой частью седиментационных и диагенетических процессов.

Разумеется, речь здесь идет о том главном рудном процессе, который определяет закономерности пространственного положения и специфику текстуры руд. Как было показано выше, в сингенетическом месторождении возможно дополнительное поступление рудных компонентов на более поздних стадиях осадочного породообразования, но не оно определяет облик месторождения в целом.

К **эпигенетическим** месторождениям мы предлагаем относить скопления рудных компонентов, возникшие в основном под действием процессов рудообразования, протекавших после сформирования рудосодержащих пород, на стадиях катагенеза, метаморфизма или выветривания.

Использованные нами термины «сингенез» и «диагенез» применяются здесь несколько в ином смысле, чем в работах А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1956), Г. Н. Перозио (1961), Г. А. Каледы (1958) и других представителей направления, изучающего региональные вторичные изменения осадочных пород. Отличается также наше понимание этих терминов от того, которое предложили недавно Е. А. Головин (1965), С. Г. Батулин и др. (1965).

Понятие о «сингенетических» и «эпигенетических» месторождениях возникло во второй половине XVIII в. Судя по комментариям Брошан де Виллие (Villiérs, 1800), еще в лекциях А. Г. Вернера предлагалось различать среди месторождений «пласты», возникшие одновременно с вмещающей породой (Lager), и «жилы», образовавшиеся позднее (Gänge). По-видимому, такое подразделение руд связано с попыткой А. Г. Вернера наметить определенную последовательность образования осадочных

[1] «Генезис» (греч.) — «происхождение», приставка «син» придает корню смысловой оттенок «одновременно и совместно»; «сингенез» — образование теми же процессами, «сорождение». «Эпигенез» — образование в результате действия более поздних процессов.

формаций и с затруднениями при оценке возраста жил, пересекающих осадочное напластование.

С тех пор понятия «сингенетический» и «эпигенетический» применялись в рудной геологии как синонимы терминов «одновременный» или «неодновременный» по отношению к рудовмещающим породам; временно́е толкование этих слов сохранилось до середины XX в.

Большинство геологов, изучавших рудные месторождения Европы в первой половине XIX в., придавало большое значение формам залегания полезного ископаемого. В связи с этим широкое распространение в это время получили геометрические классификации, в которых в основном учитывалась морфология рудных тел (пласты, жилы, штоки, почки, вкрапленники и т. п.).

Особняком стоит система Бюра (Burát, 1845). Этот исследователь предложил различать слоистые и неслоистые месторождения, считая, что первые образовались одновременно (gîtes contemporains) с вмещающими породами, а вторые — позднее (gîtes posterieurs). При этом форму рудной залежи Бюра не считал решающим признаком одновременности образования полезного ископаемого и вмещающей его породы, некоторые типичные пластовые месторождения железных руд, связанные с метаморфическими толщами, а также знаменитые медистые сланцы Мансфилда он относил к группе поздних образований. Таким образом, если А. Г. Вернер полностью отождествлял время образования полезного ископаемого и морфологический тип его скоплений, то Бюра в основу подразделения месторождений положил не только морфологию рудных тел, но и способ рудообразования.

Примерно через 30 лет после Бюра Гроддек (Groddek, 1879) несколько видоизменил его классификацию, сохранив, однако, основное деление на руды, образовавшиеся одновременно с вмещающими породами, и образования позднейшие, чем вмещающая порода.

Следует подчеркнуть, что ни А. Г. Вернер, ни Бюра, ни Гроддек не пользовались терминами «сингенетические» и «эпигенетические» месторождения, хотя придавали этим понятиям большое значение. Термины «сингенез» и «эпигенез» были введены в учение о рудных месторождениях Стельцнером (Stelzner, Bergeat, 1904—1906) и Беком (Beck, 1901). Эти исследователи создали общую классификацию месторождений полезных ископаемых, в основе которой лежало деление их на первичные и вторичные. К категории первичных относились все известные в то время месторождения магматического и осадочного происхождения; группа вторичных включала главным образом россыпи и элювиальные образования.

Среди класса первичных месторождений оба исследователя предложили различать сингенетические месторождения, т. е. образовавшиеся одновременно с вмещающими породами, и эпигенетические, или образовавшиеся после вмещающих пород.

По предложенной классификации в одних случаях авторы считали достаточным для отнесения рудных скоплений к первой или второй группе определить форму залегания (жилы, выполнения пустот и т. п.), а в других — основывались на характеристике рудного процесса в целом (магматические выделения, контактово-метаморфические месторождения). Иначе говоря, критерии для разграничения «син» и «эпигенетических» образований не были строго выдержанными.

Взгляды Стельцнера и Бека получили широкое распространение. В России их сторонником стал К. И. Богданович (1912—1913); он принял в качестве основы предложенную ими систематику.

Следующий шаг в развитии представлений о «син»- и «эпигенетических» месторождениях сделал Эммонс (Emmons, 1917). В книге «Введение в учение о рудных месторождениях» он определил рассматриваемые понятия так же, как это сделали Бек и Стельцнер: «...Сингенетическими называются такие месторождения, которые были образованы одновременно с включаю-

щими их породами ... Эпигенетические месторождения образованы позднее пород, включающих их» (Эммонс, 1925, стр. 19).

Однако классификация месторождений, принятая Эммонсом, в отличие от предшествующих была строго генетической. К группе сингенетических в работе «Вторичное обогащение рудных месторождений» Эммонс отнес скопления металлов, возникшие в процессах осадкообразования или в связи с магматической деятельностью; к эпигенетическим — сформированные пирагидатогенными растворами пегматиты, образованные эманациями контактово-метаморфические месторождения, концентрации металлов глубокой жильной зоны, образованные при высоких температурах и давлениях, месторождения, сформированные восходящими горячими растворами на глубине, месторождения, образованные горячими растворами у поверхности, и месторождения, возникшие в результате выпадения рудных компонентов из холодных метеорных вод.

По Эммонсу, чтобы определить сингенетично ли данное месторождение вмещающей его породе, нужно изучить его генезис и способ возникновения. Критерием различия одновременности или неодновременности оруденения и рудовмещающих пород становятся не только пространственные взаимоотношения, но и процесс рудообразования.

В более поздних работах геологов-рудников общепринятым оказалось временно́е понимание терминов «сингенез» — «эпигенез», в общем близкое к взглядам Эммонса. Так, например, В. А. Обручев (1929) считал, что «сингенетическими» следует называть месторождения, одновременные с окружающей породой, а «эпигенетическими» — месторождения моложе тех пород, среди которых они затвердели.

В «Петрографическом словаре» Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве термин «эпигенетические месторождения» поясняется так: «Месторождения неодновременные с вмещающими их породами, образовавшиеся позднее, путем выполнения трещин и пустот или путем химических превращений, метасоматоза, контактометаморфизма и т. п. (жилы, штоки, линзы, и т. д.)» (1937, стр. 383).

В популярном учебном руководстве П. М. Татаринова (1955) этим понятиям дается следующее определение: «Эндогенные и экзогенные процессы могут приводить к образованию двух групп месторождений: сингенетических, возникающих одновременно с вмещающими породами, типичным примером которых являются осадочные месторождения, и эпигенетических, возникающих после образования вмещающих пород, к которым относится подавляющее большинство магматических и очень многие из месторождений выветривания» (стр. 71).

Если придерживаться точки зрения исследователей, защищающих временно́е понимание разбираемых терминов, и учесть также наиболее современные взгляды на стадии осадочного породообразования (Вассоевич, 1957; Страхов, 1960), то к сингенетическим концентрациям следует относить те скопления рудных компонентов, которые образовались одновременно с формированием рудосодержащих пород, т. е. до окончательной литификации осадка. Как известно, этот этап жизни породы принято именовать стадиями седиментогенеза и диагенеза. Тогда к эпигенетическим рудным скоплениям нужно будет отнести концентрации, образовавшиеся в осадочных породах на более поздних этапах их развития, т. е. на протяжении катагенеза, метаморфизма или выветривания. Именно такое понимание терминов «сингенез» и «эпигенез» было принято нами за основу при типизации редкометально-ванадиевых руд.

В 20—30-е годы рассматриваемые термины употреблялись в новом, ранее не свойственном им значении. В работах ряда исследователей им был придан стадиальный смысл. Начало такому искажению распространенных терминов положил А. Е. Ферсман (1922). В широко известной работе «Геохимия России» он впервые применил термин «сингенез» для обозначения самой ранней стадии образования осадка на дне водоемов.

А. Е. Ферсман писал: «...В настоящее время мы определенно различаем два момента в истории осадочной породы: образование самого осадка и его диагенез; все минералы, образовавшиеся как составная часть самого осадочного процесса, мы называем первичными (синхроничными) минералами осадка. Таковы, например, $CaCO_3$ раковин или береговых оолитов, свободное образование горошинок болотных руд в озерах и т. д. Однако гораздо важнее нам представляется второй момент в истории образования породы, который мы называем **диагенезом**» (стр. 29). И далее: «...В общем, с генетической точки зрения, мы можем различать в осадочных породах три группы образований:

I. сингенеза и диагенеза ... водный бассейн с его биохимией + осадок на два водоема;

II. катагенеза ... серия разнородных слоев;

III. гипергенеза ... (как современного, так и древнего — в периоды материковых перерывов) ... атмосфера и биосфера + порода» (там же, стр. 32).

Очевидно, что стадию накопления осадков А. Е. Ферсман и именовал сингенезом.

Следует, однако, подчеркнуть, что, как это правильно отметил Н. Б. Вассоевич (1957), в терминологии А. Е. Ферсмана наблюдается некая двойственность. С одной стороны, во введенных им понятиях «сингенез», «диагенез», «катагенез», несомненно, проступают черты стадий осадочного породообразования, т. е. определенных временных этапов в развитии осадка и породы, тогда как, с другой стороны, в ряде случаев эти же термины обозначают геохимический тип процесса, т. е. используются в более узком геохимическом смысле. Примером может служить термин «катагенез», который характеризовал то «... всю совокупность химических преобразований породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна слоем нового осадка, вплоть до того момента, когда она сделалась поверхностью материка, т. е. оказалась на границе с атмосферой» (Ферсман, 1955, стр. 533), то «... совокупность химических и минералогических процессов, вызываемых на границе разнородных минеральных комплексов, свит, пород и т. д.» (Ферсман, 1934, стр. 286).

Не случайно поэтому и понятие «сингенез», наряду со стадиальным значением, получило в трактовке А. Е. Ферсмана второе значение — определенного геохимического типа процесса. Так, в томе III «Геохимии» он писал: «Педогенез (почвообразование на материке) — совокупность химических, биохимических, минералогических и геофизических процессов, приводящая к накоплению на поверхности Земли своеобразного естественно-исторического тела, называемого почвой (граница лито- и атмосферы)».

«Сингенез (почвообразование водных бассейнов) — аналогичный процесс и образование на дне водоемов: озер, болот, океанов, морей (морские илы, осадки и пр. — граница лито- и гидросферы)» (Ферсман, 1955, стр. 703).

Идеи А. Е. Ферсмана были восприняты Л. В. Пустоваловым (1940), причем этот исследователь отбросил геохимический смысл понятий, введенных в литологию А. Е. Ферсманом, и придал им исключительно стадиальное значение. Л. В. Пустовалов отметил, что его предшественники, в частности М. С. Швецов, различали в истории формирования осадочной породы «ранний диагенез», соответствующий изменению рыхлого осадка до его окаменения и перехода в осадочную породу, и «поздний» или «постумный диагенез», включающий различные процессы преобразования уже сформировавшейся породы. Первый из них Л. В. Пустовалов (1940) предложил именовать стадией раннего диагенеза, или стадией сингенеза, а второй — стадией бытия осадочной породы, или стадией эпигенеза.

При этом Л. В. Пустовалов (1940) подчеркивал, что к сингенетическим минералам относятся только те, которые возникли на стадии сингенеза, в рыхлом осадке. Все образования, попавшие в ил из водной массы водо-

ема (фаунистические остатки, обломки терригенных минералов) синхронны осадку, но не сингенетичны ему. Он писал: «...Уточняя, таким образом, понятия «синхроничный» и «сингенетичный», можно сказать, что синхроничные явления и синхроничные образования характеризуют ту общую геологическую обстановку, при которой происходило накопление осадка и формирование из него осадочной породы, тогда как сингенетичные выделения возникают внутри самого осадка и являются, следовательно, продуктом той ограниченной фазы, в которой находился осадок непосредственно после своего накопления» (стр. 383). Из сказанного следует, что Л. В. Пустовалов не был полностью согласен с А. Е. Ферсманом в понимании терминов «синхронный» и «сингенетичный».

Под влиянием работы Л. В. Пустовалова многие литологи приняли его понимание терминов «син-» и «эпигенетический». Весьма определенно в этом отношении высказался Л. Б. Рухин (1953): «...В окаменении следует различать три существенно неодинаковые стадии: сингенез, диагенез и эпигенез. Каждая из этих стадий различается по характеру среды, окружающей отложения. Сингенез объединяет процессы, происходящие в самой верхней части осадка в первые этапы его существования. Эти процессы происходят по существу еще в среде отложения, так как многие осадки представляют собой скоагулированные тонкие суспензии, или гели, насыщенные водой и нечетко от нее отделяющиеся.

Диагенез характеризуется процессами, происходящими в самом осадке и ведущими к превращению его в породу. Происходят эти процессы уже в среде, потерявшей непосредственную связь со средой отложения и обычно заметно отличающейся от нее по своим физико-химическим особенностям...».

«...Наконец, эпигенез объединяет все процессы, изменяющие возникшую после диагенеза породу вплоть до ее выветривания или метаморфизма» (стр. 204).

Против стадиального восприятия термина «сингенез» решительно выступил Н. М. Страхов (1956_1). Им было показано, что два важнейших признака зоны сингенеза в понимании Л. Б. Рухина (1953), а именно: 1) единство среды осадка и среды наддонной воды и 2) наличие между ними непосредственной связи, с прекращением которой прекращается и стадия сингенеза,— являются взаимно исключающими условиями. Физико-химические обстановки осадка и наддонной воды различны, хотя обмен веществ между наддонной водой и осадком осуществляется в широких пределах. Отсюда был сделан логичный вывод — «стадия сингенеза в понимании Л. Б. Рухина характеризуется сочетанием признаков, исключающих один другого. Такого «сингенеза» в природе нет и существовать не может» (Страхов, 1956_1, стр. 20).

Для обозначения стадии накопления осадка на дне бассейна Н. М. Страхов предложил термин «седиментогенез»; последующую стадию преобразования илов он назвал стадией «диагенеза», и, таким образом, в новой и более современной схеме осадочного породообразования термин «сингенез» оказался измененным.

Значительно сложнее обстоит дело с термином «эпигенез». В понимании Л. В. Пустовалова (1940), т. е. для обозначения стадии бытия горной породы с момента ее образования вплоть до ее метаморфизма или разрушения в зоне выветривания (и исключая их), этот термин был принят В. И. Поповым (1957), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1956, 1957), А. В. Копелиовичем (1965) и многими другими исследователями.

Однако в то же время **стадиальное** восприятие этого термина многие авторы смешивают с **временным**. Так, например, Г. И. Теодорович (1958) отнес к этапу эпигенеза гипергенез, или выветривание.

Неопределенность объема понятия «эпигенез» и существующую терминологическую путаницу в этом вопросе детально и всестороннее разобрал Н. Б. Вассоевич (1957). Он предложил заменить неудачное наименование

стадии бытия породы «эпигенез» термином «катагенез», восстановив, таким образом, приоритет А. Е. Ферсмана (1922).

Хотя совершенно правильное по существу предложение Н. Б. Вассоевича (1957) было одобрено многими литологами, довольно большая группа исследователей продолжает неверно использовать термин «эпигенез» для обозначения определенной стадии процесса осадочного породообразования.

Эволюция разбираемых терминов на этом не заканчивается; в ряде работ геологов-рудников им был придан новый генетический смысл. Одним из пионеров этого направления в 30-х годах стал В. Линдгрен. Предлагая новый вариант классификации рудных месторождений в своей широко известной работе «Минеральные месторождения», он писал: «...Весьма удобная, хотя и не строго генетическая, классификация делит месторождения минералов на сингенетические, **образовавшиеся теми же процессами**, как и боковые породы, и притом **одновременно** с последними, и эпигенетические, внесенные позже в данную геологическую среду» (Линдгрен, 1934, т. I, стр. 140.— Разрядка моя.— *В. Х.*).

В этой формулировке имеется, между прочим, одна небольшая неточность. Рудогенез и процессы образования рудоносных пород в случае редкометального оруденения никогда не являются равнозначными, а относятся один к другому как частное к общему. Иначе говоря, при формировании редкометальных концентраций рудообразование обычно является только частью процессов осадочного породообразования, и это приводит иногда к возникновению очень сложных пространственных взаимоотношений между фациями рудовмещающих пород и рудными концентрациями (Холодов, 1970_5).

Тем не менее в определении В. Линдгрена впервые была сделана попытка непосредственно определить тип месторождения через процессы рудогенеза и время образования вмещающих руду пород. Такая двойственность принятого термина послужила в последующих работах толчком для усложнения рассматриваемых понятий.

В дальнейшем одни исследователи наряду с понятиями «сингенез» — «эпигенез» стали применять понятия, характеризующие источник рудного вещества, т. е. расширили систему терминов, тогда как другие изменили первоначальный объем основных понятий, придав им новые смысловые оттенки.

Дискуссия, развернувшаяся вокруг происхождения свинцово-цинковых месторождений спорного генезиса, заставила Амштутца (Amstutz, 1959, 1960 и др.) наряду с выделением син- и эпигенетических месторождений как образований, одновременных и неодновременных по отношению к вмещающим породам, различать руды **эндогенные**, т. е. сформированные за счет материала, содержащегося в самой рудосодержащей породе, и руды **экзогенные**, возникшие в результате привноса «чужого» материала в породу из внешних источников на разных стадиях породообразования.

Таким образом, временны́е понятия дополнялись понятиями, характеризующими рудный процесс в пространстве, а полная генетическая классификация руд, по Амштутцу, должна была образоваться из сочетаний: син — эндо; син — экзо; эпи — эндо; эпи — экзо. Амштутц подчеркнул также, что понятия времени и пространства тесно связаны между собой и часто подменяют друг друга. Поэтому сторонники сингенетического происхождения руд (во временно́м значении этого понятия) почти всегда высказываются в пользу эндогенного происхождения руд, а приверженцы эпигенетического образования отстаивают экзогенное возникновение скоплений металлов.

Интенсивное изучение урановых месторождений и разработка теоретических вопросов, связанных с редкометальным рудообразованием, заставили некоторых исследователей полностью отказаться от временно́го понимания рассматриваемых понятий и придать им сугубо генетический смысл. Наиболее яркое отражение это направление нашло в работе Е. А. Голови-

на (1965) и в книге С. Г. Батулина, Е. А. Головина и др. (1965). В последней приведены следующие определения разбираемых терминов:

«...Сингенетическими будем в дальнейшем называть рудные концентрации, сформированные теми же процессами, что и вмещающая их порода; эпигенетическими — привнесенные, наложенные на породу (осадок) рудные концентрации.

В длительной и сложной истории формирования осадочной породы можно выделить две группы процессов. Сингенетические — процессы, идущие без привноса веществ, унаследованные от стадии седиментогенеза. Движущей силой этих процессов являются внутренние противоречия в вещественном составе исходного осадка, по-разному, в зависимости от термодинамических условий, проявляющиеся на стадиях его преобразования. Эпигенетические — неунаследованные, наложенные процессы, идущие с привносом вещества. Движущей силой этих процессов являются противоречия между веществом осадка и привнесенными, чуждыми ему компонентами» (стр. 9).

Приведенные определения содержат две неточности. Как было уже отмечено при рассмотрении определений, данных син- и эпигенетическим месторождениям В. Линдгреном, совершенно неверно отождествлять процессы редкометального рудогенеза и осадочного породообразования; первые являются частью вторых, что и приводит в некоторых случаях к очень сложным пространственным взаимоотношениям между рудой и вмещающей ее породой в так называемых «сингенетических» месторождениях.

Весьма спорно также утверждение о том, что движущей силой наложенных процессов является противоречие между веществом осадка и привнесенными в него рудными компонентами. Пожалуй, было бы правильнее утверждать, что само рудоотложение в этом случае является результатом противоречия между старой геохимической характеристикой породы или осадка, унаследованной от предшествующих стадий породообразования, и новым гидрохимическим обликом пластовых или трещинных вод, циркулирующих в них.

Однако все эти второстепенные промахи не меняют главного смысла разбираемых определений, а он заключается в том, что возможным критерием разграничения сингенетических и эпигенетических процессов или их результатов — рудных скоплений — признается источник рудного вещества. Если рудный материал заимствован из самих вмещающих пород — месторождение сингенетично, а если он попал в породу извне — месторождение эпигенетично.

В таком понимании терминов временные соотношения между рудогенезом и породообразованием отбрасываются, а сингенетические и эпигенетические процессы становятся внестадийными; они равным образом могут осуществляться на стадии диагенеза, катагенеза, метаморфизма или выветривания. Ведущий признак рудогенеза — с привносом или без привноса вещества—осуществляется данное геохимическое преобразование.

Все изложенное позволяет, как нам кажется, утверждать, что в предложении Е. А. Головина (1965) содержится вторая преоккупация терминов — старые понятие «сингенез» и «эпигенез» употребляются в третьем значении.

Итак, в настоящее время сосуществуют три тенденции использования рассматриваемых терминов. Они применяются для обозначения: 1) временных соотношений между процессами рудогенеза и осадочного породообразования; 2) стадий литогенеза (эпигенез — стадия бытия осадочной породы); 3) источника рудного вещества (из самого осадка или породы — сингенез, извне — эпигенез).

Во всех трех случаях понятия, которые определяются одними и теми же терминами, имеют большое теоретическое и практическое значение. Очевидно также, что подобная терминологическая путаница отнюдь не

способствует развитию наших представлений о вторичных изменениях осадочных пород и связанных с ними процессов рудообразования. Более того, терминологические барьеры становятся тормозом при попытках правильно направить поисковые и разведочные работы на нефть, газ, редкие и радиоактивные металлы, так как они не проясняют, а затемняют сущность явлений и с трудом воспринимаются геологами-практиками.

Поскольку временно́е понимание терминов возникло значительно раньше других, мы и использовали его в разрабатываемой классификации ванадиево-редкометальных месторождений. Что касается стадиального употребления тех же терминов, то нужно, как это и предлагали Н. Б. Вассоевич (1957), Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко (1959), категорически отказаться от использования слов «сингенез» и «эпигенез» при обозначении стадий породообразования и употреблять вместо них уже вошедшие в практику термины «седиментогенез» и «катагенез».

Неправильно употреблять также рассматриваемые термины в таком генетическом смысле, как предлагает Е. А. Головин (1965). Для обозначения процессов, идущих с привносом или без привноса рудного вещества, следует ввести новые термины, в корне отличающиеся от старых.

В ранее опубликованных работах (Холодов, $1970_{4,\ 5}$) мы предлагаем вместо термина «сингенез», в понимании Е. А. Головина (1965), в дальнейшем применять термин «автогенез», а «эпигенез» соответственно заменить термином «аллогенез» [1]. Таким образом, под автогенезом следует объединять те изменения осадочных горных пород, которые протекают на стадиях диагенеза, катагенеза, метаморфизма и выветривания, осуществляются без привноса вещества извне и являются, в смысле пространственного положения новообразованных минералов, унаследованными от стадии седиментации. В результате реализации процессов этой группы возникают автогенетические минералы; они представляют собой результат преобразования материала исходного осадка в условиях новой физико-химической обстановки постседиментационных стадий осадочного породообразования.

Аллогенез включает изменения осадочных пород, которые протекают на стадиях диагенеза, катагенеза, метаморфизма и выветривания и возникают вследствие привноса вещества извне. Новообразованные аллогенетические минералы представляют собой неунаследованные скопления генетически чужеродного для данной породы материала.

СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ВАНАДИЯ

Главнейшие типы осадочных месторождений ванадиевых руд были нами подробно описаны ранее (Холодов, 1968); здесь мы лишь напомним их наиболее яркие особенности, необходимые для дальнейших построений. Краткая промышленная характеристика гипергенных концентраций ванадия, которым посвящена данная глава, приведена в табл. 26. Пределы содержаний в ней даны в % V_2O_5

Концентрации ванадия в россыпях

В магматическом процессе главным носителем ванадия является титаномагнетит. Значительно меньшее количество этого элемента содержится в ильмените. Титаномагнетитовые руды пространственно и генетически тесно связаны с семейством габброидных интрузивных пород. Обычно они залегают в виде линзообразных тел, обособленных во внутренних частях габброидных, анортозитовых или габбро-перидотитовых массивов. Содер-

[1] Приставка «авто» (греч.) придает корню «генез», означающему «происхождение», «рождение», смысл «из себя», «от себя». В целом слово может быть переведено как «саморождение». Его антипод «аллогенез» переводится как «рождение извне».

жание V_2O_5 в титаномагнетитовых рудах колеблется от 0,2 до 1,0%. Необычайно высоким содержанием ванадия, достигающим 1,4—1,9% V_2O_5, отличаются некоторые титаномагнетиты Индии; разновидности ванадиеносных титаномагнетитов здесь получили название кульсонитов.

Основные интрузивные породы обычно не только содержат рудные скопления Ti и V, но и отличаются от прочих типов магматических образований необычайно высоким содержанием акцессорного титаномагнетита.

В эффузивных породах ванадий распределяется так же, как и в интрузивных образованиях. Излившиеся аналоги габброидных интрузивных пород содержат максимальное количество этого элемента в виде акцессорного титаномагнетита, а аналоги кислых магматических образований отличаются более низким его содержанием. Так, например, по данным Е. К. Мархинина и А. М. Сапожникова, в базальтах Урала содержится 0,052% V_2O_5, тогда как в риолитах едва достигает 0,017%. И титаномагнетит, и ильменит в условиях гипергенного выветривания — довольно устойчивые минералы и в ряде случаев образуют россыпные скопления. Однако, как было показано В. П. Батуриным (1947), количественные соотношения между этими минералами в ходе осадкообразования существенно меняются. Если в изверженных породах обычно преобладает магнетит, то в осадочных образованиях чаще встречается более устойчивый ильменит. Данные В. П. Батурина хорошо увязываются с тем обстоятельством, что ванадиеносные титаномагнетиты чаще всего встречаются в россыпях, расположенных сравнительно недалеко от коренных изверженных пород, обогащенных минералом-носителем.

Среди всех известных россыпей ванадиеносных титаномагнетитов четко выделяются три несколько различные разновидности.

К первой группе относятся аллювиальные россыпи ближнего сноса, генетически и пространственно тесно связанные с коренными месторождениями ванадийсодержащих титаномагнетитов. Обычно они расположены вблизи от рудосодержащих габброидных массивов.

Типичным примером таких образований служат россыпи Кусинско-Саткинского района на Урале (СССР). Здесь вдоль крупного глубинного разлома северо-восточного направления, рассекающего восточное крыло Башкирского антиклинория, по которому контактируют различные толщи протерозоя, на участке длиной 110—120 *км* обнажаются четыре массива рудоносных габбро, габбро-амфиболитов и пироксенитов. Интрузии сильно вытянуты с юго-запада на северо-восток. Линзообразные залежи титаномагнетитовых руд повторяют форму интрузий, локализуясь вдоль их контактов. Руды очень высокого качества. Содержание железа в них достигает 42,5%, TiO_2 — 12—16%, а V_2O_5 — 0,2—0,7%. Реки Куса, Сатка, Куваши, Черная, Ай текут с востока на запад и северо-запад, и в ряде мест их долины прорезают рудосодержащие интрузии. Вблизи от габброидных массивов, в отложениях пойменной террасы, поднимающейся на уровне 1—4 *м* над водой, среди галечников, песков, супесей и суглинков встречаются участки, существенно обогащенные ванадиеносным титаномагнетитом. По данным В. И. Пятнова, продуктивные пласты имеют мощность порядка 2—5 *м* и прослеживаются в ширину на 200—500 *м*, а в длину на 5—7 *км*. При этом характерно линзовидное залегание рудных скоплений, которые то прихотливо раздуваются, то полностью выклиниваются.

Основная масса титаномагнетита и ильменита концентрируется во фракции 0,1—0,5 *мм*, а содержание V_2O_5 в рудах колеблется от 0,04 до 0,14 *кг/м*^{3}.

Происхождение аллювиальных россыпей Кусинско-Саткинского района довольно несложно. Все скопления тяжелых минералов в аллювии рек пространственно и генетически тяготеют к габброидным интрузиям, за счет разрушения которых они и возникли.

Аллювиальные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов, по-видимому сходные с россыпями Урала, известны в Канаде (районы Сент Урбен, Маргарит, Портнеуф) и в Испании (район Торпес). Их главными поиско-

Таблица 26

Типы осадочных концентраций ванадия

Сингенетические концентрации					
типы месторождений	минералы ванадия	пределы содержания, %	примеры	промышленное значение	
				в СССР	за рубежом
Россыпи	Изоморфная, примесь в титаномагнетите, ильмените и других терригенных минералах	До 0,6	О-в Хондо (Япония), Новая Зеландия, Восточная Австралия, Южный Урал — Куваша, Черная и др.	Балансовые руды разрабатываются (?), запасы невелики	Запасы средние, но благодаря легкости добычи разрабатываются в Японии
Железорудные и марганцевые месторождения	Гидраты ванадия, адсорбированный V_2O_5, ферванит (?)	0,12—0,26	Минетковые руды Лотарингии (Франция), Баден (ФРГ), Керченское железорудное м-ние	Запасы велики, не разрабатываются	Во Франции получают V_2O_5 из шлаков, а в ФРГ — без обогащения
Бокситы	Обломочные пироксены и титаномагнетиты, железо-ванадиевые сульфиды, ванадий, адсорбированный, гидроокислами железа и алюминия, ванадиевый порфирин (?) и металлоорганические соединения	До 0,14	Латеритные бокситы Индии, месторождения типа «терраросса» в Венгрии, Греции и др.	Не разрабатываются	Общее значение невелико. В Италии освоено попутное получение из шламов бокситов, в Индии проведены эксперименты по получению V_2O_5
Угли	Форма нахождения неясна, возможны металлоорганические соединения	1 — в породе, 30 — в золе	Пенсильванские угли США, Аргентина, юрский уголь Урала	Не разрабатываются на ванадий	В 1910—1911 гг. в США получили ванадий из золы
Кремнисто-углистые, углистые «черные» ванадиеносные сланцы	Углисто-ванадиевый минерал, роскоэлит, патронит, вторичные ванадаты	1,5—2	Пермские отложения района Айдахо (США), кембрийские отложения Каратау и др.	Забалансовые руды, не разрабатываются, запасы невелики	Разрабатывались в США во время второй мировой войны. Сейчас не разрабатываются
Пластовые фосфориты, обогащенные органическим веществом	Форма нахождения неясна	0,4	Пермские отложения Айдахо (США)	Отсутствуют	Попутно из фосфоритов в США получают V_2O_5

выми признаками следует считать наличие в районе гипогенных ванадиеносных титаномагнетитовых руд и широкое распространение речной сети или древних аллювиальных отложений.

В СССР месторождения этой группы могут быть обнаружены в первую очередь, в таких титано- и ванадиеносных провинциях, как Урал, Кольский п-ов, Украинский кристаллический щит, Забайкалье и др.

Ко второй группе принадлежат прибрежно-морские россыпи ванадиеносных титаномагнетитов, в которых оруденение связано с современными или древними основными вулканическими породами (базальты и их туфы, пемзы, андезито-базальты), содержащими повышенное количество титано-ванадиевых акцессорных минералов.

Типичным примером подобных образований служит месторождение ванадийсодержащих железистых песков о-ва Итуруп. В геологическом строении северного побережья острова огромную роль играют четвертичные вулканогенные породы. Среди них резко выделяются титано- и вана-

Эпигенетические концентрации					
тип месторождения	минералы ванадия	пределы содержания, %	пример	промышленное значение	
				в СССР	за рубежом
Роскоэлитовые песчаники	Роскоэлит, ванадийсодержащие хлорит и монтмориллонит, монтрозеит, карнотит, тюямунит	1,5—3	Юра, формация Энтрада, плато Колорадо (США)	Не известны и не разрабатываются	Запасы огромны; до 1940 г. добыто 6205 *т* металла
Медистые песчаники	Фольбортит, ванадинит, моттрамит и др.	0,2—4	Триас Манчестера (Англия); пермь Мансфельд (ГДР), пермь, ФРГ, карбон — мел Колорадо (США), пермь Приуралья	Не разрабатываются	Запасы невелики, но в ФРГ было добыто до 1941 г. 39 *т* ванадия
Волконскоитовые месторождения	В виде изоморфной примеси (?)	0,07—3	Пермь Приуралья	То же	Отсутствуют
Урано-ванадиевые месторождения в песчаниках, гравелитах и известняках	Патронит, роскоэлит, ваноксит, корвузит, хьюэттит, паскоит, пентадоит, россит, ферванит, ванадит, карнотит, тюямунит и др.	1—5	Плато Колорадо (США), СССР	» »	Запасы значительны, более 50% мировой добычи в США
Нефти	Ванадиевый порфирин (?), металлоорганические соединения	0,44—0,55 в золе	Венесуэла, Второе Баку	» »	В Италии и США из венесуэльской нефти получают V_2O_5. Значение невелико
Твердые асфальтиты и другие производные нефти	Патронит, минасрагит и др.	0,16—15	Минас Рагра (Перу), Колорадо (США), Приуралье	» »	В настоящее время Минас Рагра, давшая 50% мировой добычи выработано. Добыча ничтожна

диеносные пемзы свиты Белых скал. Это светло-серые пузыристые породы с многочисленными фенокристаллами плагиоклаза, пироксенов и авгитов. В породе содержится более 10% магнитной фракции, сложенной преимущественно титаномагнетитом. Многочисленные временные потоки, размывая эти отложения, откладывают на их поверхности струйки шлихов титаномагнетита. В районе побережья широко развиты также пляжевые пески, дюны, аллювиальные пески, причем рудосодержащие отложения слагают морской береговой пляж и гряду эоловых холмов, которые, по-видимому, некогда были пляжем.

Разведанный участок россыпи прослеживается на 2,2 *км* в длину и 400—500 *м* в ширину. Подстилающими породами являются туфы и пемзы свиты Белых скал. Мощность продуктивного слоя от 0,2 до 2,0—2,5 *м* в пределах пляжа, но увеличивается до 20 *м* на холмах.

В составе тяжелой фракции заметно преобладают титаномагнетит, ильменит, кварц, пироксен и оливин, однако количественные их соотно-

шения варьируют в различных разностях пляжевых песков. Содержание V_2O_5 0,03—0,23% на массу породы.

Генезис Итурупского месторождения прост. Источниками обогащения песков титановыми минералами большинство исследователей считают пемзы свиты Белых скал. Местами роль аккумулятора тяжелых минералов играли четвертичные террасы, залегающие на свите Белых скал. В свою очередь, разрушаясь, они также поставляли материал в береговые россыпи; происходило двойное обогащение.

Возникновение участков побережья, на которых особенно интенсивно накапливаются тяжелые минералы, объясняется благоприятным сочетанием многих условий. Процессу образования россыпи, несомненно, способствовали: 1) сложная конфигурация береговой линии; 2) наличие Ручарской долины, соединяющей берега Охотского моря и Тихого океана, и частые ветры вдоль нее; 3) постоянное действие течения, примерно параллельного берегу.

Прибрежно-морские россыпи ванадиеносных титаномагнетитов, связанные с вулканогенными толщами, очень широко распространены в пределах Тихоокеанского рудного пояса. По-видимому, к этому типу принадлежат железистые пески Сахалина, Приморья и Хабаровского края (Катушенок, 1959), Японии (Making, 1927; Москевич, 1959), Новой Зеландии (Finch, 1947; Nicholsen, Fife, 1958). Кроме того, весьма сходные рудные скопления известны в Канаде и на Тихоокеанском побережье США (Gunning, Carlisle, 1944; Moorhouse, 1938). В СССР их вероятными аналогами являются титаномагнетитовые россыпи Черноморского и Каспийского побережий Кавказа.

Для поисков современных пляжевых россыпей ванадиеносных титаномагнетитов в СССР наиболее перспективными районами можно считать Камчатку, Курильские острова, Приморье, Сахалин и Дальний Восток. В этих районах, несомненно, имеются перспективные участки (Катушенок, 1959), которые нуждаются в проведении поисковых и разведочных работ.

Особого внимания требуют районы проявления древнего основного вулканизма, такие как Казахстан, Урал, некоторые районы Тянь-Шаня. Здесь, возможно, скрываются погребенные морские россыпи ванадиевых титаномагнетитов, по типу весьма близкие к описанным образованиям.

К третьей группе россыпных месторождений относятся также прибрежно-морские образования, но связанные с коренным источником не непосредственно, а через кору выветривания. В этом случае, очевидно, не обязательна концентрация ванадийсодержащего магнетита в исходных коренных породах. Благодаря вторичному обогащению в коре выветривания происходит аккумуляция магнетита и последующее его переотложение в прибрежных участках моря.

Этот тип значительно более сложен и изучен несравненно хуже. Возможно, к нему относятся некоторые ванадиеносные россыпи Индии и Африки. Так, например, в районе Бомбея, на северо-западном побережье Индостана, описаны крупные прибрежно-морские россыпи титаномагнетита и ильменита. Тяжелая фракция пляжевых песков в этом районе содержит 55,53% титаномагнетита и 34,67% ильменита. Главным поставщиком тяжелых минералов является мощная кора выветривания, развитая на базальтовых траппах к востоку от рудных скоплений.

Концентрации ванадия в железных рудах

Содержания ванадия в железных рудах СССР и ряда других стран приведены в табл. 27. При анализе этой таблицы легко прийти к выводу, что различные литолого-фациальные типы железорудных месторождений содержат разное количество V_2O_5.

Минимальное содержание пятиокиси ванадия обнаружено в остаточных

Таблица 27

Распределение ванадия в месторождениях железных руд

Месторождения железных руд	Подстилающие породы	Содержание V, %	Литературный источник
Остаточные и латеритные			
Елизаветинское, триас-юра, Урал	Серпентиниты (Копченова, 1934)	Не обн.	Е. В. Копченова (1934)
Серовское, юра, Урал	Серпентиниты, продукты их выветривания, сланцы	Следы	В. Я. Миллер (1959)
	(Сердюченко, Глебов, 1964)	0,015—0,01	По данным Г. С. Момджи и др.
Ново-Киевское, юра, Урал	Серпентиниты (Левина, 1939)	0,003	По данным Г. С. Момджи и др.
Орско-Халиловское, юра, Урал	Серпентиниты, их кора выветривания (Кротов и др., 1942)	0,001—0,02	Е. В. Копченова (1934);
		Не обн. — 0,023; ср. 0,004 (0,044)	А. Д. Архангельский, Е. В. Копченова (1955) Берг (1937)
Континентальные осадочные			
Окисные руды			
Кончеозеро, современное	Глинистые илы, пески, диатомовый ил (Копченова, 1934)	0,04	А. Д. Архангельский, Е. В. Копченова (1935)
Укшеозеро, современное	—	0,03—0,04	Там же
Сегозеро, современное	—	0,02—0,05	» »
Алапаевское, юра, Урал	Известняки, доломиты, глины (Кротов и др., 1942)	Не обн.	Е. В. Копченова (1934)
Липецкое, юра, Европейская часть СССР	Известняки, глины (Пустовалов и др., 1933)	(0,005—0,015)	Е. В. Копченова (1934)
		0,008—0,010	А. Д. Архангельский, Е. В. Копченова (1935)
		Не обн. — 0,056	По данным А. В. Осокина
		Не обн. — 0,044	В. Н. Холодов (1968)
Тульское, юра, Европейская часть СССР	Песчано-глинистые отложения (Пустовалов и др., 1933)	(0,011—0,022)	Е. В. Копченова (1934)
		0,01—0,02	А. Д. Архангельский, Е. В. Копченова, (1935)
Лисаковское, палеоген-неогеновые отложения, Казахстан	Пески, глины, суглинки (Яницкий, 1960)	(0,08—0,11)	А. Ю. Поляков (1959)
Аятское, палеоген-неогеновые отложения, Казахстан	Пески, глины, суглинки (Сердюченко, Глебов, 1964)	0,05—0,13 (0,11—0,137)	По данным Г. С. Момджи и др., А. Ю. Поляков (1959)
Талды-Эспе, Кок-Булак и другие месторождения Приаралья, олигоцен	Пески, глины, суглинки (Формозова, 1959)	0,02—0,2	По данным Г. С. Момджи и др.
Сидериты			
Приокские месторождения, пермские	Доломиты, глины (А. К. Белоусов, 1933)	Не обн.	А. Д. Архангельский, Е. В. Копченова (1935)
Горьковская и Кировская области, пермь	Песок, глина (Копченова, 1934)	» »	Е. В. Копченова (1934)
Северный Кавказ, юра	Известняки (Пустовалов и др., 1933)	» »	В. Н. Холодов, 1968
Морские осадочные оолитовые руды			
Керченские, неоген	Ракушняки (фалены), глины (по данным М. И. Кантора)	(0,03)	По данным А. Огневой
		(0,016—0,143)	В. А. Зильберминц, Е. В. Рожкова (1928)
		0,01—0,06	С. В. Константов и др. (1933)
		0,05—0,08	По данным М. И. Кантора
		Ср. 0,05—0,06	По данным А. У. Литвиненко
		0,057—0,65	В. Ф. Малаховский (1956)
		(Не обн. — 0,06)	В. Н. Холодов (1968)
Хоперское, верхний мел	Кварцевые пески, песчаники, мел (Годлевский, 1932)	(Следы —0,003)	М. Н. Годлевский (1932)
		0,02—0,03	А. Д. Архангельский, Е. В. Копченова, (1935)
Колпашевское, верхний мел — олигоцен	Песчаники, алевролиты, пески, глины (Казанский, 1960)	0,2—0,3	По данным Г. С. Момджи и др., М. П. Нагорский (1958)
Уобан, ордовик, Нью-Фаундленд (Канада)	Песчаники и глинистые сланцы (Hayes, 1931)	0,08	Yost (1932)
		0,05	Deans (1948)

Таблица 27 (окончание)

Месторождение железных руд	Подстилающие породы	Содержание V, %	Литературный источник
Нордгемптон, лейас, Англия	Пески, песчаники, глины, мергели (Сердюченко, Глебов, 1964)	0,03—0,05	Deans (1948)
		0,05	Landergreen (1948)
Кливленд, лейс, Англия		(0,044)	Hallimond (1925)
Фродингем, лейас, Англия		0,07	Deans (1948)
Лотарингия (минеттовые руды), юра, Франция	Песчаники (Cayeux, 1922)	0,05	Landergreen (1948)
		(0,03—0,05)	Deans (1948)
		(0,066—0,10)	Blum (1900)
		(0,04—0,08)	Yost (1932)
		(0,08—0,11)	Москевич (1959)
Анжу, ордовик, Франция		0,06	Deans (1948)
Рудные горы, пермотриас, Чехословакия, Румыния	Песчаники (Pecho, 1955)	0,01—0,1	Pecho, 1955
		0,057	Savul, Botez (1951)
Вулканогенно-осадочные морские			
Ланн-Диль, девон, ФРГ	Эффузивы, песчано-глинистые породы, известняки (Harder, 1956)	Следы —0,08	Lange (1957)

Примечание. Цифры в скобках во всех таблицах III главы пересчитаны либо с V_2O_5, либо с V. Библиография к табл. 26—36 приведена в работе В. Н. Холодова «Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах)». Изд-во «Наука», 1968.

железных рудах. В них он нередко связан с терригенными включениями титаномагнетита, ильменита и других акцессорных минералов, накапливающихся в качестве нерастворимого остатка в железорудных скоплениях коры выветривания. Естественно, что распределение этих металлов внутри железорудной залежи в значительной мере обусловлено составом подстилающих коренных пород.

Осадочные железные руды по содержанию пятиокиси ванадия резко распадаются на две группы: гидроокисные образования и сидериты. Исследованиями многих авторов (Пустовалов и др., 1933; Архангельский, Копченова, 1935; Страхов, 1947 и др.) было показано, что сидериты морского и континентального генезиса, в отличие от гидроокислов железа, как правило, ванадия не содержат; заметно обеднены они также As, Cr, Ni и другими элементами.

Осадочные гидроокисные руды содержат обычно большее количество ванадия, нежели остаточные образования и фациально различные сидериты, причем этот элемент здесь либо сорбирован гидроокислами (Копченова, 1934; Щербак, 1965), либо образует с железом труднорастворимый ванадат (Щербина, 1956; Краускопф, 1958; Goldschmidt, 1954).

Следует также иметь в виду, что гидроокисные континентальные и гидроокисные морские железные руды существенно различаются по содержанию и распределению V_2O_5. Действительно, в континентальных, т. е. в озерных, болотных и аллювиальных железных рудах, количество ванадия варьирует от следов до 0,2%. Хотя по направлению от континента к морю среднее содержание ванадия в гидроокисных рудах заметно возрастает, но в целом континентальные железорудные фации отличаются значительной пестротой содержаний, что, очевидно, связано с разнообразием физико-географических условий, господствующих на континенте.

Совершенно по-другому концентрируется ванадий в морских оолитовых железных рудах СССР (Керченское, Колпашевское месторождения) и Европы (Нордгемптон, Кливленд, Фродингем, Лотарингия, Анжу, Рудные горы). Здесь обычно довольно однообразное содержание пятиокиси ванадия, колеблющееся от 0,03 до 0,2%. Среднее содержание элемента обычно 0,07—0,08%. Таким образом, при переходе от континентальных к морским условиям происходит увеличение средних содержаний ванадия, с одной стороны, и их нивелировка — с другой.

Обобщая приведенный выше материал, можно утверждать, что среди всех типов железорудных месторождений наиболее перспективны, с точки зрения извлечения ванадия, морские гидроокисные оолитовые руды.

В качестве примера хорошо изученных ванадийсодержащих железорудных скоплений следует привести Камыш-Бурунское месторождение Керченского бассейна (Крым). Камыш-Бурунская мульда, с которой связано оруденение, имеет почти широтное простирание и сложена третичными отложениями, полого наклоненными к центру депрессии. В длину эта складка прослеживается на 10—12 *км*; ее восточное периклинальное окончание срезано береговым обрывом.

Киммерийские рудоносные отложения подстилаются пластом зеленовато-серых глин мощностью 5 *м*. Со стратиграфическим несогласием выше залегает рудная пачка, представленная оолитовыми железными рудами, местами переслаивающимися с глинами. Мощность этих рудных отложений от 5—6 до 22—30 *м*. Рудные отложения перекрываются серыми глинами, песками и песчаниками куяльницкого яруса, постепенно переходящими в суглинки, делювий и террасы четвертичного времени.

Промышленный железорудный пласт имеет мощность порядка 7—8 *м* и сложен тремя главными типами руд — табачными, коричневыми и икряными.

Табачная руда составляет около 60% запасов месторождения и распространена в центральных частях впадины, в наиболее погруженных ее участках. Это твердая оолитовая или слоистая порода, окрашенная в зеленовато-бурые тона. Оолиты сложены гидрогетитом или лептохлоритами, в цементе породы преобладают то лептохлориты, то сидерит, то глинистый материал с примесью гидрогетита. Большинство исследователей относят табачную руду к рудам зоны восстановления.

В окислительной приповерхностной зоне распространена коричневая руда, сложенная кремневыми и гидрогетитовыми оолитами, сцементированными рыхлой массой гидроокислов железа.

По мнению ряда исследователей (Малаховский, 1956 и др.), граница между коричневыми и табачными глинами полностью совпадает с современным уровнем грунтовых вод.

Распределение ванадия в железных рудах Камыш-Бурунского месторождения изучалось Н. И. Берлингом (1925), В. А. Зильберминцем и Е. В. Рожковой (1928), С. В. Константовым и др. (1933), М. Ф. Малаховским (1956) и автором данной монографии. Было установлено, что валовое содержание V_2O_5 колеблется от 0,02 до 0,11%, а также что количество этого элемента меняется весьма незначительно при переходе от руд зоны окисления к восстановленным рудам. Так, по данным М. Ф. Малаховского (1956), в табачных рудах содержится 0,06% V, а в икряных и коричневых рудах — 0,05—0,06%.

Было высказано предположение, что ванадий находится в железных рудах в нескольких минеральных формах. В зоне восстановления он скорее всего образует самостоятельные минералы — сульфиды ванадия, ванадийорганические соединения и, возможно, отчасти сорбирован глинистыми частицами. В зоне окисления главные массы металла сорбированы гидроокислами железа и землистыми фосфатами; вполне вероятно присутствие ферванита — ванадата железа, существование которого давно предполагали А. У. Литвиненко (1953) и В. В. Щербина (1956).

Образование повышенных концентраций V_2O_5 в Камыш-Бурунском месторождении связано с образованием «ржавца», или железистой взвеси. Последняя, как показали эксперименты К. Краускопфа (1963), является очень сильным сорбентом в отношении пятиокиси ванадия и извлекает свыше 80—95% металла из раствора.

Гидроокислы железа, выпавшие из раствора в речной воде и перемещающиеся в форме взвеси к морю, способны образовывать движущийся «фильтр», непрерывно извлекающий ванадий из вод. При этом количество

ванадия, захваченного сорбентом, зависит от длины пути, содержания металла в водах, сорбционной емкости сорбента, длительности его миграции и ряду других факторов.

Суша, примыкающая с севера к киммерийскому морю, располагались в области гумидного климата (Страхов, 1960). Здесь в обстановке лесостепного ландшафта широкое развитие получили коры выветривания. В такой климатической обстановке более древние отдельные скопления железных руд (Ефремов, 1938; Литвиненко, 1956) или вся площадь водосбора (Малаховский, 1956) могли служить поставщиками железа в киммерийское море.

В основном количественные соотношения между гидроокислами железа и ванадия были созданы уже в условиях морского палеобассейна, в водной среде. Более поздняя по времени диагенетическая восстановительная обстановка была наложена на уже сформировавшийся состав осадков и изменила формы нахождения, но не распределение ванадия на площади.

Кроме Камыш-Бурунского месторождения, в пределах Керченского п-ова разведаны многочисленные однотипные залежи оолитовых железных руд; большинство этих месторождений содержат повышенное количество пятиокиси ванадия. Всего в Керченском железорудном бассейне сконцентрировано более 20 млн. *т* фосфора, более 30 млн. *т* марганца и ста тысяч тонн ванадия.

Морские оолитовые железные руды, содержащие ванадий, широко распространены. Именно к этому типу принадлежат нижнепалеозойские железные руды месторождений Уобан (Канада) и Бирмингем (США), мезозойские железорудные скопления Фродингем и Нордгемптон (Англия), минеттовые юрские руды Лотарингии (Франция) и Бадена (ФРГ). В СССР по содержанию ванадия первостепенный интерес представляют уже описанный нами выше Керченский железорудный бассейн, палеоген-меловые залежи руд Лисаковского и Аятского месторождений, а также колоссальные скопления железа в меловых отложениях Сибири — Колпашевско-Бакчарский железорудный пояс.

Концентрации ванадия в марганцевых рудах

Среди различных типов гипергенных месторождений марганца принято различать четыре группы скоплений: остаточные, или латеритные образования, современные озерно-болотные конкреционные руды, современные глубоководные океанические железо-марганцевые конкреции и пластовые месторождения марганца, связанные с древними осадочными отложениями. Распределение ванадия среди железо-марганцевых и марганцевых руд отечественных и зарубежных месторождений показано в табл. 28.

Характерно, что наиболее высокое содержание ванадия установлено среди латеритных месторождений (0,07% в рудах Марокко), а также в океанских железо-марганцевых конкрециях (до 0,11% в желваках Тихого океана) и в озерных рудах (до 0,06% в бобовой руде Карелии). Именно эти образования обычно вместе с гидроокислами марганца содержат до 50—60% гидроокислов железа.

От них по содержанию ванадия резко отличаются марганцевые руды морских пластовых месторождений, связанные с древними отложениями. Обычно здесь количество V_2O_5 едва достигает значения кларка. Соответственно в этих рудах резко падает содержание валового железа.

Создается впечатление, что распределение ванадия в марганцевых скоплениях примерно отвечают содержанию гидроокисного железа. Это полностью подтверждается, если рассмотреть каждую группу марганцевых руд в отдельности.

Так, например, поведение ванадия в озерных и болотных железо-марганцевых рудах Карелии и Швеции исследовалось в работах Е. В. Копче-

Таблица 28

Распределение ванадия в месторождениях марганцевых руд

Местоположение марганцевых руд	Подстилающие и рудосодержащие породы	Содержание V, %	Литературный источник
Остаточные или латеритные			
Катцеленбоген, Нассау, девон, ФРГ	Известняки (Берг, 1937)	0,00045	Huber (1862)
Гиссен, девон, ФРГ	—	0,0014	Там же
Бразилия, современная кора выветривания	Метаморфизованные породы кембрия и докембрия (Yost, 1932)	0,075	Yost (1932)
Западная Африка, кора выветривания	—	0,06	Там же
Марокко, кора выветривания	—	0,075	» »
Синайский п-ов, кора выветривания	—	0,055	» »
Озерные руды			
Кончеозеро, бобовая руда		0,04	Е. В. Копченова (1934)
Укшеозеро, оолитовая руда		0,04	Там же
Укшеозеро, корка		0,03	Там же
Гомельское озеро, бобовая руда		0,04	» »
Лонгозеро, бобовая руда		Следы	» »
Тумас-Ярви, бобовая руда		0,02	» »
Пелькуля, бобовая руда		0,05	» »
Сонозеро, рудная корка		0,02	» »
Чияс-Ярви, бобовая руда		0,05	» »
Петрова Ламба, бобовая руда		0,06	» »
Пуннус-Ярви		0,0006—0,0022	Страхов и др. (1968)
То же		Ср. = 0,0015	Там же
Марганцевые корки на камнях и булыжниках р. Лике, Вериланд, Швеция		0—0,01	Ljundggren (1955)
Среднее содержание в железо-марганцевых рудах шведских озер		0,001	Manheim (1965)
Среднее содержание в железо-марганцевых рудах карело-финских озер		0,001	Там же
Морские и океанические железо-марганцевые руды			
Железо-марганцевые конкреции Тихого океана		(0,02—0,04)	Murrey, Renard (1891)
То же		0,02—0,1 Ср. 0,09	Arrenius (1961)
» »		0,03—0,07	Willis, Ahrens (1962)

Таблица 28 (окончание)

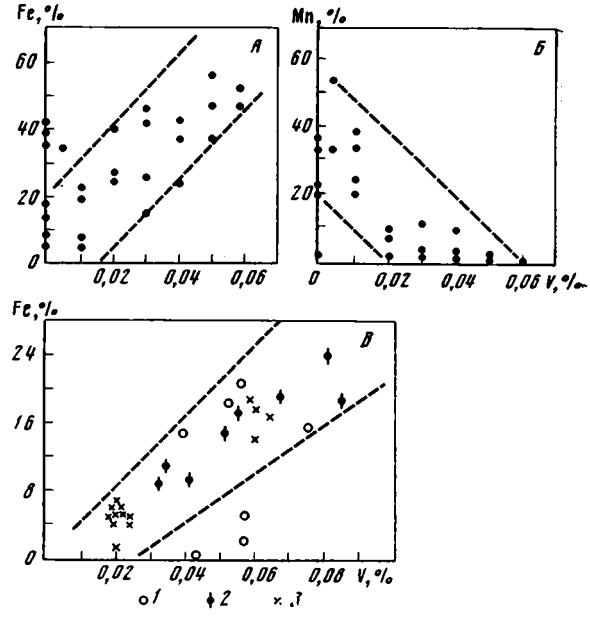
Местоположение марганцевых руд	Подстилающие или рудосодержащие породы	Содержание V, %	Литературный источник
Железо-марганцевые конкреции Тихого океана		0,02—0,11 Ср. 0,05	Н. С. Скорнякова, П. Ф. Андрущенко (1964)
Железо-марганцевые конкреции Атлантического океана		0,03—0,08	Willis, Ahrens (1962)
Железо-марганцевые конкреции Индийского океана		0,05—0,06	Там же
Железо-марганцевые отложения на раковинах Modiola в Черном море		0,08	Е. В. Копченова (1934)
Железо-марганцевые конкреции Белого моря		0,07	Т. И. Горшкова (1931)
Морские руды, связанные с древними отложениями			
Никопольское месторождение, олигоцен, Украина	Алевролиты, пески и глины (Варенцов, Формозова, 1962)	0,003—0,012	И. М. Варенцов, и др. (1967)
Чиатуры, олигоцен, Грузия	Известняки, глины, спонголиты (Бетехтин, 1946)	0,007—0,013	Л. Е. Штеренберг и др. (1967)
Лабинское, олигоцен, СССР	Пески, известняки (Калиненко и др., 1967)	0,001—0,008	В.В. Калиненко и др. (1967)
Мангышлакское, олигоцен, Казахстан	Глины, песчаники с глауконитом (Варенцов, Формозова, 1962)	0,00—0,01	Е. С. Тихомирова, Е. В. Черкасова (1967)
Усинское, кембрий, Кузнецкий Алатау	Известняки и доломиты (Варенцов, Формозова, 1962)	0,000	З. В. Пушкина (1960)
Аккермановское месторождение, Урал	Опоки, кремни (Бетехтин, 1946)	(0,011—0,044)	А. Г. Бетехтин (1946)

новой (1934), А. Д. Архангельского и Е. В. Копченовой (1935) и Лундгрена (Ljundgren, 1955). Их данные были использованы для построения диаграмм фиг. 42, *А*, *Б*.

Очевидно, что, несмотря на невысокий коэффициент корреляции и значительный разброс точек, между железом и ванадием в озерно-болотных рудах существует зависимость, близкая к прямой, а между марганцем и ванадием — близкая к обратной.

В работах Виллиса и Аренса (Willis, Ahrens, 1962), а также А. Б. Исаевой (1967) приведены данные по содержанию железа и ванадия в глубоководных железо-марганцевых конкрециях Тихого, Атлантического и Индийского океанов; они использованы при построении фиг. 42, *В*. Из диаграммы следует, что если отбросить две пробы ванадиеносных конкреций Тихого океана с чрезвычайно низким содержанием валового железа, то в целом полученная кривая весьма напоминает предыдущую. И в этом случае положительная корреляционная связь ванадия и железа проявляется довольно отчетливо.

При изучении геохимии марганцевых руд Никопольского месторождения И. М. Варенцовым и др. (1966) было показано, что в ходе гипергенного окисления первичных руд и обособления марганцевых стяжений ванадий не следует за марганцем, а накапливается в основной массе манганитовых, полиперманганитовых и пиролюзитовых образований вместе



Фиг. 42. Соотношения ванадия, железа и марганца в современных железо-марганцевых рудах

А, Б — корреляционная зависимость между рудными компонентами в озерно-болотных рудах Фенно-Скандии;

В — корреляционная зависимость между рудными компонентами в океанических конкрециях:

1 — пробы со дна Тихого океана;

2 — пробы со дна Атлантического океана;

3 — пробы со дна Индийского океана

с железом. Можно утверждать, что в процессе разделения железа и марганца под действием гипергенных факторов в Никопольском месторождении ванадий следует за железом.

Подводя итоги, можно сказать, что основным носителем ванадия в марганцевых рудах является трехвалентное железо и от поведения его в различных типах железо-марганцевых образований полностью зависит распределение ванадия.

В целом промышленное значение концентраций ванадия в марганцевых рудах очень невелико.

Концентрации ванадия в бокситах

Г. И. Бушинский ($1958_{1,2}$) предложил выделить среди бокситовых месторождений мира три крупные группы: 1) остаточные, или латеритные; 2) осадочные платформенные; 3) осадочные геосинклинальные.

Оценивая распределение ванадия в различных группах бокситов (табл. 29), следует иметь в виду, что наименьшее его содержание установлено в остаточных залежах. Наоборот, в переотложенных залежах различного типа среднее содержание его возрастает с 0,01 до 0,04%.

В остаточных бокситах содержание ванадия обычно зависит от состава материнских, подстилающих залежь пород. Максимальное количество V_2O_5 установлено в месторождениях, пространственно связанных с базальтами, диабазами и другими вулканогенными породами.

В процессе выветривания основных эффузивных пород и обособления алюминия и железа, по-видимому, ванадий, охотнее следует за железом. Так, в латеритном профиле месторождения Антрим Эйли (Eyles, 1952) обнаружил следующую закономерность распределения V_2O_5 (в %):

Материнский базальт . .	0,06—0,09	Серые кремнистые бокситы . .	0,005—0,11
Литомарж	0,08—0,12	Латеритные железные руды .	0,12 —0,26
Красные бокситы . . .	0,03—0,06		

Из приведенных данных очевидно, что наибольшее количество ванадия связано с железистыми образованиями с низким содержанием Al_2O_3.

Таблица 29

Распределение ванадия в месторождениях бокситов

Местоположение месторождений бокситов	Подстилающие породы	Содержание V., %	Литературный источник
Остаточные, или латеритные		(0,0084)	Pearson (1956)
Енахин-Аффо, третично-четвертичные, Гана	Вулканогенные породы (Cooper, 1936)		
Антрим, эоцен, Ирландия	Базальт (Coll, 1912)	(0,0016—0,04)	Eyles (1952)
Декканское плато, третично-четвертичные, Индия	Базальт (Fox- 1923) Гнейсы, граниты, аплиты (Weterell, 1906)	(0,036) (0,07)	Pearson (1956) Ganguli, Das-Gupta (1938)
Фогельсберг, четвертичные, ФРГ	Базальт (Берг, 1937)	0,075	Yost (1932)
О-в Себуку, четвертичные, Индонезия	—	0,025	Shimasaki, Isoho (1954)
Южный Уэлс, Квинсленд, эоцен-четвертичные, Австралия	Базальт (Walther, 1913). Граниты, диориты, сланцы (Малявкин, 1934)	(0,011)	Pearson (1956)
Демерера, эоцен-четвертичные, Гвиана	Диабаз (Kersen, 1956(, амфиболит (Harrison, 1933)	(0,00056)	Там же
Посус-ди Кальдос, третично-четвертичные, Бразилия	Нефелиновые сиениты (Teixeira, 1942)	(0,0014)	» »
Острова Лос, третично-четвертичные, Гвинея	Нефелиновые сиениты (Fermor, 1915)	0,003—0,04	Ю. К. Горецкий и др. (1938)
Арканзас, остаточные залежи, мел-четвертичные, США	Нефелиновые сиениты (Mead, 1915)	0,006	Gordon et al. (1958)
Осадочные платформенные			
Арканзас, Джоржиа, Миссури, коллювиально-конгломератовые залежи, третичного возраста, США	Песчано-глинистые породы (Gordon et al., 1958). Известняки (Keller, 1944)	0,007—0,016	Там же
Тихвинский район, карбон, СССР	Песчано-глинистые породы (Малявкин, 1934)	0,058—0,095	Ф. Я. Аносов (1930)
Североуральский район, девон, СССР	Известняки (Архангельский, 1937)	0,03—0,045 0,04—0,06	С. И. Бенеславский (1963), Ю. К. Горецкий (1960)
Осадочные геосинклинальные			
Департамент Бо-Вар, юра — мел, Франция	Известняки (Lapparent, 1949)	(0,003)	Pearson (1955)
Тулон — Монтильe, юра — мел, Франция	То же	0,03—0,09	Yost (1932)
Леонтина — Сильвия, юра — мел, Румыния	Известняки (Beyschlag et al., 1921)	0,01—0,04	Savul (1951)
Истрия, триас — эоцен	Известняки	0,045	Yost (1932)
Далматия, триас — эоцен, Югославия	Известняки (Frantovic, 1955)	(0,053)	Pearson (1956)
Баконь — Вертеш, триас — эоцен, Венгрия	Известняки (Бардоши, 1957)	0,02—0,028 0,03—0,07	Gedeon (1955) Szabo (1962)

В ходе переотложения бокситы заметно обогащаются ванадием, причем и в этом случае, как и в марганцевых рудах, большое значение имеет поведение трехвалентного железа, связанного с Al_2O_3. В работе Ивековича и др. (Jvecovič, et al., 1954) описана прямая зависимость между содержанием Fe_2O_3 и V_2O_5 в бокситах. Авторы даже предлагают определять содержания Fe_2O_3 в бокситах по формуле: $\% V_2O_5 = 4{,}8\% Fe_2O_3 \cdot 10^{-3}$. Связь ванадия с трехвалентным железом отмечена также С. И. Бенеславским (1963), который установил, что в бобовинах, где больше железа, больше и ванадия, чем в цементе породы (в %):

Месторождение	Бобовина, V_2O_5	Цемент, V_2O_5
Татарское	0,1	0,04
Софиевское	0,14	0,068

По устному сообщению В. Н. Григорьева, в изученных им бокситах карбона Средней Азии максимальное количество ванадия (0,1%) встречено в разностях, содержащих 77% Fe и 7,14% Al_2O_3; в остальных пробах количество Fe_2O_3 не превышало 20%, и соответственно были обнаружены сотые доли процента ванадия.

Концентраторами ванадия при переотложении бокситов являются также алюминий и органическое вещество, однако роль гидроокислов железа в этих процессах обычно выступает значительно более рельефно.

В заключение нужно отметить, что все процессы переотложения бокситов обычно сопровождаются не только повышением содержания V_2O_5, но и его выравниванием. Вследствие переотложения почти всегда сглаживается пестрота значений, и содержание ванадия становится монотонным.

Крупные скопления ванадия в бокситах до сих пор встречены не были. Значительное количество его иногда накапливается в продуктах, остающихся после промышленной переработки алюминиевых руд: они и служат объектом извлечения V_2O_5. Так, в годы второй мировой войны на заводе Лаутверк, Германия, из бокситов наряду с глиноземом получали концентраты, содержащие 6—7% V_2O_5, 5—7% P_2O_5, 0,6—1,0% As_2O_3 и 1—2% Al_2O_3 (Самарин и др., 1946). Потенциально ванадиеносны продукты переработки бокситов Индии, Италии и Югославии. Особенно перспективны на ванадий бокситы Югославии, где, по данным Секача (Sakač, 1961), содержится 0,16—0,21% V_2O_5.

Концентрации ванадия в углях

Распределение ванадия в угольных месторождениях, принадлежащих к разным угленосным формациям, приведено в табл. 30. Принадлежность к различным формациям никак не сказывается на металлоносности угленосных толщ, т. е. распределение ванадия в углях мало зависит от тектонического положения района.

Как известно из работ Отта (Otte, 1953) и Реслера (Rösler, 1954), среднее содержание ванадия в углях 0,0018 и 0,002% на массу породы или 0,12% V_2O_5 на золу (Goldschmidt, 1954). К этим цифрам близки данные Ф. Я. Сапрыкина и М. Ф. Кулачковой, нашедших в углях СССР 0,02% V_2O_5 и около 0,18% V_2O_5 на золу. Таким образом, подавляющее большинство углей, изученных на содержание ванадия (см. табл. 30), характеризуется его кларковыми количествами.

Закономерности поведения кларковых содержаний ванадия в углях сложны и неоднозначны. До сих пор достоверно не установлены типы связей V_2O_5 с зольностью, с органической или минеральной частью угля, с определенными ингредиентами угля. Все эти геохимические характеристики в различных месторождениях заметно варьируют.

На фоне довольно низких, кларковых содержаний ванадия (см. табл. 30) изредка встречаются месторождения углей с очень большим количеством V_2O_5. В СССР к ним относятся угли Южного Урала и Печорского бассейна. Кроме того, отмечается повышенное содержание ванадия в юрских углях Тургайского прогиба (Бурлукское, Байконурское месторождения). Таким образом, вдоль Урала намечается полоса бурых низкокачественных углей, представляющих собой ванадиевые рудопроявления.

За рубежом наиболее хорошо известны ванадийсодержащие угли карбона Англии, а также пенсильванские угли штата Кентукки (США); в последних содержание V_2O_5 высокое, но спорадически встречающееся.

В качестве примера скоплений ванадия в угленосных отложениях следует привести ванадийсодержащие юрские буроугольные залежи Южного Урала (Зильберминц и др., 1936; Зильберминц, Безрукова, 1936). Юрские угленосные отложения в этом районе заполняют впадины в кровле палеозойских отложений, причем выровненная поверхность палеозоя нередко покрыта древней корой выветривания. Среди угленосных отложений мезо-кайнозоя О. И. Ожиганова (1948) различает русловые, пойменные и болотные фации озер, стариц и болот, озерные и пролювиальные фации.

По особенностям залегания в районе различаются две группы залежей. В первой угли представляют собой куски углефицированной древесины

Таблица 30

Распределение ванадия в угольных месторождениях

Месторождение, возраст углей, место взятия пробы	Зольность, в %	Число проб	Содержание V_2O_5, %		Литературный источник
			на золу	на массу угля	
Кизеловский бассейн, нижний карбон, Урал	—	1690	—	(0,032)	Е. М. Кириллов (1958)
	—	180	0,005—0,2	0,0005—0,029	В. М. Ершов (1961)
Караганда, нижний и средний карбон, Казахстан	—	8	0,04—0,08	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
	—	—	(0,041)	—	Л. А. Гуляева, Е. С. Иткина (1962)
Хумаринское месторождение, средний лейас, Северный Кавказ	—	15	0,05—0,16	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
Тквибули, средняя юра, Северный Кавказ	6,93	1	0,167	0,012	Ф. Я. Аносов (1930),
	—	39	0,07—0,27	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
Ткварчели, средняя юра, Северный Кавказ	—	17	0,05—0,17	—	То же
Гиссарский хребет, юра, Тянь-Шань	—	1	0,06	—	» »
Сахалин, миоцен	—	—	—	Следы—0,1	Ю. Е. Баранов (1966)
	—	4	0,08—0,11	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
Пенсильванский бассейн, средний карбон (США)	2,79—13,69	—	0,03—0,159	—	Hammer (1955)
Донбасс, нижний карбон					
Лисичанский район	—	14	0,04—0,19	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
То же	6,62	1	0,04	0,003	В. А. Назаренко (1937)
Алмазно-Марьевский район	—	98	0,02—0,22	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
Первомайский район	3,06—20,32	3	0,01—0,04	0,001—0,008	В. А. Назаренко (1937)
Первозвановско-Сорокинский район	—	20	0,02—0,22	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
Краснодон	5,10	1	0,04	Следы	В. А. Назаренко (1937)
Центральный район	—	83	0,02—0,34	Следы	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1937)
Донецкий район	—	51	0,02—0,18	—	То же
Донбасс (среднее)	—	266	0,08	—	В. А. Зильберминц (1935)
То же	—	—	(Следы—0,012)	—	Л. А. Гуляева, Е. С. Иткина (1962)
Печорский бассейн, пермь нижняя и средняя	—	50	0,02—0,31	—	В. А. Зильберминц (1935)
р. Неча	—	21	0,05—0,10	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1936)
р. Малая Сынья	—	12	0,02—0,31	—	То же
р. Шом-Иол	—	12	0,03—0,15	—	» »
р. Печора	—	5	0,04—0,13	—	» »
Кузбасс, пермо-карбон	—	4	0,08—0,11	—	В. А. Зильберминц (1935)
То же	7,35—30,0	3	0,01—0,04	0,001—0,01	В. А. Назаренко (1937)
» »	—	—	Следы—0,0036)		Л. А. Гуляева, Е. С. Иткина (1962)
Ленский бассейн	—	—	0,07—0,15	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1937)
Караганда, нижний карбон	—	3	0,04—0,08		В. А. Зильберминц (1935)
То же	—	—	(0,0036)		Л. А. Гуляева, Е. С. Иткина (1962)
Буреинский бассейн, верхняя юра — карбон	—	2	0,08—0,09	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1937)
Богословско-Веселовское месторождение, триас, юра, Урал	—	23	Следы —0,15	—	В. А. Князев (1960)
Чокпак-Таш, юра, Казахстан	1,50	1	4,1 (?)	—	По данным Белоглазова
Ангрен, юра	—	1	(0,012)	—	Л. А. Гуляева, Е. С. Иткина (1962)
Кызыл-Кия, юра	6,56—36,46	8	Следы—0,14	—	А. Л. Воробьев (1940)
Южноякутский бассейн, юра	—	3	0,07—0,15	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1937)
Страффордшир, карбон (Англия)	1,6—52,5	5	Следы—5,5	—	Reynolds (1948)
Северный Уэльс, карбон (Англия)	1,7—53,7	6	Следы—6,1	—	То же

Таблица 30 (окончание)

Месторождение, возраст углей, место взятия пробы	Зольность, в %	Число проб	Содержание V_2O_5, %		Литературный источник
			на золу	на массу угля	
Минусинский бассейн, пермь	—	1	0,05	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1937)
Подмосковный бассейн, нижний карбон	4,78—31,17	2	0,18—0,43	0,02—0,05	Ф. Я. Аносов (1930)
То же	—	3	0,09—0,16	—	В. А. Зильберминц (1935)
Днепровский буроугольный бассейн, третичные угли	9,13—37,13	6	0,004—0,04	0,0004—0,006	В. А. Назаренко (1937)
Бельский бассейн, Башкирское Приуралье, юра — миоцен	2,19—33,2	37	0,05—4,19	—	В. А. Зильберминц, П. Л. Безруков (1936)
Черемховский бассейн, юрские угли	—	5	0,03—0,09	—	В. А. Зильберминц, В. М. Кострыкин (1937)
Северная Дакота, бурые угли и лигнины, третичный возраст (США)	—	—	0,1—1		То же
Северная часть Великих равнин (США)	—	—	—	0,02—0,04	Deul, Annell (1956), Кинг (1958)
Внутренний бассейн, пенсильванские слои (США)	1,76—37,76	475	(0,002—3,8)		Zubovic, Stadnichenko, Sheffey (1964)
Юра — мел (ГДР)	—	5	0,001—0,10		Leutwein, Rösler (1956)

в виде сучков и стволов деревьев, залегающие среди глин и песков. Эти изолированные включения обогащают строго определенные пласты вмещающих пород. Ко второй группе залежей относятся пласты и линзы бурых углей, чередующиеся с песчаниками и глинами юрского возраста. Как те, так и другие залежи содержат большое количество ванадия: 0,09—7,5% при зольности 3—33%.

В пределах Южного Урала В. А. Зильберминц и П. Л. Безруков (1936) различают пять групп угольных месторождений, в которых распределение ванадия и средняя зольность сильно варьируют. Среднее содержание V_2O_5, по данным этих исследователей, следующее (в %):

	V_2O_5	Зольность
I группа (Аюллинское, Самарское и др.)	0,09—4,19	3,18—33,20
II группа (Куманское, Мамытское и др.)	0,9—2,20	4,92—7,59
III группа (Самородовское, Ермолаевское и др.)	0,06—1,74	~22
IV группа (Курашинское, Шибаевское и др.)	0,06—0,18	3,95—30,05
V группа (Утинское, Хобдинское и др.)	0,22	—

В целом для всей полосы Южноуральских угольных месторождений максимальное содержание ванадия обнаружено в углях восточного склона (Аюллинское, Ишмухаметовское, Самарское, Бурибаевское, Мамытское месторождения). В меньшем количестве элемент накапливается в углях западного склона Урала, хотя здесь в некоторых землистых разностях (Самородовское месторождение) представляет промышленный интерес сочетание высокой зольности и повышенного количества пятиокиси ванадия.

В качестве источника ванадия в углях В. А. Зильберминц справедливо называет полосу основных и ультраосновных пород Урала, содержащую скопления ванадиеносных титаномагнетитов. Примечательно, что угольные месторождения восточного склона Урала, расположенные ближе к источнику сноса, содержат больше ванадия, нежели угли западных, более отдаленных от него районов.

Форма поступления ванадия в угли неясна. Как считают В. А. Зильберминц и П. Л. Безруков (1936), ванадий скорее всего мигрировал в истинно растворенной форме и попадал в угленосные водоемы в момент углеобразования, где и извлекался растительным органическим веществом. Однако более вероятным кажется другое предположение: основной формой миграции ванадия в юрских реках и озерах была взвесь, в которой глинистые минералы несли сорбированный ванадий. В процессе диагенетического преобразования механически осажденной взвеси, в торфяных болотах, поймах и старицах рек, ванадий десорбировался, переходил в грунтовый раствор, восстанавливался до трехвалентного состояния и связывался с органическим веществом, впоследствии углефицированным до лигнитов (Холодов, 1968).

При промышленной оценке ванадиеносных углей следует иметь в виду, что далеко не всегда они могут представлять интерес и как топливо, и как источник ванадиевых соединений. Гораздо чаще угли, содержащие большое количество V_2O_5 характеризуются весьма низкими показателями с точки зрения топливной промышленности. Вследствие этого запасы ванадия во многих угольных месторождениях специально не подсчитывались.

Концентрации ванадия в углеродистых сланцах

В данной работе мы будем под сланцами понимать породы, обладающие первичной или осадочной тонкой слоистостью и по составу представляющие собой смесь каустобиолитов с глинистыми, кремнистыми или терригенно-карбонатными минералами.

Имеющийся в настоящее время материал позволяет среди углеродистых сланцев выделить две несколько различные группы — горючие сланцы и углеродисто-кремнистые сланцы (фтаниты?); распределение среди них V_2O_5 приведено в табл. 31. Содержание ванадия в горючих сланцах Советского Союза и некоторых других стран относительно невелико и редко превышает 0,1%. Как давно было показано Н. М. Страховым (1937), основная масса V_2O_5 в девонских, пермских и юрских отложениях Южного Урала и Приуралья, а также в современных осадках Черного моря (генетически весьма близких к горючим сланцам) совершенно не связана с терригенным материалом, но тесно ассоциирует с органическим веществом. При этом правильнее считать, что ванадий адсорбировался из морской воды после гибели планктона, в момент его захоронения или во время диагенетической циркуляции иловых вод, а не был осажден в результате деятельности организмов, как утверждали А. Д. Архангельский, Е. В. Рожкова (1932) и Ф. Я. Аносов (1930).

«Сорбционный» характер ванадия в органическом веществе горючих сланцев доказывается ничтожным содержанием этого металла в живых организмах Черного моря, необычайной подвижностью соединений ванадия в илах и осадочных породах, а также легкостью восстановления его с образованием сернистого ванадия в присутствии органики и резко выраженной способностью давать прочные коллоидные растворы в природных углеводородах.

Исключением среди горючих сланцев являются мансфельдские рудные скопления, но их образование некоторые исследователи (Messer, 1955; Ведеполь, 1964; Hartmann, 1962) связывают не только с седиментационным накоплением V_2O_5, но и с дополнительным поступлением ванадия из нижележащих красноцветных отложений на стадии катагенеза.

По содержанию V_2O_5 углеродисто-кремнистые сланцы, или фтаниты (см. табл. 31), сильно отличаются от горючих сланцев: как правило, оно достигает в них 0,5—1%. При этом если в горючих сланцах ванадий в основном связан с органическим веществом, то во фтанитах, как было

Таблица 31

Распределение ванадия в углистых сланцах и фтанитах

Район, возраст	Содержание V_2O_5, %		Литературный источник
	среднее	максимальное	
Горючие сланцы			
Южный Урал, девон (доманик)			
Кургашлы	0,05	—	Н. М. Страхов (1937)
Ташкыскан	0,03—0,16	—	То же
Эстония, ордовик, диктионемовые сланцы	(0,18—0,28)	(0,357)	По данным О. Г. Киррета, Р. Ч. Коха
Дакота, мел, сланцы Пиерро (США)	(0,008—0,18)	(0,18)	Rader, Grimaldi (1961)
Мансфельд, цехштейн (ГДР)	(0,036)	(0,18)	Rentsch, Langer (1963)
То же	—	(0,57)	К. Г. Ведеполь (1964)
» »	0,01	—	В. М. Крейтер, В. И. Красиков (1947)
» »	—	(0,18)	A. Cissarz (1930)
» »	—	(0,18)	K. Wagemann (1926)
Рихельдорф, цехштейн (ГДР)	—	(0,14—0,18)	P. Krusch (1919)
Различные месторождения этого типа (ФРГ, ГДР)	(0,07—1,8)	—	К. Г. Ведеполь (1964)
Черные сланцы, Миссисипи, каменноугольного возраста (США)	(0,0003—0,001)	—	D. Davidson, H. Lakin (1961)
Поволжье, сланцы зоны Perisphinctes Panderi, юра	0,01—0,07	—	Н. М. Страхов (1937)
Прибалтика, кукерские сланцы, силур	0,011—0,014	—	Там же
Урал, абдуллинские сланцы, пермь	0,007—0,01	—	» »
Прикарпатье, дисодимиевые сланцы (Румыния)	0,01—0,06	0,086	Savul, Botez, (1951)
Углеродистые сланцы, фтаниты			
Туркестано-Алайская зона,	0,03—0,12	—	А. Л. Воробьев (1940)
Тянь-Шань, силур	(0,03—0,57)	—	И. Е. Гамалеев, И. Х. Хамрабаев (1958)
Чаткальская зона, Тянь-Шань, ордовик	0,06—0,3	—	В. М. Петров, Г. Г. Шестакова (1964)
Казахстан, кембрий, Баласаускандык	0,70—1,62	1,05	По данным С. Г. и Е. А. Анкиновичей
То же	0,57	1,10	С. Г. Анкинович (1960)
» »	0,05—0,5	1,50	В. Н. Холодов (1968)
Казахстан, кембрий, Джебаглы	0,24—0,5	—	По данным Б. А. Тюрина и др.
То же	0,07—0,30	0,47	В. Н. Холодов (1968)
Киргизия, кембрий	(0,18—0,89)	—	М. М. Адышев, В. В. Шабалин, К. Е. Калмурзаев (1963)
Южное Приморье, кембрий	0,30—0,33	До 1	Ю. Я. Громов, Р. И. Суханов (1958)

показано в предыдущем разделе, он ассоциирует и с органическим веществом, и с глинистым материалом.

Такое удачное сочетание двух концентраторов связано, на наш взгляд, с тем, что в древнейшие времена существовал какой-то мощный источник ванадия, поставлявший его в смежные палеоводоемы как в форме взвеси, так и в виде истинных растворов. Этим источником, как было показано ранее, являлись выветривающиеся участки докембрийской суши.

Высказанное предположение подтверждается стратиграфическим распространением ванадиеносных углеродисто-кремнистых пород. Они довольно определенно тяготеют к древнейшим толщам. Известно, что в рифейских отложениях Алтае-Саянской области, Приморья, Казахстана и Тянь-Шаня эти образования довольно часто встречаются среди терригенно-глинистых, карбонатных, фосфоритоносных и эффузивно-осадочных толщ. Широко распространены углеродисто-кремнистые ванадийсодержащие сланцы в вендско-кембрийских отложениях Евразии.

В более молодых силурийских отложениях Тянь-Шаня распространение углеродисто-кремнистых пород заметно уменьшается; падает в них и содержание V_2O_5 (Холодов, 1968). Таким образом, по мере удаления от древнейших толщ архея — протерозоя ванадиеносность углеродисто-кремнистых отложений постепенно уменьшается, а в конце палеозоя она почти полностью исчезает.

Нам представляется, что такое исчезновение широко распространенных ранее ванадиеносных углеродисто-кремнистых отложений объясняется не только эволюцией физико-химических условий осадконакопления и биосферы (Вернадский, 1934; Страхов, 1963; Каледа, 1956, и др.), но и уменьшением роли докембрийских толщ в общем балансе питания зоны осадкообразования. Более подробно эта проблема будет рассмотрена ниже.

Углеродисто-кремнистые ванадиеносные сланцы содержат огромные запасы ванадия, однако они редко являются его промышленными поставщиками. Среди месторождений этого типа следует отметить черные сланцы Чаттануги и Альбени (США), квасцовые сланцы Швеции, графитизированные сланцы Шунгского месторождения, ванадиеносные фтаниты Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области, Приморья (СССР), ванадийсодержащие фтаниты КНР и ДРВ, кремнисто-сланцевые месторождения ванадия в Южной Австралии.

Концентрации ванадия в фосфоритах

В геохимической литературе утвердилось представление о том, что ванадий часто концентрируется в фосфоритах. Однако, как показывают данные табл. 32, это далеко не так. Концентрация ванадия обнаружена только в одном месторождении фосфоритов из десяти изученных, в большинстве других фосфатных залежей она оказалась близка кларку.

В то же время характерно, что некоторые пластовые фосфориты, прежде всего фосфориты, приуроченные к древним, допалеозойским и нижнепалеозойским отложениям, фациально связаны с углеродисто-кремнистыми фтанитами или сланцами, содержащими повышенное количество V_2O_5. Так, например, кембрийские фосфориты Каратау по простиранию сменяются углисто-кремнистыми фтанитами с концентрациями V, Mo,

Таблица 32

Распределение ванадия в месторождениях фосфоритов

Район, возраст	Содержание, V_2O_5, %	Литературный источник
Скалистые горы, пермь (США)	0,04—0,40	Джекоб (Jacob et al., 1933)
Каратау, Казахстан, кембрий	0,0000	Б. М. Гиммельфарб (1954)
То же	0,009—0,032	В. Н. Холодов (1963)
Флорида, неоген, формация Хауторн (США)	0,00—0,02	Джекоб (Jacob et al., 1933)
Флорида, неоген, формация Бонн Велли (США)	0,01—0,02	То же
Теннеси, девон (США)	0,000—0,007	» »
Теннеси, ордовик (США)	0,000	» »
Гафза, эоцен (Тунис)	0,000	» »
Вятско-Камское месторождение, нижний мел	0,004—0,02	В. Н. Холодов (1963)
Брянск, Курск, верхний мел	0,01—0,07	То же
Подолия, кембрий	0,005	М. Ф. Малиновский (1955)

Pb, Zn; ордовикские фосфоритоносные песчаники Прибалтики перекрываются диктионемовыми сланцами, содержащими V, Mo и P; девонские фосфориты Теннесси (США) тесно связаны с урано-ванадиевыми черными сланцами Чаттануги; залежи фосфоритов в миссисипских слоях штата Юта (США) ассоциируют с черными ванадиеносными сланцами формации Бразер.

Таким образом, геохимическая близость ванадия и фосфора обычно проявляется не в том, что они концентрируются в одном осадочном минерале или породе, а в том, что они оказываются близкими в фациальном отношении.

Исключением из этого правила являются пермские фосфориты Скалистых гор (США), из которых ванадий добывался в промышленных количествах. Пермский фосфоритоносный бассейн расположен на территории штатов Юта, Айдахо, Вайоминг и Монтана, занимая площадь около 180 000 *км*^{2}. Основная масса фосфоритов связана с формацией Фосфориа, а также с ее стратиграфическими эквивалентами — формациями Парк Сити и Чагуотер.

В широтном профиле, с запада на восток, в разрезе пермских отложений можно наблюдать все фациальные переходы от типичных геосинклинальных фаций Невады и Айдахо мощностью 300—350 *м* через платформенные морские фации Вайоминга мощностью 100 *м* вплоть до платформенных континентальных красноцветов Центрального Вайоминга.

Пластовые фосфориты представляют собой плотную породу темно-коричневого или черного цвета. Под микроскопом субмикроскопический карбонат — фтор-апатит слагает мелкозернистые стяжения, оолиты, бобовины и пизолиты, реже встречается в цементе. Фосфориты содержат иногда более 15% органического вещества и до 0,4% V_2O_5; кроме того, в них присутствуют U, TR, Y, As, Se, B, Mo, Cr, Zn, Ba, Ag и другие ценные металлы.

В разрезе фосфориты Айдахо часто чередуются с ванадиеносными углисто-кремнисто-глинистыми сланцами. Промышленный пласт сланцев прослеживается на большие расстояния и содержит запасы в несколько миллионов тонн ванадиевых руд с 1% V_2O_5. Некоторые участки ванадиеносных сланцев разрабатываются в горах Айдахо и Вайоминга.

Значительно меньшее количество ванадия встречено в пермских пластовых фосфоритах. В работах Джекоба и др. (Jacob et al., 1933) приведено следующее содержание V_2O_5 и органического вещества в фосфоритах Скалистых гор (в %):

	V_2O_5	$C_{орг}$		V_2O_5	$C_{орг}$
Айдахо	0,15	—	Вайоминг	0,12	2,69
»	0,35	2,29	Монтана	0,05	0,14
»	0,40	2,35	»	0,04	0,09

Распределение ванадия в разрезе и на площади позволяет утверждать, что он тесно связан с органическим веществом и в основном накапливается не в фосфоритах, а в углеродистых сланцах. Несколько повышенное количество V_2O_5 в фосфоритах всегда хорошо объясняется присутствием в них высокого содержания органического вещества (Краускопф, 1958).

Сопоставляя приведенные данные с результатами изучения фосфорит- и ванадиеносных отложений Каратау, изложенными в предыдущих разделах, можно прийти к выводу, что главное различие между этими месторождениями заключается в степени дифференциации органического и фосфоритового вещества. Эта дифференциация достигла наивысшей степени в кембрийских отложениях Казахстана, где одна фациальная зона (Большой Каратау, Джебаглы) резко обогащена органикой и кремнисто-глинистым материалом, а вследствие этого и такими рудными компонентами, как V, Cr, Co, Ni, Mo и др., а другая фациальная зона (Малый Кара-

тау) характеризуется преимущественным распространением пластовых фосфоритов с сопутствующим им TR, Sr и другими элементами. Эта дифференциация минимальна в пермских отложениях Скалистых гор, где наряду с прослоями углисто-глинисто-кремнистых пород весь разрез фосфоритоносной серии заметно обогащен органическим веществом, а вместе с ним ванадием и другими рудными компонентами.

Имеются основания предполагать, что скорость накопления осадков, особенно в миогеосинклинальной части пермского палеобассейна Скалистых гор, была значительно выше, нежели в кембрийском водоеме Каратау. Об этом свидетельствует значительная мощность отложений формации Фосфориа, которая местами превышает 400 *м*. Благодаря большей скорости осадконакопления органическое вещество, поступающее в осадок, не успевало подвергнуться разложению и быстро захоронялось. Таким образом, в пермском водоеме не успевали достаточно полно происходить процессы придонного растворения фосфоритов и их переотложения. Механизм разобщения ванадиеносных фтанитово-органогенных и фосфоритоносных отложений вследствие интенсивного осадконакопления здесь оказался притороженным. Это благоприятствовало образованию ванадиеносных фосфоритов пермского возраста.

Как было показано ранее, в кембрийском море Каратау иные соотношения между скоростью осадконакопления и жизнедеятельностью организмов приводили к массовому растворению, переносу и осаждению вблизи от подводных отмелей фосфоритного вещества и это определило раздельное залегание ванадиеносных и фосфоритоносных фаций.

Оценивая описанный выше тип ванадиевых месторождений, следует подчеркнуть, что по существу он представляет собой разновидность концентраций, связанных с углисто-кремнистыми сланцами, и вряд ли на территории Советского Союза этот тип месторождений будет иметь большое промышленное значение. В то же время в США только в штате Вайоминг запасы сланцев в фосфоритоносной толще определены в 18—25 млн. *т* руды с содержанием 0,9—1% V_2O_5 и могут в будущем стать крупным источником ванадия. Кроме того, значительные запасы металла сосредоточены здесь в пластовых фосфоритах.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ВАНАДИЯ

Концентрации роскоэлита в песчаниках

Единственные в своем роде скопления роскоэлита в песчаниках известны в пределах Плато Колорадо (США), где они приурочены к юрским отложениям формации Энтрада.

Месторождения Плейсервильского района расположены в восточной части провинции Плато. Рудоносные отложения здесь имеют мощность 10—20 *м* и сложены белым мелкозернистым песчаником с прослоями глинистого сланца. Ванадиевая руда залегает в виде линз, роллов и гнезд, причем рудные минералы цементируют песчаник или рассеяны среди цемента. Главным ванадиевым минералом является роскоэлит (Fischer, 1937); кроме него, встречается монтрозеит, первичные урановые минералы и вторичные урано-ванадаты. Характерно, что среднее содержание V_2O_5 в рудах колеблется от 1,5 до 3%, а отношение ванадия к урану изменяется от 20 : 1 до 40 : 1. Ниже ванадиеносных отложений встречены линзы и прослои светло-зеленого песчаника, содержащего тонкорассеянные хромовые минералы. Предполагается присутствие марипозита — сложного хромового силиката.

Рудники Райфл и Гарфильд находятся к северу от Плейсервиля, в штате Юта. Здесь руда залегает в виде трех линзообразных пластов, в общем параллельных напластованию, но в деталях секущих отдельные стра-

тиграфические границы. Руда представляет собой тонкозернистый песчаник, импрегнированный рудными минералами, среди которых обнаруживаются роскоэлит, ванадийсодержащие монтмориллонит и хлорит, монтрозеит; кроме того, встречены пирит, марказит, галенит, сфалерит и халькопирит, которые образуют редкие включения (Botinelly, Fischer, 1959). Стратиграфически ниже ванадиеносного горизонта находится зеленый хромсодержащий песчаник, весьма сходный с аналогичным песчаником Плейсервиля.

Особенности залегания рудных скоплений в песчаниках формации Энтрада, формы рудных тел, минеральный состав руд и другие особенности свидетельствуют о их формировании в уже готовых, литифицированных породах. Характерно, например, что скопления ванадиевых минералов чаще всего встречаются на тех участках пласта, где наиболее резко меняется пористость и проницаемость песчано-глинистых отложений. В этих же участках, помимо пластовых образований, широко распространены жилы, выполненные черным или темно-зеленым роскоэлитом.

Оруденение часто сопровождается окварцеванием и другими вторичными изменениями рудовмещающих пород. Рудные тела образуют линзы или роллы, кривые поверхности которых пересекают напластование боковых пород (Шоу, 1955).

Наиболее вероятным вариантом генетической схемы в данном случае следует считать сингенетично-эпигенетическую гипотезу. Впервые она была высказана Батлером (Butler, 1920) и поддержана В. Линдгреном (1934), Денсоном и др. (Denson et al., 1954), Грюнером (Gruner, 1956) и другими исследователями. В соответствии с этой гипотезой ванадий привносился в осадок поверхностными водами, захоронялся вместе с органическим веществом в песках и суглинках, а затем многократно переотлагался в литифицированных породах подземными водами. Движение пластовых вод отразилось в связи оруденения с руслами водных палеопотоков в свите Шайнарумп, а также в своеобразных формах роллов в формациях Моррисон и Энтрада.

Промышленное значение роскоэлитовых песчаников Плато Колорадо очень велико. Добыча ванадия здесь началась с 1909 г., причем с 1909 по 1923 г. ванадий получали из ванадиеносного песчаника в Плейсервиле, а с 1925 по 1932 г. добыча сосредоточилась в районе Райфл. По Р. П. Фишеру (1946), до 1940 г. из этих районов было добыто 6205 *т* металлического ванадия. Позднее ванадий стали получать попутно из урано-ванадиевых руд других месторождений этого региона и в первую очередь из руд формации Шайнарумп. По подсчетам последних лет в ванадиевых рудах месторождений Райфл и Плейсервиль содержится около 5 тыс *т* пятиокиси ванадия.

Концентрации ванадия в медистых песчаниках

Общеизвестно, что в месторождениях типа «медистых песчаников» очень часто присутствуют разнообразные минералы ванадия. Так, например, в триасовых песчаниках Манчестера (Англия) встречены ванадинит и моттрамит (Яговкин, 1932), в пермских медистых песчаниках Приуралья обнаружены фольбортит (Богданович, Ненадкевич, 1919) и кнауфит (Аносов, 1930). Естественно, что в связи с этими находками возникла мысль о постоянной ассоциации меди и ванадия в осадочных породах.

Результаты опробования различных месторождений меди на ванадий обобщены в табл. 33. В большинстве изученных стратифицированных месторождений сульфидов меди количество ванадия весьма невелико и не выходит за пределы кларка. Исключение составляют медистые песчаники в пермских красноцветных (пестроцветных) отложениях Приуралья, в которых количество ванадия достигает 4%.

Таблица 33

Распределение ванадия в рудах типа «медистых песчаников»

Месторождение	Возраст рудовмещающих пород	Проба	Содержание V_2O_5, %	Литературный источник
Джезказган	Карбон	Рудосодержащие песчаники, вкрапленные руды, жильные руды	(Следы—0,03)	Т. А. Сатлаева, 1958
			(Следы—0,04)	То же
			Следы	» »
Успенское	—	Руда	0,01	» »
Приуралье	Пермь	Медные руды (песчаники)	0,03—0,04	По данным Н. К. Разумовского
	»	То же	0,17—4	По данным Н. А. Третьякова
	»	» »	До 4	В. А. Шубин (1939)
	»	» »	(0,01—0,1)	М. Ф. Каширцева (1962)
	»	» »	(0,003—1)	Ю. А. Нечаев (1960)
Донбасс	»	» »	0,01	И. И. Танатар (1915)
	»	» »	(Следы—0,01)	Е. В. Копченова (1934)
Удокан	Кембрий	» »	Следы	Н. Н. Бакун и др. (1958)

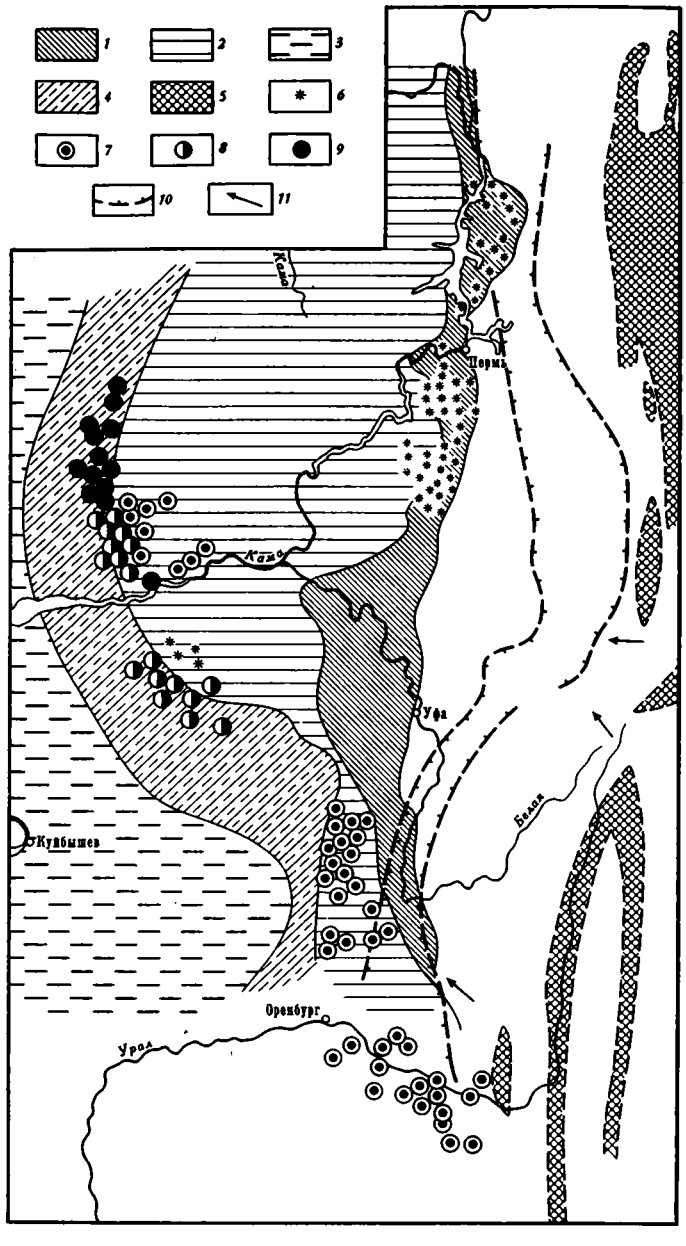
Месторождения медистых песчаников, связанные с пермскими отложениями Приуралья, группируются в виде пояса шириной 100—200 *км* и длиной около 1400 *км*, вытянутого вдоль западного склона Урала. При более детальном рассмотрении (фиг. 43) в пределах его выделяются три полосы: 1) северная — Пермская, расположенная в 300 *км* к западу от оси Урала; 2) западная — Вятско-Камская, расположенная на территории Кировской области, Татарской и Башкирской АССР; 3) южная — Оренбургско-Уфимская, расположенная в пределах Башкирской АССР, Оренбургской и Актюбинской областей.

В разрезе пермских отложений медное оруденение широко распространено, охватывая интервал от артинских до татарских слоев. Однако наиболее крупные, промышленные скопления меди локализуются в Пермской рудной полосе — в уфимской красноцветной толще, в Вятско-Камской полосе — в красноцветной, лагунно-морской или прибрежно-морской верхнеказанской толще, а в Оренбургско-Уфимской полосе — в красноцветной верхнеказанской толще. Таким образом, появление локальных рудных полос обусловлено не только территориальной, но и стратиграфической разобщенностью оруденения.

В пределах различных частей рудной полосы обычно проявляется четкий фациальный контроль медного оруденения. Так, по данным Л. М. Миропольского (1956, 1960), рудные тела Вятско-Камской полосы в плане контролируются перемежаемостью морских карбонатных и континентальных красноцветных слоев (область «борьбы» суши и моря), и при регрессивном залегании морских казанских отложений оруденение следует за береговой линией; т. е. в каждом более западном и северном разрезах месторождения меди занимают все более высокое стратиграфическое положение.

Наряду с фациальным контролем, в некоторых районах провинции проявляется и структурный контроль — скопления рудных минералов в Татарии часто ориентируются вдоль крупных разломов.

Рудные тела региона отличаются большим разнообразием. Известны и пластово-линзовидные образования, и гнезда, и вкрапленные руды, напоминающие пласты. Чаще всего рудные тела расположены в корытообразных впадинах, врезанных в алевролито-глинистую толщу в виде углуб-



Фиг. 43. Схема расположения рудопроявлений меди в Приуралье (с элементами палеогеографии). Составлена А. М. Лурье (1965) по материалам А. В. Пуркина, А. Ф. Баркова, А. М. Кутергина, В. Л. Малютина, Ю. А. Нечаева, Н. Д. Сухарева и Н. И. Чернышева

1 — уфимская красноцветная толща;
2 — верхнеказанская красноцветная толща;
3 — верхнеказанские морские отложения;
4 — переслаивание морских и красноцветных верхнеказанских отложений;
5 — области питания медью; рудопроявления меди, залегающей:
6 — в красноцветах уфимского яруса,
7 — в красноцветах верхнеказанского подъяруса,
8 — в осадках лагун верхнеказанского подъяруса,
9 — в прибрежно-морских осадках верхнеказанского подъяруса;
10 — границы Предуральского прогиба;
11 — направление сноса

лений и заполненных косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В плане эти образования вытянуты в виде лент и представляют собой древние русла рек. В центральной части рудного тела залегают наиболее богатые руды, среди которых встречаются стволы и сучья деревьев, замещенных медными минералами; к его периферии содержание металла постепенно уменьшается. Очень часто медная минерализация заключена в «ржавик» — песчаники, импрегнированные гидроокислами железа и окрашенные в бурые тона.

Наряду с концентрациями джезказганского типа, в Поволжье встречаются скопления типа Мансфельд. Это рудные тела пластообразной формы, связанные с черными глинами, залегающими в основании трансгрессирующих морских отложений. Такие шиферные руды отличаются высокой выдержанностью по простиранию (Пустовалов, 1965; Лурье, 1965).

Минеральный состав медных руд чрезвычайно разнообразен. В них присутствуют самородная медь, халькозин, ковеллин, халькопирит, куприт, галенит, пирит, марказит; в зоне окисления развиты малахит, азурит, брошантит и другие минералы этого типа. Содержание ванадия в медных рудах Приуралья сильно варьирует.

Работами К. И. Богдановича, К. А. Ненадкевича (1919), Ю. А. Нечаева (1960), М. Ф. Каширцевой (1962) было доказано, что медистые песчаники Пермской полосы, в отличие от руд Вятско-Камского района, содержат до 3—4% V_2O_5. Оказалось, что распределение ванадия мало зависит от литологического состава пород. Кроме того, было установлено, что ванадий здесь образует самостоятельные минералы типа фольбортита (ванадат меди) или его разновидности — кнауфита (Богданович, Ненадкевич, 1919) и лишь незначительная часть его входит в качестве изоморфной примеси в кристаллическую решетку минералов меди (Каширцева, 1962).

Источником медных и ванадиевых соединений, независимо от признания того или другого механизма рудообразования, все исследователи считают Урал, с его полосой более древних медно-колчеданных месторождений и повышенными содержаниями меди и ванадия в рудосодержащих породах докембрия и нижнего палеозоя.

В настоящее время не вызывает сомнения, что медно-ванадиевые месторождения являются образованиями многостадийными и в схеме их генезиса следует четко различать сингенетическое осаждение металлов в бассейне (Ферсман, 1922; Яковлев, 1940; Миропольский, 1956) и эпигенетическое перераспределение их и формирование рудных тел (Обручев, 1929; Яговкин, 1932; Перельман, Борисенко, 1962).

По-видимому, на первых стадиях седиментационного процесса медь и ванадий осаждались в наиболее гидродинамически спокойных участках в руслах рек, в лагунах и в прибрежной части морского водоема по законам терригенного осадконакопления. Возможно, что именно в это время наметилась территориальная и стратиграфическая разобщенность меди и ванадия.

Процессы последующего перераспределения этих металлов в породах во многом еще неясны, однако не вызывает сомнения, что рудные залежи в пестроцветах Приуралья были созданы не сингенетическими явлениями, а эпигенетическими.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что несмотря на широкое распространение медистых песчаников во всем мире крупные скопления ванадия в них установлены пока только в Приуралье. Насколько закономерно отсутствие скоплений ванадия во всех остальных месторождениях этого типа — сказать трудно, так как качество опробования медных руд на элементы-примеси не всегда удовлетворительно.

Месторождения и рудопроявления хромового глинистого минерала — волконскоита известны только в Приуралье, на территории Пермской и Кировской областей, Удмуртской и Башкирской АССР; кроме этих районов, волконскоит нигде в мире промышленных скоплений не образует.

Подавляющее большинство рудопроявлений волконскоита в Приуралье сосредоточено в междуречье Камы, Вятки и Чепца, в центральной части Осинской депрессии, сложенной верхнепермскими красноцветными отложениями.

Рудоносная юговская свита, точное стратиграфическое положение которой в разрезе верхней перми все еще не установлено, содержит наибольшее количество рудопроявлений волконскоита. Она сложена бурыми и красно-бурыми аргиллитами; местами эти породы окрашены в зеленоватые тона. На отдельных участках аргиллиты размыты и в корытообразных углублениях залегают серые или желтовато-серые косослоистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. В них обычны многочисленные органические остатки — раковины и ядра пелеципод, скопления спикул, сучья, отпечатки листьев и стволы деревьев. Большинство геологов, изучавших эти отложения, относят их к типичным речным образованиям. Мощность юговской свиты редко превышает 60 *м*.

Формы нахождения волконскоита не оставляют сомнения в его эпигенетическом происхождении по отношению к вмещающим его песчаникам и конгломератам. Он образует псевдоморфозы по растительным остаткам и слагает прожилки, заполняющие трещины среди песчаников и конгломератов или на границе между ними. Характерно, что скопления волконскоита в песчаниках и гравелитах всегда окружены оторочкой «ржавца» — полосой широкого развития гидроокислов железа.

Рудопроявления минерала в разрезе и на площади почти всегда ассоциируют с «каравашками». Последние представляют собой крупные конкреции, сложенные ориентированным кальцитом.

Минералогическая природа волконскоита установлена работами Д. П. Сердюченко (1933), Мак-Коннела (Mac Connel, 1954), а также Л. Ф. Борисенко и Е. И. Борисенко (1962). Было показано, что этот минерал принадлежит к группе бейделлита-нонтронита и имеет формулу: $Cr_{1,5}\ Mg\ [Al_{0,5}Si_{3,5}O_{10}]\ (OH)_2 \cdot 4H_2O + X_{0,33}$.

Волконскоит очень часто содержит повышенные количества ванадия (табл. 34), обычно 0,01—0,24%. Любопытно, что в темно окрашенных разностях волконскоита, более близких по составу к хромовому бейделлиту, содержание ванадия возрастает (Холодов, 1968).

Образование высоких концентраций хрома и ванадия в пермских красноцветах обусловлено тем, что в зоне развития основных и ультраосновных пород Урала широко распространены магматогенные месторождения хромитов и ванадийсодержащих титаномагнетитов. Во время поднятий Уральской горной системы эти скопления разрушались, сносились в прилегающие водоемы, и продукты их разрушения накапливались в красноцветах. В самом деле, по В. А. Передериеву (1945), в песчаниках юговской свиты содержатся хромит, титаномагнетит, магнетит, ильменит, брукит и вольфрамит, причем содержание хромита в электромагнитной фракции достигает 30%. Известно также, что песчаники волконскоитоносных горизонтов содержат до 0,03% хрома, а в подстилающих их красных аргиллитах установлено около 0,1% этого элемента.

В затишных участках палеорусел рек в верхнепермское время, повидимому, накапливалось много ванадий- и хромсодержащих глинистых минералов, а наряду с ними сюда попадали многочисленные растительные остатки. Разлагаясь, они служили поставщиком углекислоты, которая, в свою очередь, попадая в грунтовые воды, стимулировала растворение $CaCO_3$ на одних участках (при одновременно идущем отложении

Таблица 34

Распределение ванадия в волконскоитах и волконскоитоносных породах различных районов Приуралья

Месторождение	Характеристика образца	Содержание V, %	Литературный источник
Самосадка	Волконскоит	3,73	По данным М. А. Страхова
	»	0,2	По данным Г. И. Енцова и др.
	»	0,26	Л. Ф. и Е. И. Борисенко (1962)
	Волконскоитовые песчаники	0,07—2,28	По данным Б. Л. Пескина
Самосадка (гора Седло)	Черный волконскоит из прожилка в штольне	0,024—0,13	В. Н. Холодов (1968)
	Ожелезненный песчаник из рудосодержащего прослоя	0,01	Там же
	Песчаник с карбонатным цементом из «каравашки»	0,006	» »
Самосадка (гора Пахомова)	Зеленый волконскоит	0,03	» »
	Обломок красно-бурого аргиллита	0,01	» »
Ефимяты	Зеленый волконскоит из прожилка	0,03	» »
	Песчаник коричневато-бурого цвета	Не обн.	» »
Пихтовка	Черный волконскоит из прожилка	0,14	» »
	Черный волконскоит, замещающий древесину	0,20	» »
	Древесина, замещенная кальцитом	0,06	» »
	Коричневато-бурый песчаник	0,01	» »
Кенервай	Черный волконскоит из прожилка	0,08	» »
	Черный волконскоит из гнезда	0,09	» »
	Глина зеленовато-серого цвета	0,003—0,03	» »
	Глина карминно-красного цвета	Следы—0,004	» »
	Песчаник ржаво-бурого цвета («ржавец»)	0,03—0,09	» »
	Песчаник ржаво-бурого цвета, содержащий прожилки волконскоита	0,03	» »
	Песчаник голубовато-серого цвета, оконтуривающий гнездо волконскоита и заключенный в «ржавец»	0,01	» »
	Аргиллит карминно-красного цвета	0,115	» »

SiO_2) и выпадение его на других (Страхов, 1956_1). Этот процесс приводил также к перераспределению хрома и ванадия и к замещению древесины волконскоитом.

Химизм среды, в которой шли процессы рудообразования, А. И. Перельман (1965) определил как содовый катагенез. Согласно этому автору, в содовых водах высокую подвижность приобретают многие химические элементы, в том числе Cr и V. Когда содовые воды встречались с участками водоносного горизонта, обогащенного $CaCO_3$, происходило осаждение привнесенных катионов. В целом накопление хрома и ванадия в затишных участках палеорек, усиленное процессами диагенетического перераспределения, привело к созданию волконскоитовых рудопроявлений.

Промышленное значение месторождений волконскоитовых песчаников как поставщиков хрома и ванадия ничтожно. При сравнительно большом количестве рудопроявлений известны только три промышленных месторождения волконскоита: Ухтым в Кировской области, Самосадка и Божьяки в Пермской. При этом Ухтым и Самосадка полностью выработаны, а Божьяковское месторождение имеет большую мощность вскрыши и не разрабатывается. Поэтому приуроченность ванадия к этим скоплениям может представлять сейчас пока только чисто теоретический интерес.

Концентрации ванадия в урановосных песчаниках и известняках

Обычно принято считать, что ванадий является постоянным спутником урана в эпигенетических месторождениях типа Плато Колорадо (США). Однако опубликованные материалы последних лет показывают, что этот элемент — далеко не обязательный компонент эпигенетических урановых руд. По Р. П. Фишеру (1958), в пределах Плато Колорадо различаются следующие группы месторождений.

1. Ванадиевые месторождения с содержанием 20—40 частей V_2O_5 на одну часть U_3O_8. Они связаны с юрской формацией Энтрада и описаны нами в предыдущем разделе.

2. Ванадиево-урановые месторождения, содержащие 1—20 частей V_2O_5 на 1 часть U_3O_8. К этой группе относятся почти все месторождения центральной части Плато Колорадо, все месторождения меловой формации Моррисон (за исключением двух месторождений штата Нью-Мексико) и приблизительно треть месторождений триасовой формации Шайнарумп и юрской формации Чинл.

3. Урано-ванадиево-медные месторождения, в которых уран (U_3O_8) встречается в относительно большем количестве, чем ванадий и медь. Все месторождения этой группы (за исключением двух, находящихся в восточно-центральной части штата Юта) расположены вдоль южной и западной окраин Плато Колорадо и приурочены к пермским отложениям.

Как отмечает Э. Хейнрих (1962), в пределах того же региона известны руды, совершенно не содержащие ванадий. Примером может служить рудник Декстер-7, расположенный на поднятии Сан-Рафаэль, в котором Розенцвейг и Гросс (Rosenzweig, Gross, 1955) установили наличие голдихита и других сульфатов железа. По морфологии рудных тел, текстурам и условиям залегания урано-ванадиевые руды Плато Колорадо мало отличаются от описанных нами выше собственно ванадиевых (роскоэлитовых скоплений). Весьма сходен, по-видимому, и генезис этих образований.

Так, например, Стиффом, Стерном и Милки (Stieff et al., 1953) показано, что возраст урано-ванадиевых руд значительно меньше, чем возраст вмещающих их пород; об этом свидетельствуют определения Pb^{206} и изотопов урана.

В. Келли (1955) установил, что расположение рудных концентраций в разрезе и на площади часто определяется проницаемостью вмещающих пород. Известно много других фактов, подтверждающих эпигенетическую природу оруденения. Можно думать, что лучше всего происхождение рудных скоплений объясняется гипотезой многократного переотложения вещества, изложенной ранее.

В настоящее время приблизительно 44% мирового производства ванадия сосредоточено на Плато Колорадо. Запасы в одной только формации Моррисон в 1938 г. Ф. Л. Хесс (1937) оценивал в 10—15 тыс. *т* металла. Позднее подсчитанные запасы пятиокиси ванадия в этой провинции многократно возросли. Было установлено, что в урано-ванадиевых рудах Плато, содержащих до 1,5% V_2O_5 и в более бедных урано-ванадиевых рудах, содержащих десятые доли процента ванадия, находится около 35 тыс. *т* V_2O_5.

До 1955 г. (Москевич, 1959) из всех месторождений этого района добыто около 40 000 *т* руды. Относительное значение собственно ванадиевых руд и комплексных урано-ванадиевых руд в добыче ванадия неясно.

Месторождения, полностью аналогичные Плато Колорадо, в СССР до сих пор не обнаружены. В эпигенетических урановых месторождениях Советского Союза ванадий присутствует сравнительно редко (Батулин и др., 1965). Особый интерес, с этой точки зрения, представляют концентрации, связанные с нефтяными битумами и приуроченные к карбонатным породам. В предыдущем разделе нами детально описано одно из

таких месторождений и подробно разобраны вопросы генезиса этих образований. Очевидно, значение этих руд с точки зрения добычи ванадия чрезвычайно невелико.

Концентрации ванадия в нефтях

Содержание ванадия в золе нефтей различных провинций мира приведено в табл. 35. При оценке этих данных чрезвычайно важно учитывать не только относительное количество ванадия в золе, но и его абсолютное содержание в нефти.

По данным У. Л. Рассела (1958), величина зольности в среднем 0,01—0,05%, а зольность тяжелых нефтей с асфальтовым основанием достигает 0,5%. Поэтому можно считать, что ванадий в целом довольно заметно накапливается в сырых нефтях относительно кларка.

Из приведенных данных следует, что нефти одних районов, например Ухты, Поволжья (СССР), Венесуэлы, Аргентины, Оклахомы (США), Калифорнии (США), Техаса (США), содержат ванадий в повышенных ко-

Таблица 35

Распределение ванадия в нефтях различных нефтяных провинций мира

Район, страна, провинция	Содержание ванадия в золе, %	Литературный источник
Северная Америка		
Оклахома	22,14	Shirey (1931)
Техас	1,43	Там же
Канзас	0,44	» »
Вайоминг	Следы	» »
Мид Континент	»	» »
Калифорния	5,07—18,30	» »
Канада	$4 \cdot 10^{-6}$—$2{,}2 \cdot 10^{-2}$	Hodgson (1954)
Южная Америка		
Венесуэла	45,38	Shirey (1931)
Аргентина	2,52	Там же
Европа		
Венгрия	0—5,07	Sürü (1935)
Албания	4,8—58,4	П. Я. Деменкова (1956)
Англия, Гардстрофт	0	Shirey (1931)
СССР		
Второе Баку	0,44—51,10	А. П. Виноградов (1936)
Чусовские Городки	7,14	А. Ф. Добрянский (1948)
Краснокамск	7,17	Там же
Ишимбаево	17,25—51,0	» »
Туймазы	20,35	» »
Бугуруслан	36,6	» »
Баку — Грозный	0,07—1,40	А. П. Виноградов (1936)
Сураханы	0,64	А. Ф. Добрянский (1948)
Балаханы	0,07	Там же
Косчагыл	0,44	» »
Южное Искине	0,59	» »
Грозный	1,40	» »
Малая Азия		
Майдан-и-Нафтун (Иран)	5,03	Dunstann (1924)

личествах. Наоборот, весьма малое количество этого элемента встречено в нефтях Азербайджана, Дагестана, Эмбы (СССР), Канзаса (США), Вайоминга (США) и Пенсильвании (США). Причина такого распределения V_2O_5, несомненно, заключена в общей металлогении различных районов. Действительно, как правило, обогащены ванадием нефти ванадиеносных провинций, таких как Урал, где известны месторождения этого металла других генетических типов.

Поведение ванадия в нефтях лучше всего было изучено на примере Волго-Уральской нефтеносной провинции. Как показано Л. А. Гуляевой (1954) и П. Я. Деменковой и др. (1958), здесь наиболее сильные колебания в содержании ванадия устанавливаются не в разрезе, а на площади. В ряде районов, таких как Жигулевско-Пугачевское поднятие, Татарский свод или юго-восточный склон Русской платформы, распространены высокованадиевые нефти. Содержание V_2O_5 здесь нередко достигает 50—70% при зольности 0,05—0,2%.

В других частях Волго-Уральской провинции, наоборот, развиты высококачественные низкованадиевые нефти. Они известны в Рязано-Саратовской впадине, в пределах Краснокамско-Полазненского вала и Тимано-Печорской депрессии. В них содержание V_2O_5 редко превышает 30% при зольности в 0,05—0,2%. Как утверждает С. М. Катченков (1959), ссылающийся на исследования В. А. Кротовой (1957), нефти Второго Баку, наиболее обогащенные V_2O_5, обычно более сернистые, имеют больший удельный вес и находятся в более гидрогеологически раскрытых залежах. В районах их распространения вышележащие отложения размыты, и нефтесодержащие толщи находятся вблизи от дневной поверхности.

По П. Я. Деменковой (1955), ванадий и никель в нефтях в основном связаны с асфальтенами и в небольшой степени рассеяны среди бензольных и спирто-бензольных смол. Эти данные хорошо согласуются с работами Трейбса (Treibs, 1934), Е. А. Глебовской, М. О. Волькенштейн (1948) и других авторов, которые установили в нефтях ванадиевые порфирины — металлоорганические комплексные соединения, весьма сходные по особенностям строения с хлорофиллом.

В целом накопление ванадия и никеля в нефтях, по-видимому, теснейшим образом связано с концентрацией в них смолисто-асфальтеновых компонентов. Поэтому и фракционирование, и окисление, и метаморфизм нефтей, т. е. процессы, приводящие к накоплению тяжелых компонентов нефтей, не только определяют переход нефти в твердые битумы, но и обусловливают накопление в них тяжелых металлов.

Как установлено П. Я. Деменковой (1956), в пределах нефтяной залежи по направлению к контакту с водой или выходу нефти на поверхность существенно возрастает количество смол и асфальтенов в тяжелой фракции, а это всегда сопровождается увеличением концентрации ванадия (от 0,83 до 49,2% на золу).

В схеме поведение ванадия при анаэробном окислении нефти вблизи от водо-нефтяного контакта разрушающейся нефтяной залежи можно представить себе следующим образом (Карцев, Шугрин, 1964). Мигрирующий в окислительной обстановке в виде аниона $(VO_4)^{3-}$ ванадий легко переходит в малоподвижную трехвалентную форму, и под воздействием сероводорода возникают сернистые соединения типа $Me_3(V_2O_5)$ или MeHS. Они хорошо растворяются в нефти и образуют со смолистыми асфальтеновыми компонентами прочные соединения (Катченков, 1959).

Итак, взаимодействие нефти с пластовыми водами является тем процессом, который может определить обогащение нефтей тяжелыми металлами. В связи с этим нам представляется наиболее вероятной эпигенетическая гипотеза формирования состава нефтей, обоснованная в работах В. В. Морковникова и В. Н. Оглоблина (1883), Энглера и Гефера (Engler, Höfer, 1912), Ф. Я. Аносова (1930) и отчасти С. М. Катченкова (1952, 1959)

Эти исследователи считали, что основная масса элементов попадает в нефть после ее формирования, в ходе образования и разрушения нефтяных залежей. Геологические доказательства этого процесса применительно к нефтям Волго-Уральской провинции рассмотрены нами в следующем разделе. Здесь же заметим, что подземные воды способны обогащаться рядом тяжелых металлов, заимствуя их из вмещающих пород. В дальнейшем, взаимодействуя с нефтями по схеме анаэробного окисления, они могли, по-видимому, формировать их геохимический облик, снабжая тяжелые компоненты петролеума совершенно определенными металлами, типичными для данного региона.

Промышленное значение нефтей как возможных источников получения ванадия невелико. В ряде стран, и в первую очередь в США, ванадий извлекается из пеков нефтеперегонных заводов в промышленных количествах, однако масштабы этого процесса в общем незначительны.

Концентрации ванадия в твердых битумах

Распределение ванадия в твердых битумах различных генетических типов и их золах приведено в табл. 36. Наиболее высокие содержания ванадия встречаются в группе жильных месторождений. При этом среди жильных асфальтитовых образований Урала максимальные содержания ванадия установлены в асфальтитах Садкинского, Ижминского и Великовского месторождений. В подгруппе пиробитумов наиболее высокие содержания V_2O_5 обнаружены в кискеитах месторождения Минас Рагра (Перу), в рафаэлите Мендозы (Аргентина), в альпийском «угле» Альп (Австрия) и в шунгитах Карелии (СССР).

Ванадиеносные асфальтиты Садкинского месторождения расположены на Южном Урале, в 29 *км* к юго-западу от г. Бугуруслана Оренбургской области, на правом берегу р. Малой Кинели. Здесь в районе д. Садка водораздельное пространство представлено татарскими отложениями, сложенными красно-бурыми и серыми песчаниками и глинами с линзовидными прослоями известняков. Мощность этой толщи достигает 45 *м*.

Все описанные слои залегают почти горизонтально, с легким уклоном к югу, слагая северное крыло Волго-Уральской синеклизы. В районе деревень Садка и Березняки наклон пластов делается более крутым и затем нарушается разрывом почти широтного простирания. Он прослежен на расстояние 1 *км* и имеет форму полудуги, выпуклой к северу. Предполагается, что это нарушение представляет собой сброс с амплитудой порядка нескольких метров. Нарушение примерно на протяжении 750 *м* выполнено асфальтом: в глубину жила прослежена на 680 *м*, повсеместно ширина ее 10—16, иногда 20 *м*. Как отмечает Н. С. Шатский (1943), жилы асфальтита были подсечены даже на глубинах 380—385 *м*: это свидетельствует о продолжении залежи на глубине.

Контакты жилы чрезвычайно волнистые: имеются ряд пережимов, благодаря чему некоторые скважины многократно входят в асфальт и выходят из него в боковые породы. Падение жилы близко к вертикальному. В контакте слои вмещающих пород слегка приподняты. По Г. Абрагаму (1934), асфальт Садкинского месторождения близок к гильсониту или маньяку. Он окрашен в черный цвет с коричневым оттенком, имеет неправильно-раковистый излом и полуматовый блеск. Черта черная, твердость по Моосу 1—2. Зольность 0,7—1,8 %. Состав асфальта, по А. К. Русанову и Ц. Л. Гольдштейну, следующий (в %): S — 6,7; H — 7,8; O — 2,0; C — 81,5; N — 0,2; зола — 1,7.

В 25 пробах, отобранных вкрест простирания жилы, содержание V_2O_5 удивительно постоянно от 0,31 до 0,46%. В то же время зольность этих проб испытывала более значительные колебания. Отсюда А. К. Русанов и Ц. Л. Гольдштейн сделали вывод, что ванадий в асфальтите связан с его органической частью.

Таблица 36

Ванадий в месторождениях твердых битумов

Тип месторождения, по Н. С. Шатскому (1943)	Минерал, возраст вмещающих пород, месторождение	Зольность, %	V_2O_5, %		Литературный источник
			в золе	в породе	
Пластовые месторождения	Гарь, юрские песчаники, Бахиловское (Поволжье)	30,4	0,15	0,045	Г. Г. Бергман (1940)
Образовались главным образом в платформенных, устойчивых областях или в складчатых районах с пологим залеганием вмещающих отложений	Асфальт, то же	0,12	20	0,03	По данным П. Е. Никулина
	То же	1,68	6,4	0,003	Там же
	» »	0,95	5,5	0,008	» »
	» »	0,42	(44,6)	(0,18)	А. П. Виноградов, Г. Г. Бергман (1935)
	Асфальт, пермо-карбоновые известняки, доломиты и брекчии, Сызранское (Поволжье)	3,31	5,1	0,07	По данным П. Е. Никулина
	Асфальт, пермские мергели, известняки, Ярилкинское (Поволжье)	0,89	5,6	—	Там же
	Асфальт пермские доломиты, Сюкеево, Татария	97,30	(0,007)	—	Л. М. Миропольский (1956)
	То же	50,00	(0,25)	—	Там же
	» »	96,40	(0,006)	—	» »
	Асфальт, пермские битуминизированные песчаники, Шугурово (Татария)	83,9	(0,027)	0,023	Г. Г. Бергман (1940)
	Асфальт, девонские известняки, Новая Земля	84,72	(0,04)	—	Л. М. Миропольский (1956)
	То же	3,44—4,80	(11,06—8,7)	(0,36—0,6)	А. П. Виноградов, Г. Г. Бергман (1935)
Поверхностные месторождения	Асфальтит, верхний мел, озера о-ва Тринидад (Венесуэла)	36,50	(0,17)	0,017	Там же
Образуются преимущественно в складчатых нефтеносных областях альпийского возраста	Асфальт из кировского покрова, гора Кирмаку, район Баку	75,1	0,013	0,0098	Г. Г. Бергман (1940)
Жильные месторождения	Асфальтит, Садкинское (Оренбургская область)	0,79—1,04	54,18—60,66	0,48—0,57	Там же
Асфальтиты чаще всего локализуются в складчатых, реже в платформенных областях. Для пиробитумов характерны проявления вулканизма или интрузивной деятельности в областях складчатости	То же	1,36	32,81	—	Л. А. Гуляева (1954)
	Асфальтит, Каировское (Оренбургская область)	0,07	(10)	(0,007)	А. П. Виноградов, Г. Г. Бергман (1935)
	Асфальтит, Ижма, Ухтинский район	0,0140—0,225	17,85—28,37	0,04	Там же
	Асфальтит, девон, Новая Земля	2,72	12,79	0,34	По данным К. Белоглазова

Таблица 36 (окончание)

Тип месторождения, по Н. С. Шатскому (1943)	Минерал, возраст вмещающих пород, месторождение	Зольность, %	V_2O_5, %		Литературный источник
			в золе	в породе	
Жильные месторождения	Асфальтит, девон, Новая Земля	3,44—4,80	(8,7—11,06)	(0,357)	А. П. Виноградова, Г. Г. Бергман (1935)
	Велиховит, девон, Велиховское (Южный Урал)	0,7—1,9	16,00	—	Н. А. Орлов (1932)
	Асфальтит (имисонит?), юра, Хатанга (Сибирская платформа)	10,7	0,36	0,037	Г. Г. Бергман (1940)
	Асфальтит (импсонит?), девон, Кузнецкий Алатау	7,5	0,021	0,0016	Там же
	Антраксолит, пермо-карбон, Хакассия	7,04	0,03	0,002	А. П. Виноградов, Г. Г. Бергман (1935)
	Гильсон (асфальтит), Джунгария (КНР)	0,13—0,22	0,15	0,0003	Н. А. Орлов (1932); А. П. Виноградов, Г. Г. Бергман (1935)
	Греемит, пермо-карбон, Западная Вирджиния (США)	1,5—2,5	1,9	—	Н. А. Орлов, В. А. Успенский (1933)
	Альбертит, силур, Оклахома (США)	1,31	6,15—12,2	—	Там же
	Асфальтит, мезо-кайнозой, Сан-Рафаэль, Юта (США)	—	—	0,23—1,17	» »
	Рафаэлит, эоцен, западная часть Мендозы (Аргентина)	0,63	38,2—38,5	~0,24	Kyle (1892), Mourlot (1893)
	То же	0,25—0,51	21,43—44,08	0,10—0,11	Fester, Bertuzzi (1927)
	Кискеит, мел, Минас Ратра (Перу)	0,8—3,31	До 65	—	Н. А. Орлов, В. А. Успенский (1933)
	Альпийский «уголь», триас Южные Альпы (Австралия)	14,83	15,80	2,34	Там же
	«Уголь», Рио-Бланко (Мексика)	—	25	1,25	» »
	«Уголь», кембро-силур (Швеция)	—	3—5	—	» »
	Шунгит, докембрий, Карелия	0,82	(114,2)	—	По данным К. Белоглазова
	Шунгит, Ятулийская серия, Карелия	29,5—50	0,21—1,15 0,34	—	Там же » »

Генезис месторождения сложен. Как предположил в свое время А. А. Богданов (1934), а позднее подтвердили С. Ф. Федоров и др. (1968), Садкинский разлом на глубине достигает отложений девона, в которых в последнее время обнаружено крупное месторождение ванадиеносной нефти.

Не вызывает сомнения, что формирование ванадиеносного битума скорее всего протекало в девонских коллекторах. Можно предположить, что анаэробное окисление нефти, сходное с описанным нами в разделе, посвященном эпигенетическим урано-ванадиевым рудам, приводило к утяжелению битумов, с одной стороны, и к накоплению в них ванадия — с другой. Источником этого металла служили подземные воды.

Второй этап формирования месторождения связан с образованием разлома и выдавливанием ванадиеносного битума по нему. Битум в момент формирования залежи представлял собой вязкую массу, в которой легко подвешивались глыбы боковых пород. Наконец, после затвердения асфальтитовой массы происходило сжатие трещины, приводившее к возникновению зеркал скольжения. Судя по равномерному распределению ванадия, он поступал в трещину вместе с вязкой битумной массой, а не был привнесен со стороны.

Следует подчеркнуть, что в намечающейся генетической схеме образование жильных ванадиеносных битумов тесно связано с формированием ванадиеносных нефтей; точнее, оно является естественным продолжением этого процесса. Думается, что такая схема имеет более широкое значение и может быть использована при объяснении генезиса многих асфальтитовых скоплений, содержащих ванадий.

Месторождения ванадиеносных асфальтитов в мире широко распространены. Известны ванадиеносные жильные битумы в пределах Плато Колорадо, Оклахомы и Западной Вирджинии (США), в Перу и Аргентине, на Урале и на Новой Земле (СССР). Сравнительно недавно из асфальтитового месторождения ванадия Минас Ратра (Перу) поставлялось на мировой рынок огромное количество металлического ванадия: ныне оно полностью выработано и утратило ведущее значение.

В настоящее время роль асфальтитов как поставщиков ванадия на мировом рынке резко упала.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВАНАДИЕВЫХ РУД В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Ванадий образует рудные скопления в необычайно широком диапазоне обстановок седиментогенеза. Совершенно очевидно также, что формы его рудных скоплений, степень концентрации металла в рудах, их минералого-геохимическая характеристика и ассоциации элементов-примесей варьируют очень широко.

Определенные типы месторождений ванадиевых руд выделялись многими исследователями и с учетом различных их особенностей. Первые попытки создать геологическую классификацию рудных скоплений ванадия были сделаны в трудах Делонэ (De Launay, 1913), а также К. И. Богдановича и К. А. Ненадкевича (1919). По существу в основу выделения типов эти исследователи положили форму рудных скоплений металла, так как предлагали различать: А) включения и сегрегации ванадия; В) жилы сернистого ванадия с углеродистым веществом; С) ванадиевые соединения в обнажениях металлических жил; Д) ванадиевые руды в осадочных породах (роскоэлитовые и карнотитовые песчаники, железные руды и бокситы, ванадиеносные медистые песчаники, ванадиеносные угли и асфальтиты). Собственно осадочные концентрации, согласно данной систематике, различались лишь по типу рудосодержащих пород. Такой же формальный признак был положен в основу классификационной схемы,

значительно позднее предложенной Г. И. Людоговским (1960), согласно которой месторождения ванадия группируются в зависимости от величины содержания пятиокиси ванадия в рудах. Главным классификационным признаком он считает промышленно-технологические требования к ванадиевому сырью.

В классификационных схемах К. И. Лукашева (1956), Рутье (Routhier, 1963), В. И. Данчева и П. П. Шиловского (1965) большое внимание уделяется не формальным, морфолого-технологическим, а генетическим признакам. Классификация К. И. Лукашева (1956) включает три несколько различных генетических типа экзогенных ванадиевых руд: инфильтрационные (карнотитовые песчаники), осадочные (ванадий с железом, алюминием, в углях и нефти) и месторождения зоны окисления (ванадий с ураном, свинцом и цинком). Она более верно намечает типы процессов накопления ванадия, но отличается схематичностью.

Значительно дальше пошел Рутье (Routhier, 1963), который те же осадочные скопления ванадия разделил на: 1) континентальные образования, возникшие в результате гипергенного изменения месторождений в условиях жаркого климата (бокситы, железные шляпы и зоны окисления, содержащие ванадий); 2) осадочные образования (озерно-речные песчаники, фосфориты, нефти и сланцы, содержащие ванадий); 3) метаморфизованные руды (углисто-кремнистые сланцы и асфальтиты с ванадием).

Обе классификационные схемы очень похожи. В основе их лежит мысль о том, что концентрации редких металлов в метаморфических породах образовались в результате процессов метаморфизма, а скопления ванадия в осадочных толщах непременно возникли осадочным путем. Авторы полностью отождествляют процессы образования рудосодержащих отложений и ванадиевых руд.

Более сложно и, пожалуй, более правильно представляют взаимоотношения между процессами породообразования и рудогенезом В. И. Данчев и П. П. Шиловский (1965). Предложенная ими типизация осадочных руд и месторождений ванадия приведена в табл. 37.

Эти авторы, вслед за Н. М. Страховым (1953) и Д. Г. Сапожниковым (1955), очень большое значение придают стадийности процессов рудооб-

Таблица 37

Классификация месторождений ванадия (Данчев, Шиловский, 1965)

Генетический тип	Группа	Виды руд и месторождений
Месторождения выветривания	Остаточные	Коры выветривания основных пород
	Инфильтрационные	Зоны окисления полиметаллических месторождений
Осадочные месторождения	Седиментационные	Титаномагнетитовые россыпи
	Седиментационно-диагенетические	Оолитовые бурые железняки, фосфориты, бокситы, коловратитовые сланцы
	Эпигенетические	Песчаники, карбонаты и другие проницаемые породы, обогащенные ванадием
	Сложного генезиса	Угли, прочие сланцы, битумы, асфальтиты

разования, в принципе считая, что рудные скопления могут возникать и при образовании осадков на дне водоема (седиментация), и в ходе иловых преобразований (диагенез), и в готовых, сформировавшихся уже породах (эпигенез, по Л. В. Пустовалову, 1940).

Однако, несмотря на эти рациональные идеи, классификация в целом не может быть признана удачной, так как страдает эклектичностью. Так, вряд ли можно признать удачным противопоставление месторождений выветривания и осадочных месторождений, заимствованное, вероятно, из устаревших учебников по рудогенезу. В результате такого противопоставления в разные классификационные группы попадают эпигенетические и инфильтрационные руды — образования, генетически очень сходные. Совершенно не оправданно выделение группы месторождений сложного генезиса, к которой отнесены все биолитовые руды и где рядом очутились такие генетически различные скопления, как ванадиеносные угли и асфальтиты. Таким образом, хотя типизация ванадиевых руд, предложенная В. И. Данчевым и П. П. Шиловским (1965), и является по сравнению с предшествующими схемами известным шагом вперед, она все же нуждается в существенной доработке.

В предыдущем разделе, при рассмотрении принципов классификации редкометальных месторождений, нами предложено различать среди них сингенетические скопления, т. е. образования, возникшие одновременно с вмещающими их породами, и эпигенетические, возникшие позднее, в уже готовых, сформировавшихся породах.

Анализ большого фактического материала позволяет утверждать, что эти две генетически различные группы месторождений ванадия и сопутствующих ему элементов в осадочных породах отличаются также по формам рудных тел, по взаимоотношениям оруденения с фациями рудосодержащих пород, по степени концентрации рудных компонентов и ряду других признаков (Холодов, 1967).

Наиболее распространенные формы рудных тел и пространственные взаимоотношения оруденения с вмещающими его породами в рассмотренных нами ранее месторождениях ванадия изображены на фиг. 44. Схема I воспроизводит строение россыпного месторождения ванадиеносных титаномагнетитов. Здесь показан массив габбро, в краевой части содержащий линзы, шлиры и вкрапления ванадийсодержащих титаномагнетитов и прорывающий толщу сильно метаморфизованных пород. С размывом на них залегают современные аллювиальные отложения. Они представлены пятью слоями, причем нижний сложен галечником, а верхний — суглинками и песком. Вблизи от массива в песчано-галечниковых отложениях нижней террасы встречены линзовидные скопления обломочного титаномагнетита, содержащего ванадий. Рудные тела пространственно связаны с интрузиями основных пород и вдали от них линзовидно выклиниваются; в разрезе аллювиальных отложений они приурочены к определенному горизонту.

На схеме II показано распределение ванадия в оолитовых железных рудах морского происхождения. Пласт железных руд залегает в синклинали и подстилается и перекрывается песчано-глинистыми отложениями. В центральной части мульды он представлен лептохлорит-сидеритовыми рудами восстановительной зоны, а на периферии — гетит-гидрогетитовыми рудами зоны окисления. Окислительно-восстановительная граница примерно повторяет конфигурацию складки в плане.

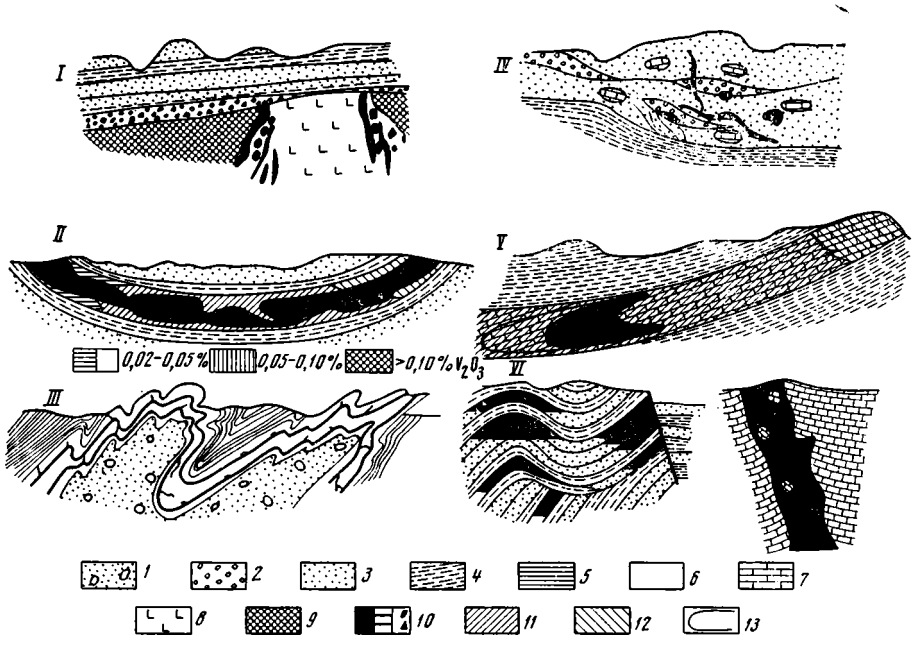
Ванадий концентрируется только в железных рудах и образует систему линзовидных скоплений в средней части рудного пласта. Рудные тела прослеживаются повсеместно и не контролируются более поздней окислительно-восстановительной границей. Содержание ванадия довольно однообразно на широких площадях — обычно 0,05—0,12%.

На схеме III изображен разрез ванадиеносной толщи углеродисто-кремнистых фтанитов. Рудный пласт здесь подстилается тиллитоподобны-

ми породами и перекрывается углисто-глинистыми отложениями. Он смят в прихотливую систему узких складок, но несмотря на это во всех участках месторождения в нем четко прослеживаются два разных стратиграфических прослоя с максимальным количеством V_2O_5, достигающим 1—1,5%. На отдельных участках прослои углеродисто-кремнистых фтанитов пересечены трещинами, содержащими кварц и ванадийсодержащий антраксолит. Характерно, что в данном случае оруденение прослеживается на огромные расстояния и изменяется в соответствии с фациальными изменениями рудосодержащих сланцев.

Резко отличается от предыдущих поведение ванадия, схематически изображенного в правой половине фиг. 44. Схема IV показывает условия залегания ванадийсодержащего волконскоита — хромового байделлита. В краснецветные глины и аргиллиты врезана линза аллювиальных песчаников и гравелитов с карбонатным, реже глинистым цементом. Среди терригенных косослоистых пород часто встречаются углефицированные растительные остатки, стволы деревьев, сучья и листья. Эти образования иногда замещаются зеленым глинистым минералом — волконскоитом; последний, кроме того, образует линзы, гнезда, прожилки, секущие напластования и скопления неправильной формы. Рудные тела ванадийсодержащего волконскоита всегда окружены оторочкой «ржавца» и парагенетически связаны с известковыми конкрециями в песчаниках.

На схеме V показано залегание кремнисто-ванадиевого тела в карбонатных породах урано-ванадиевого месторождения. Вмещающий оруденение горизонт известняков и доломитов моноклинально погружается от места его выхода на дневную поверхность и заключен в водонепроницаемых глинах. По падению горизонта в нем различаются зона развития гид-



Фиг. 44. Типы пространственных взаимоотношений осадочных ванадиевых руд и рудосодержащих пород

1 — тиллитоподобная порода;
2 — конгломераты и гравелиты;
3 — пески и песчаники;
4 — глины и аргиллиты;
5 — сланцы;
6 — углеродисто-кремнистые фтаниты;
7 — известняки и доломиты;
8 — габбро-нориты;
9 — метаморфические породы;
10 — ванадиевые руды;
11 — зона окисления;
12 — зона восстановления;
13 — контуры уранового тела

роокислов железа (зона окисления) и зона восстановления. В последней, в свою очередь, можно выделить область отбеливания и вторичной пиритизации, кремниево-ванадиевые скопления и залежи урановых руд. Концентрации кремния, ванадия и урана в сечении образуют сложно построенный «ролл». Далее по падению находится зона слабо измененных карбонатных пород с признаками восстановительной среды. Все выделенные зоны пространственно связаны между собой в разрезе и на площади и в плане секут первично фациальные границы рудосодержащих карбонатных отложений (Холодов и др., 1961).

На схеме VI показано строение и условия залегания залежей ванадийсодержащих нефтей и асфальтитов. Слева изображены различные типы залежей ванадиеносных нефтей в толще пород-коллекторов, переслаивающихся со слабо проницаемыми глинами. Среди них различаются пластовая, массивная, тектонически экранированная, литологически экранированная и стратиграфически экранированная ловушки. Как известно (Брод, Еременко, 1957), скопления нефти в осадочных отложениях очень редко контролируются их фациальными особенностями: гораздо чаще здесь проявляется структурный контроль — нефть накапливается в антиклиналях и в связи с разрывными дислокациями (Губкин, 1937; Кудрявцев, 1963; Кропоткин, 1955). В правой части этой же схемы показано положение ванадийсодержащего асфальтита, приуроченного к крупному разлому. Очевидно, что асфальтит сечет напластование вмещающих его карбонатных пород и даже деформирует их на контактах.

Сопоставление левой и правой частей графика на фиг. 44 позволяет утверждать, что в сингенетических месторождениях распространены пластообразные рудные тела, причем в них оруденение в той или иной степени контролируется фациальными изменениями рудосодержащих пород.

В отличие от них эпигенетические месторождения ванадия характеризуются рудными телами сложной формы: обычно это гнезда, жилы, линзы и роллы, нередко со следами метасоматического замещения рудосодержащих пород. Чаще всего эти скопления рудного вещества не контролируются первичными фациальными изменениями рудосодержащих пород, а иногда они пространственно увязаны с более поздней эпигенетической зональностью (см. схему V). Следует, однако, подчеркнуть, что эпигенетическая зональность не является обязательным признаком эпигенетических месторождений: так, она полностью отсутствует в случае, показанном на схеме VI.

Сравнение вещественного состава руд, концентраций металла, а также относительного промышленного значения сингенетических и эпигенетических месторождений ванадия, связанных с осадочными породами, приведено в табл. 25.

Среди всех этих данных особый интерес представляет степень концентрации рудных компонентов, которая очень сильно варьирует в рудах обеих групп. В рудах сингенетических месторождений V_2O_5 редко накапливается в количествах, превышающих 0,6—2%, что отвечает колебаниям кларков концентрации от 12 до 40. В отличие от этого в рудах эпигенетических месторождений содержится 1,50—15% V_2O_5 и более, что в кларках концентрации примерно равно 30—300.

В сингенетических месторождениях ванадиевых руд распределение рудного компонента обычно чрезвычайно монотонно, и отклонения от средних содержаний металла в общем незначительны. Наоборот, эпигенетические концентрации отличаются резкими колебаниями содержания V_2O_5 в разных частях рудного тела.

По-видимому, в связи с этими особенностями находятся и резко различные запасы металла в месторождениях обеих генетических групп. Действительно, наиболее крупные запасы металла связаны с железными рудами осадочного генезиса, фтанитами и углеродисто-кремнистыми сланцами, а также россыпями; в прочих промышленных типах месторождений они

незначительны. Наоборот, основная добыча ванадия в мире осуществляется из эпигенетических месторождений — из роскоэлитовых, урано-ванадиевых руд Плато Колорадо и ванадиеносных асфальтитов Перу. Они отличаются весьма высоким содержанием ванадия, достигающим 1,5—15% V_2O_5 на массу руды.

Подразделение месторождений ванадиевых руд на син- и эпигенетические образования имеет глубокий генетический смысл и определяет подход к более дробной типизации руд. Так как сингенетические скопления металлов возникают в результате реализации рудных процессов, происходящих одновременно и в связи с процессами седиментации и диагенеза, формирующими литолого-петрографический облик рудовмещающих пород, их дальнейшее подразделение целесообразно проводить в зависимости от тех фациальных обстановок, в которых возникает рудное скопление и содержащая ее порода. С этой точки зрения, первостепенный интерес должны представлять отложения кор выветривания, аллювиальные отложения, фации озер и болот, прибрежно-морские образования, а также отложения шельфа.

Как показано выше, с корами выветривания бывают теснейшим образом связаны залежи ванадиеносных латеритных бокситов (например, в Индии), остаточные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов (Индия, Италия), иногда латеритные железные руды, существенно обогащенные V_2O_5. Последние были описаны Эйли (Eyles, 1952) в латеритном профиле на базальтах месторождения Антрии (Ирландия), причем содержание V_2O_5 в них достигало 0,12—0,26%.

Поскольку максимальные содержания ванадия, рассеянного в породе в виде ванадиеносного титаномагнетита, встречаются в основных и ультраосновных магматических образованиях (Холодов, 1968), ванадиеносные рудные скопления обычно связаны исключительно с корами выветривания, развитыми на базальтах, андезито-базальтах, габброидах и перидотитах.

Коры выветривания основных пород являются довольно мощным аккумулятором минералов, содержащих ванадий. При их размыве в благоприятной обстановке образуются аллювиальные и прибрежно-морские россыпи ванадиеносных титаномагнетитов.

С аллювиальными отложениями ассоциируют обычно, кроме небольших россыпей ванадиеносных титаномагнетитов типа Куваши — Сатки, ванадийсодержащие оолитовые железные руды. Типичным примером рудопроявлений этого типа могут служить Лисаковское, Аятское, а также месторождения Кок-Булак и Талды-Эспе, связанные с палеоген-неогеновыми русловыми песками, глинами и суглинками.

В аллювиальных (старичных), озерных и озерно-болотных фациях, особенно вблизи от выходов основных эффузивов, серпентинитов и прочих носителей высоких содержаний ванадия, титана и железа, известны скопления бурых углей также с повышенным содержанием этих металлов. В качестве примера подобного рудопроявления в предыдущем разделе были описаны юрские буроугольные месторождения Южного Урала (Аюллинское, Ишмухаметовское, Самарское и др.).

В целом на размещение месторождений ванадиевых руд, связанных с континентальными отложениями, наряду с фациальным контролем огромное влияние оказывает пространственное положение металлоносного источника сноса. Отсутствие последнего полностью аннулирует положительное влияние благоприятных для рудогенеза фаций и приводит к возникновению целиком безрудных пород. Поэтому общая картина распределения оруденения в континентальных отложениях крайне прихотлива; одни и те же фациальные зоны в одних случаях рудоносные, а в других — нет.

Распределение рудного компонента в разрезе и на площади в континентальных отложениях также обычно чрезвычайно сложно и не всегда зависит от фациальных изменений рудосодержащих пород. Так, напри-

мер, аллювиальные отложения рек Куваши, Черная, Копанка, Сатка развиты на очень больших площадях, однако только там, где эти реки прорезают коренные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, они обогащаются тяжелыми минералами и становятся рудоносными.

В обстановке морских водоемов иногда ванадиеносны прибрежно-морские отложения. В ряде случаев с ними связаны прибрежно-морские россыпи ванадиеносных титаномагнетитов (современные пляжевые пески и дюны Курильских о-вов, Новой Зеландии, Индии), ванадиеносные морские оолитовые железные руды (Керченское и Колпашевское месторождения СССР, Нортгемптон и Кливленд в Англии, минеттовые руды Лотарингии, Франция, и Бадена, ФРГ), переотложенные залежи ванадиеносных бокситов («терра росса» в триасе-эоцене Югославии, Румынии, Греции). Наконец, с более глубоководными отложениями шельфа связаны фации ванадиеносных фтанитов, широко распространенные в вендско-кембрийских отложениях Евразии и детально изученные нами в районе Каратау.

При переходе от континентальных к типично морским накоплениям несколько ослабевает значение отдельных источников рудных компонентов и усиливается рудоконтролирующая роль фаций. В результате изменения соотношения рудоконтролирующих факторов практически все морские оолитовые железные руды или кремнисто-глинисто-углеродистые фтаниты содержат повышенное количество V_2O_5, весьма равномерно и в полном соответствии с фациальными изменениями распределенное в рудоносных пластах.

Класс эпигенетических месторождений ванадиевых руд в осадочных породах отличается от сингенетических образований тем, что при их возникновении вначале завершается формирование рудосодержащих пород, а затем в уже готовых осадочных толщах протекают процессы рудогенеза. Поэтому влияние первичных фациальных условий на рудообразование сказывается лишь косвенно, через пористость, проницаемость и унаследованные геохимические особенности различных фациальных зон. Естественно, что первичная фациальная обстановка в этом случае не является определяющим фактором типизации месторождений и отступает на второй план.

Главным признаком, позволяющим более дробно классифицировать эпигенетические месторождения, мы предлагаем считать источник главного рудного компонента, в нашем случае — ванадия.

Если рудные скопления возникают за счет кларкового или очень малого количества ванадия, первоначально содержащегося в породе, в результате перераспределения и концентрации металла на стадиях катагенеза, метаморфизма или выветривания, то эти образования мы будем именовать автогенетическими. Возникновение месторождений этой группы в какой-то мере предопределено первичными условиями седиментации, поскольку присутствие кларковых содержаний V_2O_5 или их отсутствие является решающей предпосылкой рудогенеза. К числу автогенетических месторождений можно отнести скопления ванадия в волконскоитовых и медистых песчаниках, а также урано-ванадиевые концентрации в нефтеносных карбонатных породах.

Группа эпигенетических месторождений ванадия отличается тем, что рудные скопления целиком возникают за счет привноса рудных компонентов извне. Первоначально, на стадиях седиментогенеза и диагенеза, осадки не содержат даже близкого к кларку количества металла. Мы предлагаем их именовать аллогенетическими месторождениями (Холодов, 1970$_5$).

С некоторой долей условности к числу таких «наложенных» рудных образований можно отнести скопления ванадия в тяжелых нефтях и твердых битумах.

В целом принятая нами геологическая классификация месторождений ванадиевых руд в осадочных породах приведена в табл. 38. Анализ этой

Таблица 38

Геологическая классификация месторождений ванадиевых руд в осадочных породах

Синтенетические месторождения				Эпигенетические месторождения		
группа фаций и месторождений	фациальный тип отложений	тип месторождений	примеры	группа месторождений	тип месторождений	примеры
Континентальные	Отложения кор выветривания	Ванадиеносные латеритные бокситы	Индия	Автогенетические, или образованные за счет материала вмещающих пород	Ванадиеносные волконскоитовые песчаники	Приуралье
		Остаточные россыпи титаномагнетитов	Индия, Италия		Ванадиеносные медистые песчаники и сланцы	Манчестер (Англия), Мансфельд (ГДР), Колорадо (США), Приуралье
		Латеритные железные руды	Антрим (Ирландия)			
	Аллювиальные отложения	Аллювиальные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов	Россыпи района Сатка-Бердяуш, Урал		Урано-ванадиевые рудопроявления в нефтеносных карбонатных породах	США, СССР
		Ванадийсодержащие оолитовые железные руды	Лисаковское, Аятское Кок-Булак		Тяжелые нефти	Венесуэла, Второе Баку
	Аллювиальные (старичные) озерные и озерно-болотные отложения	Ванадийсодержащие бурые угли	Аюллинское, Ишмухаметовское, Самарское, Южный Урал		Твердые асфальтиты и другие битумы	Велиховское, Садка, Южный Урал, Вирджиния (США), Минас Рагра (Перу), Мендоза (Аргентина)
Морские	Прибрежно-морские отложения	Прибрежно-морские россыпи ванадиеносных титаномагнетитов	Курильские острова (СССР), Япония, Новая Зеландия, Индия	Аллогенетические, или образованные за счет привноса рудного материала извне		
		Ванадиеносные морские оолитовые железные руды	Керченское и Колпашевское, (СССР), Нортгемптон и Кливленд (Англия). Минеттовые руды Лотарингии (Франция)			
	Отложения шельфа	Переотложенные залежи ванадиеносных бокситов «терра росса»	Югославия, Румыния, Греция			
		Ванадиеносные кремнисто-глинистые фтаниты	Каратау, Тянь-Шань, Саяны, Алтай, Приморье (СССР), КНР, КНДР, МНР			

схемы позволяет утверждать, что важнейшие из выделенных групп месторождений различаются не только по механизму рудогенеза, но и по методам их поисков и разведки.

При поисках сингенетических месторождений в основе прогнозирования должны лежать глубокое изучение палеогеографических условий рудообразования и детальный фациальный анализ рудовмещающих отложений. При этом исследователя должны интересовать петрографический состав и металлогения питающих провинций, климатическая зональность изучаемой эпохи, очертания суши и моря, физико-химическая обстановка древних палеоводоемов, где шли процессы рудогенеза, глубина бассейна, жизнедеятельность морских организмов и многие другие вопросы. Можно, по-видимому, утверждать, что в этом случае главная задача заключается в реконструкции обстановки, предшествующей и одновременной с формированием осадочных пород и связанных с ними рудных концентраций.

Наоборот, поиски эпигенетических месторождений ванадиевых руд должны опираться на геохимическое, минералого-стадиальное и структурное изучение рудных скоплений и вмещающих их пород. Важное значение приобретает знание палеогеографии (палеогидрохимии и палеогидродинамики вод), а также картирование эпигенетических изменений рудоносных отложений. Внимание в этом случае сосредотачивается на постседиментационной истории развития района и позднейших изменениях осадочных пород и руд. Существенную роль в таком изучении должны играть тектонические построения.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВАНАДИЕВЫХ РУД В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Предложенная нами выше геологическая классификация месторождений ванадиевых руд не является исчерпывающей. Для более глубокого понимания редкометального рудогенеза очень важно представить себе геохимические типы процессов, определяющих формирование разнообразных скоплений ванадия и сопутствующих ему элементов. В данном разделе мы попытаемся на основе знания физико-химических свойств ванадия и ряда редких элементов, образующих с ним рудные ассоциации, охарактеризовать важнейшие физико-химические процессы, предопределяющие образование рудных скоплений, а затем использовать эти процессы для типизации ванадиевых руд.

Физико-химические свойства ванадия

Геохимические свойства ванадия легко объяснить, исходя из его положения в периодической таблице Д. И. Менделеева. Как элемент, принадлежащий к первой подгруппе V группы, он обладает переменной валентностью, причем в зоне гипергенеза встречается V^{3+}, V^{4+} и V^{5+}, тогда как в гипогенных процессах участвует преимущественно V^{3+}. Многовалентность ванадия делает его чрезвычайно чувствительным по отношению к окислительно-восстановительной обстановке, а различные свойства трех- и пятивалентного ванадия увеличивают многоплановость его поведения. Действительно, V^{3+} по своим особенностям наиболее близок к элементам-гидролизатам, таким, как цирконий, ниобий, титан, торий, уран и др. В то же время V^{5+} ведет себя как типичный анион, поведение которого в реакциях весьма напоминает поведение фосфора, мышьяка, кремнезема; как и эти элементы, он охотно образует анионы изополикислот типа $(VO_4)^{3-}$, $(V_2O_7)^{4-}$, $(V_3O_9)^{3-}$ или $(HV_6O_{17})^{3-}$. Как и его соседи по V группе — азот, фосфор, мышьяк и др.—ванадий склонен принимать участие в

биохимических реакциях и образовывать металлоорганические соединения. Именно на этом свойстве основаны многочисленные методы химического определения ванадия в водах, горных породах и минералах.

По положению в четвертом ряду периодической системы ванадий принадлежит к семейству железа, в состав которого, кроме него, входят железо, кобальт, никель, марганец, титан и скандий. Все эти элементы расположены в средней части большого периода, у всех атомов этого семейства внешняя оболочка электронов слоя N содержит по 2 электрона, а достраивается оболочка слоя M, что и определяет сходство в ряде химических и физических свойств. Так, например, у элементов группы железа весьма близки потенциалы и величина электроотрицательности.

Таким образом, схема поведения ванадия в химических реакциях земной коры определяется его тремя наиболее яркими особенностями: 1) переменной валентностью и различными свойствами разновалентных атомов; 2) биофильностью; 3) химическим родством с элементами семейства железа.

Поведение ванадия в кларковом процессе

Удивительная близость ионных радиусов V^{3+} и широко распространенных в магматических породах Fe^{2+} и Ti^{4+} приводит к тому, что ванадий в гипогенных процессах целиком участвует в рассеянном состоянии и не образует собственных минералов. Его носителями являются многочисленные минералы титана (титаномагнетит, сфен, рутил, ильменит), слюды, пироксены и гранаты.

Совершенно отлично поведение ванадия в осадочном процессе. В условиях гипергенеза ванадий образует свыше 60 собственных минералов, и именно здесь возникают его рудные скопления, в которых содержится 15% V_2O_5 и более на массу породы.

Рассматривая поведения ванадия в современном гипергенном цикле, следует отметить, что он принадлежит к числу слабо мигрирующих элементов. Его кларк в земной коре $1{,}5 \cdot 10^{-3}$% (Виноградов, 1962), а среднее содержание в речных водах, по материалам Дьюрома и Хэвти (Durum, Haffty, 1963) и Сугавары с сотрудниками (Sugawara et al., 1956), равно $1 \cdot 10^{-7}$%. Следовательно, коэффициент водной миграции, вычисленный для него, довольно невелик; по абсолютной величине он близок к коэффициенту миграции бериллия — довольно слабого мигранта в окислительной обстановке зоны гипергенеза.

Действительно, исследования Г. С. Коновалова с соавторами (1968) показали, что в 24 крупнейших реках Советского Союза в среднем около 87% ванадия перемещается в форме взвеси и только 13% мигрирует в истинно растворенной форме.

Дальнейшая судьба «терригенного» ванадия в современных осадках Охотского и Черного морей изучена Э. А. Остроумовым и О. М. Силиной (1952), В. П. Петелиным и Э. А. Остроумовым (1961), Н. М. Страховым (1954, 1960) и другими. Например, Н. М. Страховым (1954) опубликованы карты осадков Черного моря и показано распределение в них ванадия. Наиболее высокие содержания этого металла связаны с грубой пелитовой фракцией осадка; в значительно меньшей степени на распределение ванадия влияет химизм среды, в частности карбонатность осадка. В целом именно терригенный ванадий и формирует тот кларковый фон, который обычно встречается в древних отложениях.

Поведение ванадия, растворенного в воде морей (0,001 — 0,003 *мг/л*, т. е. те 13%, которые мигрируют в реках в истинно растворенной форме), описано К. Краускопфом (1963). Расчеты показывают, что растворенный ванадий непрерывно удаляется из морской воды, причем изучение его рудных скоплений, а также эксперименты позволяют считать главными его концентраторами органическое вещество и железо. При этом органика

концентрирует ванадий за счет как сорбционных, так и биохимических реакций (Гольдберг, 1963, Burton, 1966).

Можно считать, что главным образом за счет истинно растворенного ванадия формировались все многообразные рудные скопления, описанные нами в предыдущих разделах; меньшее значение в составе руд имели скопления «терригенного» ванадия.

Ассоциации элементов в рудах ванадия

Понятие о парагенетических ассоциациях минералов и элементов неоднократно разбиралось в трудах Брейтгаупта и В. М. Севергина, В. А. Обручева (1929), В. И. Вернадского (1910), А. Е. Ферсмана (1958), А. Г. Бетехтина (1950); в последнее время оно было подробно рассмотрено в статье Н. В. Петровской (1967). Наметилось несколько вариантов толкования этого термина. В настоящей работе под парагенетической ассоциацией мы будем понимать совокупность элементов, накапливающихся по сравнению с их средним содержанием в земной коре и образующих рудные концентрации, пространственно связанные с накоплениями (концентрациями) ванадия.

В табл. 39 охарактеризованы рудные ассоциации элементов, которые обнаруживаются в разных генетических типах скоплений ванадия в осадочных породах. Качественно среди них различаются только шесть типов ассоциаций: 1) Fe, Ti, V в россыпных месторождениях титаномагнетитов; 2) Zr, Nb, Ti, V, Sr, Th, U, Ga в бокситах; 3) Mn, P, As, V, B в оолитовых, окисных морских железных рудах; 4) Ni, Cu, Mo, Zn, V, Ti, Co, Pb, Sr в океанических железо-марганцевых конкрециях; 5) Ge, Zr, B, Sr, V, Ni, Co, Cr, U, Pb в угольных включениях; 6) V, Mo, Cr, Pb, Zn, Ag, Re, Ba, Sr, U в углисто-кремнистых сланцах (фтанитах), в обогащенных органическим веществом пластовых фосфоритах, в роскоэлитовых, медистых и волконскоитовых песчаниках, в урано-ванадиевых месторождениях, нефтях и асфальтитах.

В россыпных месторождениях ванадиеносных титаномагнетитов постоянно наследуются те парагенетические соотношения между Fe^{2+}, Ti^{4+} и V^{3+}, которые устанавливаются еще в магматическом цикле. Благодаря сходству ионных радиусов Fe^{3+} (0,67 Å) и V^{3+} (0,67 Å) в решетке титаномагнетита ($FeTiO_3 \cdot Fe_3O_4$) трехвалентное железо легко замещается ванадием, и поэтому относительно устойчивый в зоне гипергенеза титаномагнетит является носителем промышленных скоплений железа, титана и ванадия.

Практически все типы *бокситов* содержат несколько повышенное, по отношению к кларку, количество ванадия. Наряду с ванадием, в них постоянно накапливаются Ti, Nb, Zr, Sr, Th, U, Ga и спорадически Be, Mo, Cr, Sc и другие элементы.

Элементы, постоянно накапливающиеся в бокситах, имеют ряд общих геохимических свойств (Виноградов, 1957). Они легко гидролизуются и выпадают в осадок при pH 1—5; их ионные потенциалы лежат в интервале 2,5—7,3. Близость их геохимических свойств к свойствам алюминия определяет этот довольно устойчивый парагенез.

Поведение элементов «бокситовой» ассоциации в различных типах залежей рассмотрено ранее (Холодов; Корякин, 1966). Показано, что ванадий (и стронций) преимущественно концентрируются в бокситах типа «терра росса», тогда как их содержание в остаточных залежах обычно менее значительно.

Объяснить поведение ванадия в данном случае может то обстоятельство, что бокситы типа «терра росса» всегда несколько более обогащены полуторными окислами железа, нежели остаточные или латеритные бокситы (Бушинский, $1958_{1,2}$). С другой стороны, как было показано ранее, ванадий в бокситах всегда тесно связан именно с Fe_2O_3. Неудивительно

Таблица 39

Рудные ассоциации ванадия в осадочных породах

Способ образования рудных ассоциаций	Сингенетические концентрации		Эпигенетические концентрации		
	тип скоплений	ассоциация элементов	тип скоплений	ассоциация элементов	
Сорбционно-хемогенные или остаточные (терригенные)	Россыпи титаномагнетита	Ti, V, Fe	Роскоэлитовые песчаники	V, Cr, Cu, Pb, Zn, Se, Ni, Co, Mo, As	U, V, Cr, Se, Cu, Pb образуют пространственно разобщенные, но взаимосвязанные в пределах региона однотипные скопления
	Бокситы	**Al**, Zr, Nb, Ti, **Fe**, V, Sr, Th, U, Ga, спорадически Be, Mo, Sc, Cr	Медистые песчаники	Cu, Fe, Ti, V, Ni	
	Оолитовые, окисные, морские железные руды	**Fe**, Mn, P, As, V, B (?), спорадически TR, Ti, Ge	Волконскоитовые песчаники	Cr, Fe, Ti, V, Ni	
	Остаточные руды марганца или океанические марганцевые конкреции	**Mn**, Ni, Cu, Mo, Zn, **Fe**, V, Ti, Co, Pb, Sr, спорадически Ge, W Tl, U	Урано-ванадиевые месторождения в песчаниках и известняках	U, V, Cr, Mo, Ni, Co, Pb, Zn, Se, As, **Si**	
Биохемогенные, реже остаточные (терригенные)	Угольные включения или бурые угли	Ge, Zr, B, Sr, V, Ni, Co, Cr, U, Pb, в меньшем количестве W, Li, Tl, Be, Sc, Ti, Ga, TR, Ag, Sn, Bi	Нефти	V, Ni, Co, Mo, Mn, Cr, Cu, Pb, Zn, As, Sn, U, Ra, реже Sr, TR, Li, Ge. Ga, Sc	
	Кремнисто-углистые сланцы (фтаниты)	U, V, Mo, Cr, Pb, Zn, Ag, Re, Ba, Sr, **Si**, **Al**	Жильные асфальтиты	V, Ni, Co, Mo, Cr, Cu, Pb, Zn, As, Sn, U, TR, Th	
	Резко обогащенные органикой пластовые фосфориты	U, V, Mo, Ti, Cr, Pb, Ag, Zn, Cu, Se, Ni, Sb, Cd, TR, Sr, As, **P**			

Примечание. Полужирным выделены элементы, имеющие породообразующее значение. Элементы в углях и нефтях даны в порядке их распространенности в этих образованиях.

поэтому, что обогащенные железом разновидности пород всегда наиболее ванадиеносны. Итак, среди элементов, постоянно накапливающихся в бокситах, намечается разделение на группу гидролизатов (Zn, Nb, Ti), группу железа (V, Sr) и группу алюминия (Ga, U, Th), однако такая дифференциация выражена нерезко и иногда прослеживается с трудом.

В *осадочных железных рудах* высокие и устойчивые концентрации ванадия встречаются только в одном типе, а именно — в морских оолитовых железных рудах. Вместе с ванадием здесь постоянно накапливаются P, As, Mn и, возможно, B; спорадически наблюдаются высокие содержания TR, Ti, Ge.

Минералогическая природа концентраций элементов хорошо изучена в пределах Камыш-Бурунского месторождения оолитовых железных руд

(Керчь). Установлено (Малаховский, 1956), что подавляющая масса Fe в глубоких частях мульды находится в форме лептохлорита, анкерита и сидерита, и только в краевых ее частях среди минералов железа преобладают гетит и гидрогетит. Мышьяк и фосфор в керченских рудах образуют самостоятельные минералы типа реальгара, керченита или анапаита. Форма нахождения ванадия до сих пор не совсем ясна.

По-видимому, современные минеральные формы нахождения Fe, As, P и V возникли в процессе поздних диагенетических и катагенетических преобразований. Совместное накопление элементов данного парагенеза и пространственную их связь можно объяснить только коагуляцией железа в форме $Fe(OH)_3$ в окислительной и щелочной обстановке морского водоема, на что указывал Н. М. Страхов (1960). Поскольку гель трехвалентного железа несет положительный заряд, он должен селективно сорбировать отрицательно заряженные анионные комплексы, такие как $(VO_4)^{3-}$, $(PO_4)^{3-}$, $(AsO_4)^{3-}$, $(GeO_4)^{4-}$, $(BO_3)^{3-}$ и др. В дальнейшем процессы восстановления, по-видимому, разорвали связь между элементами, сорбированными Fe_2O_3, и способствовали возникновению их самостоятельных минеральных форм.

Определяющая роль процессов сорбции при осаждении ванадия трехвалентным железом была подтверждена экспериментально. К. Краускопф (1963) и другие исследователи сорбировали четырех- и пятивалентный ванадий различными сорбентами в разбавленных и искусственно приготовленных растворах в морской воде. При этом оказалось, что около 80—95% ванадия сорбируют гидроокислы железа и только 28—40% — гидроокислы марганца и глины.

Парагенетическая ассоциация пятивалентного ванадия с трехвалентным железом объясняется исключительно их способностью в соединениях высших степеней валентности образовывать разноименно заряженные коллоиды, тогда как парагенез V^{5+} с P^{5+}, As^{5+} и, возможно, Ge^{4+} можно объяснить, исходя из сходства их ионных радиусов (фиг. 45).

В подавляющем большинстве *марганцевых руд* высокие содержания ванадия обнаружены не были. Исключение составляют некоторые остаточные руды и железо-марганцевые конкреции дна морей и океанов, в которых содержание V_2O_5 иногда достигает десятых долей процента.

Геохимия океанических железо-марганцевых стяжений была недавно детально разобрана Н. М. Страховым с сотрудниками (1968). Показано, что эти конкреции представляют собой типичные биметаллические образования, в которых Mn : Fe = 0,8—1,67, причем железо обычно входит в состав гидрогетита, а марганец в них находится в форме псиломелана, реже манганита, а в более глубоких горизонтах — в виде родохрозита.

Кроме марганца и железа, в океанических стяжениях постоянно накапливаются V, Ti, Co, Pb, Sr, Ni, Cu, Mo, Zn и спорадически встречаются в повышенном, по сравнению с кларком, количестве Ge, W, Tl, U. По степени концентрации эти элементы довольно четко распадаются на две группы: содержание Mn, Co, Ni, Cu, Mo в 11—32 раза больше, чем во вмещающих глубоководных илах, тогда как содержание Fe, V, Zn и Ti обычно больше по сравнению с ними в 1,4—4,3 раза.

Статистическое изучение данных химических анализов конкреций Тихого, Атлантического и Индийского океанов (Страхов и др., 1968) показало, что между Fe и Mn существует обратная корреляционная связь. Малые элементы по отношению к этим двум породообразующим компонентам четко распадаются на две группы. С марганцем прямую корреляционную зависимость обнаруживают Ni, Co, Mo и Zn, тогда как Ti, Co, Pb и Sr позитивно связаны с железом. Основные результаты исследования Н. М. Страхова представлены в виде диаграммы в левой части фиг. 46.

Чтобы понять причины разделения ассоциации элементов, связанной с океаническими конкрециями, на две группы, нами построена диаграмма (см. фиг. 46, справа). Поскольку наиболее резко в коллоидной смеси гид-

рогетита — псиломелана различаются радиусы ионов Fe^{3+} и Mn^{2+} (соответственно равные 0,67 и 0,091 Å), мы выделили, с одной стороны, группу элементов, ионные радиусы которых в высшей форме валентности близки к радиусу Fe^{3+}, и, с другой стороны, группу элементов, по этому же признаку тяготеющих к Mn^{2+}.

Оказалось, что наиболее вероятными спутниками Mn^{2+} должны быть Mo^{4+}, Zn^{2+}, Ni^{2+}, Cu^{2+} и, возможно, Pb^{2+}. Ближе всего к Fe^{3+} оказались Co^{3+}, Cr^{3+}, Sn^{4+}, Ti^{4+}, Mo^{6+} и W^{6+}.

Из приведенных данных следует, что в основе поведения элементов-примесей в современных железо-марганцевых конкрециях лежит прежде всего сходство ионных радиусов. Некоторые отклонения от теоретически предсказанного поведения можно объяснить специфическими условиями осадкообразования или законами сорбции. Так, например, отсутствие повышенного содержания Cr, Mo, W и Sn в изученных конкрециях хорошо увязывается с дефицитом этих металлов в океанических водах.

Небольшое число определений ванадия в железо-марганцевых конкрециях океана до недавнего времени не позволяло уверенно отнести его к какой-либо из двух ассоциаций, хотя Н. М. Страхов (Страхов и др., 1968) и причислял его условно к группе железа. Как было показано выше, это предположение полностью подтвердилось; между железом и ванадием в марганцевых конкрециях существует положительная корреляция.

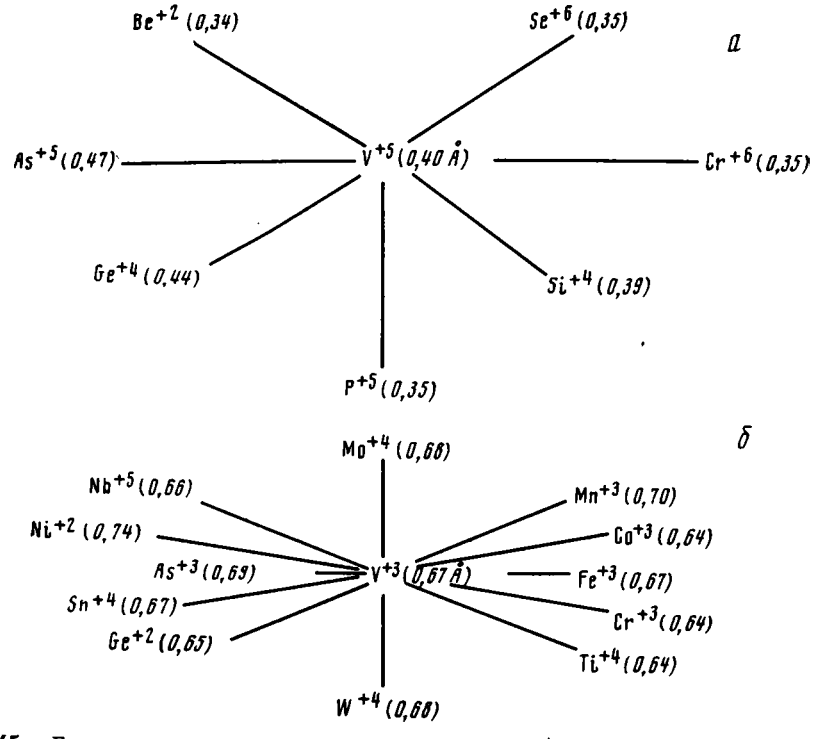
Набор элементов, концентрирующихся в железо-марганцевых конкрециях, возникает в результате процессов сорбции в окислительной либо слабо восстановительной обстановке придонных вод. Двойной электрический слой на границе раздела ил — вода притягивает коллоидные частицы Fe и Mn, что приводит к образованию стяжений или корок. Элементы-примеси следуют за породообразующими компонентами, причем элементы группы марганца концентрируются более интенсивно, нежели элементы группы железа (Страхов и др., 1968). Отношения элементов внутри ассоциации регулируются радиусами их ионов.

Угли и угленосные отложения далеко не всегда накапливают ванадий в большом количестве. Наивысшая его концентрация встречена в изолированных угольных включениях, описанных в работах В. А. Зильберминца, И. П. Ломашева (1960), Я. Э. Юдовича (1963). Именно в этих образованиях, наряду с V, концентрируются Ge, Zr, B, Sr, Ni, Co, Cr, U, Pb и другие элементы. По предположению Зубовика, Стадниченко и Шеффи (Zubovic et al., 1964), для угленосных толщ вообще наиболее характерны элементы, образующие высокозарядные ионы с малыми ионными радиусами, например Ge^{4+}, Mo^{5+}, U^{6+}, V^{5+} Ti^{4+}, Cr^{3+}, Ga^{3+}, W^{6+}.

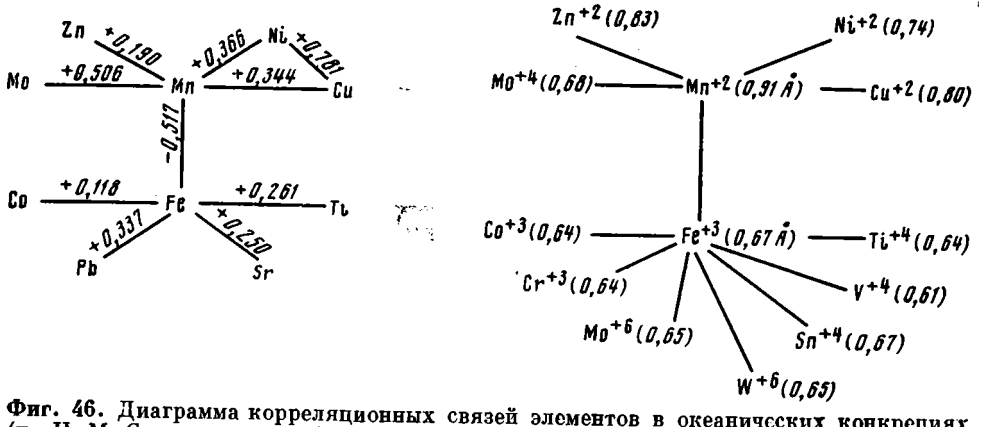
Однако наряду с ними обычно концентрируются малые и редкие элементы, обладающие другими химическими свойствами; в целом набор элементов, связанных с углями, чрезвычайно сложен.

На чрезвычайно разнообразный качественный состав элементов-примесей в углях указывал В. М. Гольдшмидт (Goldschmidt, 1954). Этот исследователь первый предположил, что элементы, по-видимому, и накапливались здесь различными путями, начиная от экстракции и концентрации их в процессах жизнедеятельности растений и кончая скоплением этих элементов в ходе диагенетической углефикации. Новейшие данные Денсона с соавторами (Denson et al., 1954), Бакланда (Buckland 1959), А. А. Ковалева (1962) позволяют считать, что в ряде случаев скопления редких металлов в углях могут возникать в уже сформировавшихся породах, на стадии катагенеза.

Другой характерной чертой ассоциации элементов, связанных с углями, является ее крайняя неопределенность. Как правило, состав элементов в различных месторождениях варьирует в зависимости от региональных причин. По материалам Я. Э. Юдовича (1963), для включений Ленского бассейна характерны германий, сурьма, молибден, редкие земли; для английских витреновых включений — ванадий, титан, хром, никель.



Фиг. 45. «Геохимические звезды» пятивалентного (*а*) и трехвалентного (*б*) ванадия



Фиг. 46. Диаграмма корреляционных связей элементов в океанических конкрециях (по Н. М. Страхову и др., 1968) и «геохимические звезды» двухвалентного марганца и трехвалентного железа

Изучение особенностей поведения элементов-примесей в угольных включениях, предпринятое Я. Э. Юдовичем (1967), показало, что в них выделяется две несколько различные группы — «ванадиевая» и «германиевая». Между этими двумя группами корреляционные связи либо отсутствуют, либо бывают отрицательными.

В первую группу элементов, кроме ванадия, входят Ni, Co, Ti, Cr, реже Ba. Все эти элементы между собой связаны положительной корреляцией.

Вторая группа элементов выделена несколько условно, так как внутри нее между металлами положительная корреляция часто отсутствует. В нее входят Ge, Zr, B, Sr.

С увеличением степени гелефикации древесных остатков, т. е. при переходе от лигнитов к гагато-лигнитам и лигнито-гагатам, резкое различие в поведении «ванадиевой» и «германиевой» ассоциаций постепенно исчезает, и между ними даже появляется слабая положительная корреляционная связь.

Поскольку рядом исследователей (Краускопф, 1958; Янда, Шроль, 1964, и др.) показано, что «ванадиевая» ассоциация элементов свойственна органическому веществу битумного ряда, тогда как «германиевая» более характерна для типичных углей, Я. Э. Юдович (1967) предположил, что возникновение концентраций V, Ni, Co, Ti, Cr в изученных им включениях обусловлено битуминозным характером некоторых частей включений, таких как, например, кора.

В целом ассоциация элементов, возникающая в изолированных угольных включениях, генетически более сложна, чем все ассоциации элементов, разобранные нами ранее. По-видимому, она начинает формироваться в процессе жизнедеятельности растений (биохимические реакции), а продолжает развитие в ходе катагенетической углефикации и адсорбции элементов из вод. Большое значение при этом имеют окислительно-восстановительные реакции, так как все элементы в угольных включениях присутствуют, по-видимому, в низших формах валентности.

Существование двух групп элементов можно объяснить, исходя из геохимической близости элементов-примесей. Так, набор элементов «ванадиевой» ассоциации скорее всего определяется близостью ионных радиусов элементов группы железа в низших формах их валентности. В самом деле, как следует из фиг. 45, *б*, радиусы ионов трехвалентного ванадия (именно V^{3+} скорее всего накапливается в восстановительной обстановке угольного пласта) чрезвычайно близки к радиусам Ti^{4+}, Cr^{3+}, Co^{3+}, Fe^{3+} Mo^{4+} и др. Элементы же, входящие в группу германия, по химическим свойствам резко отличаются от элементов группы ванадия; это отличие и объединяет их между собой.

В докембрийских и нижнепалеозойских *углеродисто-кремнистых фтанитах и фосфоритах* различных районов мира очень часто накапливаются U, V, Mo, Co, Ti, Cr, Ni, Pb, Zn, Ag, Re, реже Ba, Sr, Se. Выше мы рассматривали условия образования этой характернейшей ассоциации металлов. Здесь же следует отметить, что ванадий во фтанитах концентрируется в форме роскоэлита, ванадиеносного антраксолита, патронита и многочисленных вторичных ванадатов, а также связан с глинистыми минералами типа гидрослюд. Молибден и рений присутствуют в виде молибденита и иордизита, титан — рутила и сфена; свинец — галенита, а хром — в виде хромита, Cr-штейгерита и Cr-гранита. Кроме известных минералов группы трехвалентного ванадия (Ti, Cr, Mo), в этой ассоциации постоянно встречаются халькофильные элементы, образующие сульфиды (Pb, Ag, Cu).

Первичные формы накопления элементов «фтанитовой» ассоциации восстановить довольно трудно; тем не менее очевидно, что огромную роль в ее формировании сыграл глинистый и органический материал. Имеются все основания предполагать, что планктон извлекал многие элементы дан-

ной группы из морской воды древних морей в процессе жизнедеятельности. В дальнейшем, по мере отмирания и захоронения морских организмов, этот процесс сменился сорбцией и осаждением в ходе восстановления элементов на окислительно-восстановительной границе в морских илах (Анкинович, 1954; Холодов, 1968).

С небольшими вариациями (часть которых, возможно, обусловлена слабой изученностью осадочных месторождений ванадия) ассоциация элементов, характерная для углеродисто-кремнистых сланцев (фтанитов), обычно встречается и в роскоэлитах, медистых, волконскоитовых песчаников, в урано-ванадиевых месторождениях, связанных с нефтеносными карбонатными породами, в нефтях и твердых жильных битумах.

Во всех этих случаях концентрация элементов осуществляется на восстановительном барьере с участием сероводорода (Перельман, 1965), о чем свидетельствует частое присутствие здесь сульфидов металлов. Большая роль в формировании рассматриваемых парагенетических ассоциаций принадлежит органическому веществу, однако формы его участия в образовании рудных скоплений различны. Как следует из табл. 38, парагенетические рудные ассоциации ванадия грубо могут быть разбиты на две группы: сорбционно-хемогенные и биохемогенные. Первая группа парагенезисов отличается от второй не только качественно, но прежде всего количественно. Наиболее сложные рудные ассоциации, насчитывающие 14—16 обязательных рудных компонентов, возникают в углях, углисто-кремнистых сланцах, нефтях и жильных асфальтитах, т. е. в породах, образование которых связано с жизнедеятельностью растений и животных.

По-видимому, такую особенность «органогенных» парагенезисов нельзя объяснить только большой сорбционной емкостью органического вещества и его восстановительными свойствами. В значительной степени более разнообразный состав ванадиевых ассоциаций биолитов связан с прижизненным накоплением организмами некоторых элементов-примесей (Холодов, 1970_4).

Таким образом, разнообразие рудных скоплений ванадия и связанных с ним элементов-спутников в осадочных породах можно объяснить следующими процессами:

1) терригенным накоплением, наследующим состав рудных компонентов от магматического цикла с образованием ассоциации Fe^{2+}, Ti^{4+}, V^{3+};

2) гидролизом в окислительной обстановке коры выветривания с ассоциацией Zr^{4+}, Nb^{5+}, V^{4+}, Fe^{3+}, V^{5+}, Sr^{2+}, Al^{3+}, Ga^{3+}, U^{4+}, U^{6+}, Th^{4+};

3) коагуляцией трехвалентного железа с сорбцией в окислительной и щелочной среде морского водоема таких элементов, как V^{5+}, P^{5+}, As^{5+};

4) адсорбцией Fe и Mn в окислительно-восстановительной среде дна морей и океанов с ассоциацией Mn^{2+}, Mn^{3+}, Ni^{2+}, Cu^{2+}, Mo^{4+}, Zn^{2+}, Fe^{3+}, V^{5+}, Ti^{4+}, Co^{3+};

5) биогенным накоплением и сорбцией элементов в восстановительной обстановке угольного пласта с образованием ассоциации Ge^{2+}, Zr^{4+}, B, Sr^{2+}, V^{3+}, Cr^{3+}; Ni^{2+}, Co^{2+}, U^{4+} Pb^{2+};

6) биогенным накоплением, сорбцией и минералообразованием на восстановительном барьере при участии сероводорода с возникновением ассоциации V^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{4+}, Pb^{2+}, Zn^{2+}, Ag^{+}, Se^{2+}, U^{4+}.

Вот эти важнейшие геохимические типы рудообразующих процессов и должны быть положены в основу геохимической типизации месторождений ванадия в осадочных породах.

Предлагаемая нами геохимическая классификация месторождений ванадия и сопутствующих ему элементов-примесей приведена в табл. 40. В соответствии с приведенными в ней данными в процессах гипергенного рудогенеза совместно с ванадием чаще других элементов накапливается фосфор, мышьяк, титан, хром, кобальт, никель, медь, стронций, свинец и уран.

Таблица 40

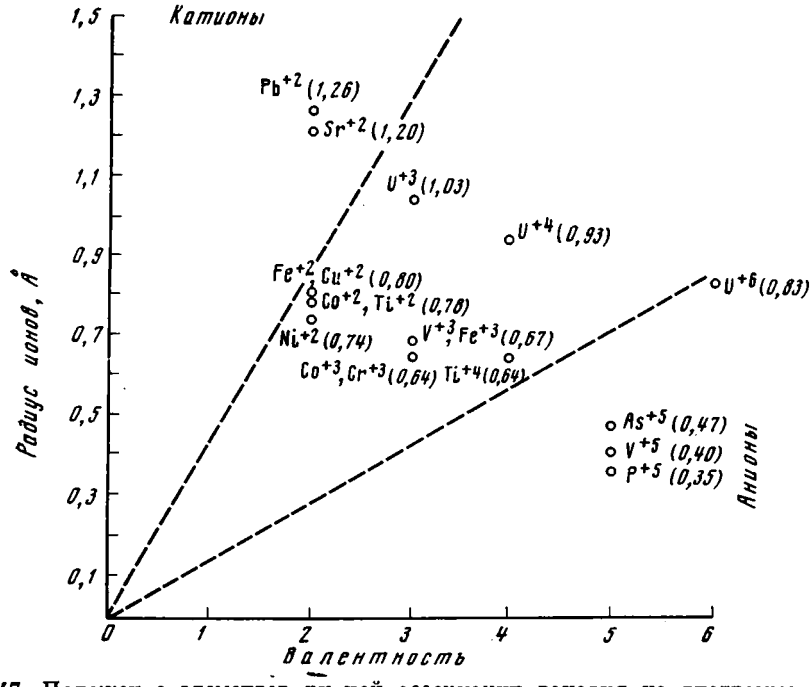
Геохимическая классификация месторождений ванадиевых руд в осадочных породах

Обстановка рудогенеза	Тип рудообразующего процесса	Ассоциация рудных компонентов	Пример месторождения
Окислительная	Накопление терригенных компонентов	Fe^{2+}, Ti^{4+}, V^{3+}	Россыпи аллювиальные (Южный Урал), прибрежно-морские (Индия, Новая Зеландия)
	Реакция гидролиза в коре выветривания	Zr^{4+}, Nb^{5+}, Ti^{4+}, Fe^{3+}, V^{5+}, Sr^{2+}, Al^{3+}, Ga^{3+}, U^{4+}, U^{6+}, Th^{4+}	Остаточные бокситы (Индия), бокситы типа «терра росса» (Югославия, Греция)
	Коагуляция трехвалентного железа	V^{5+}, P^{5+}, As^{5+}	Морские оолитовые железные руды (СССР, ФРГ, Франция, Англия)
Восстановительная	Адсорбция гелей железа и марганца	Mn^{2+}, Mn^{3+}, Ni^{2+}, Cu^{2+}, Mo^{4+}, Zn^{2+}, Fe^{3+}, V^{5+}, Ti^{4+}, Co^{3+}	Морские и океанические современные железо-марганцевые конкреции
	Биогенная концентрация и сорбция угольным веществом	Ge^{2+}, Zr^{4+}, B, Sr^{2+}, V^{3+}, Cr^{3+}, Ni^{2+}, Co^{2+}, V^{4+}, Pb^{2+}	Изолированные угольные включения в угленосных толщах (Южный Урал)
	Биогенная концентрация и сорбция органическим веществом нефтяного ряда	V^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{4+}, Pb^{2+}, Zn^{2+}, Ag^{+}, Se^{2+}, U^{4+}, Co^{2+}, Ni^{2+}	Углеродисто-кремнисто-глинистые фтаниты (Каратау, Таласский Алатау, Алтае-Саянский район, Приморье; КНР). Пластовые фосфориты (Скалистые горы, Айдахо, США). Волконскоитовые песчаники (Приуралье). Урано-ванадиевые месторождения в нефтеносных карбонатных породах (СССР). Нефти (СССР, Венесуэла). Твердые битумы (Садка, Веливовка — СССР; Минас Рагра — Перу)

В окислительной обстановке коры выветривания или морских водоемов судьба ванадия определяется поведением трехвалентного железа, образующего коллоид типа $Fe_2O_3 \cdot H_2O$. Здесь пятивалентный ванадий в виде VO_4^{3-}, а также имеющие сходные с ним ионные потенциалы пятивалентный фосфор (PO_4^{3-}) и мышьяк (AsO_4^{3-}), образующие отрицательно заряженные анионы, адсорбируются положительно заряженным гелем трехвалентного железа.

Коллоиды окисного железа и частью связанные с ними гидроокислы Mn, как показали эксперименты К. Краускопфа (1963), также активно сорбируют такие катионообразующие элементы, как Cu, Ni, Co, Pb. Вероятно, так же накапливается в окислительной среде изоморфно связанный со свинцом стронций.

Таким образом, рудная ассоциация пятивалентного ванадия, объединенная общим хозяином-сорбентом, содержит, с одной стороны, группу элементов, близкую по геохимическим свойствам именно к ванадию (P,



Фиг. 47. Положение элементов рудной ассоциации ванадия на диаграмме ионных потенциалов

As), а с другой — чуждые пятивалентному ванадию, но близкие трехвалентному железу элементы: Cu, Ni, Co, Pb, Sr (фиг. 47).

В восстановительной обстановке континентальных или морских водоемов, а также в обстановке уже сформировавшихся осадочных пород определяющее значение в образовании рудных скоплений ванадия играет органическое вещество. Менее ясна в этой обстановке роль кремнезема. Здесь ванадий накапливается в основном в трехвалентной форме. Вместе с ним концентрируются Cr, Mo, Ti, Co, Ni; все эти элементы обладают близкими геохимическими свойствами (см. фиг. 47). Известно, что многие из них, как и ванадий, способны образовывать металлоорганические соединения и поэтому легко извлекаются органическим веществом из раствора.

Кроме группы титана — хрома, в тех же ассоциациях ванадия большое значение имеют типичные халькофильные элементы: Pb, Zn, Mo, Ag, Cu и др. Их объединяет способность образовывать плохо растворимые сульфиды при косвенном воздействии органического вещества, хотя по величине ионного потенциала и ряду других геохимических показателей эти элементы крайне разнородны.

МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ

Выше нами были описаны месторождения ванадиевых руд осадочного происхождения. В природе они очень редко встречаются обособленно и гораздо чаще пространственно связаны с месторождениями ванадия других генетических типов. Поэтому закономерности их пространственного размещения нельзя рассматривать вне связи с магматогенно-гидротермальным ванадиевым оруденением. Среди магматогенно-гидротермальных месторождений ванадия следует различать две группы: месторождения, связанные с гидротермальными жилами, и месторождения в магматических породах.

Месторождения ванадия в гидротермальных жилах

Месторождения отличаются весьма скромными запасами металла, довольно редки и слабо изучены. В соответствии с новейшими данными среди них выделяются два подтипа: 1) концентрации ванадия в зоне окисления медно-свинцово-цинковых руд телетермального типа; 2) скопления давидита в кварц-биотитовых и кварц-карбонатных жилах.

Месторождения ванадия в зоне окисления медно-свинцово-цинковых или свинцово-цинковых руд довольно интенсивно разрабатываются в Южной Африке. Руды этого типа подробно описаны в работах С. С. Смирнова (1928), Н. А. Смольянинова и Е. М. Янишевского (1928), Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1929), Швельнуса (Schwellnus, 1946), Фервурда (Verwoerd, 1957), С. С. Смирнова (1955) и многих других геологов.

Чаще всего оруденение приурочено к известнякам и доломитам, парагенетически связанным с красноцветными (пестроцветными) отложениями. Оно залегает в виде либо пластов и пластообразных тел, либо скоплений неправильной формы, секущих напластования пород, причем и те и другие рудные образования широко распространены в зоне первичных руд. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит, реже встречаются халькозин, энаргит, блеклая руда, борнит, пирит, иногда минералы германия и галлия.

В зонах окисления этих месторождений, которые нередко простираются на глубину 200—300 *м*, распространены пироморфит, миметезит, вульфенит, англезит, церуссит, смитсонит, азурит, малахит, куприт и ряд других вторичных сульфатов и карбонатов. Среди них встречаются также ванадинит ($9PbO \cdot 3V_2O_5 \cdot PbCl_3$), моттрамит (Pb, Cu(OH) VO_4), деклуазит ($4Pb, Zn)\ O \cdot V_2O_5 \cdot H_2O$), причем иногда скопления этих ванадатов концентрируются в окисленной части свинцово-цинковых руд, но изредка обособляются и инкрустируют карстовые полости, цементируют карстовые брекчии или развиваются в виде сталактитоподобных натечных образований в кавернах и пещерах. Руды зоны окисления содержат до 0,5% ванадия, максимально 5—10%. В то же время первичные руды обычно либо совсем его не содержат, либо содержат в тысячных долях процента. Резкая разница в содержании ванадия в первичных и окисленных рудах заставила С. С. Смирнова (1955) высказать предположение, что этот элемент скорее всего заимствован окисляющимися минералами из поверхностных вод. Согласно этому исследователю, зона окисления, свинцово-цинкового месторождения представляет собой своеобразный фильтр, задерживающий ванадий. Хотя взгляды С. С. Смирнова достаточно обоснованы, имеется и другое мнение, высказанное Фошегом (Foshag, 1934), согласно которому окисление первичных руд и последующее перераспределение ванадия, заимствованного из них, приводит к концентрации его в зоне окисления.

Фактический материал, приведенный в более поздних работах Швельнуса (Schwellnus, 1946), Фервурда (Verwoerd, 1957) и других геологов, подтверждает гипотезу С. С. Смирнова. Мы присоединяемся к ней при оценке генезиса ванадиевых руд зоны окисления свинцово-цинковых месторождений.

К месторождениям свинца и цинка, в зоне окисления которых присутствует ванадий, принадлежат Абенаб и Цумеб в горах Отави (Намибия), Брокен Хилл (Родезия), Джебба (Тунис), Лос Ламентос (Мексика), Сулейман-Сай (СССР) и др. Месторождения Брокен Хилл и Абенаб еще недавно играли важную роль в мировом промышленном балансе ванадия.

Месторождения ванадия в виде давидита в кварц-биотитовых и кварц-карбонатных жилах еще более редки, но весьма интересны с генетической точки зрения. Они были изучены Паркином и Глассоном (Parkin, Glasson, 1954), Гроссом (Gross, 1954), Роджером (Rodger, 1953), Лауренсом и Си (Lawrence, See, 1957) и описаны в сводках М. М. Константинова, Е. Я. Куликовой (1960) и Э. Хейнриха (1962).

Минерализация приурочена к трещинам, оперяющим крупные нарушения, и представлена давидитом — сложным минералом урана, железа, и титана. Формула его $AB_3(O, OH)$, где A — Fe^{2+}, TR, U, Ca, Na, Zr, Th; B — Ti^{4+}, Fe^{3+}, U^{3+}, Cr^{3+}, U. В тесной связи с ним находятся ильменит, рутил и гематит, а из нерудных минералов — биотит и кварц.

Обычно оруденение приурочено к древним гнейсам, смятым в сложные складки и прорванным амфиболитами и пегматитами. Давидитовые жилы генетически связывают с интрузиями амфиболитов и обычно относят к гипотермальным образованиям высоких t и P. Залежи прослеживаются на расстояние до 1000 *м* при мощности 1 —6 *м*. В зоне окисления месторождения встречаются урано-ванадаты.

Давидитовые гидротермальные руды известны в Австралии (Маунт-Айза-Клонкарри, Радиум Хилл и др.), в Мозамбике и в некоторых районах Индии.

Месторождения ванадия в магматических породах

Они были изучены Ломбардом (Lombaard, 1934), П. Г. Пантелеевым (1938), Данном и Деем (Dunn, Dey, 1938), А. П. Лебедевым (1955), Л. Р. Вагером и Р. Л. Митчеллом (1952), Л. Ф. Борисенко и В. В. Щербиной (1959), О. А. Богатиковым (1968) и др. Руды этого типа необычайно широко распространены и содержат огромные запасы металлического ванадия.

Рудосодержащими породами в них являются габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы, горнблендиты, оливиновые пироксениты, оливиниты, габбро-анортозиты, анортозиты, т. е. самые разнообразные дифференциаты основной магмы. В пределах отдельных массивов эти разновидности сложно чередуются или образуют самостоятельные крупные тела. Наряду с четкими и резкими контактами между отдельными петрографическими типами пород внутри интрузий имеют место постепенные переходы. То же можно сказать и о рудных телах месторождений данного типа (Малышев, 1957); наряду с резко очерченными жилами, пластообразными залежами и линзами массивных руд в них широко развиты вкрапленные руды. Из рудных минералов в рудах наиболее часто встречаются титаномагнетит и ильменит, реже рутил, лейкоксен и сфен.

Как показали Л. Ф. Борисенко и В. В. Щербина (1959), самое большое количество ванадия связано с титаномагнетитом; по-видимому, ванадий входит в состав этого минерала в виде $Fe_2O_3 \cdot V_2O_3$, изоморфно растворенного в молекуле магнетита. При этом содержание ванадия в титаномагнетите, содержащем 10—14% TiO_2, больше, чем в том же минерале, но содержащем 3—4% TiO_2. Повышенное содержание Al_2O_3, MnO и кремнекислоты в рудах вызывает падение содержания ванадия; в то же время между содержанием хрома и ванадия никакой корреляционной связи не наблюдается. В соответствии с этим в силикатных минералах руд присутствует весьма пониженное, по сравнению с титаномагнетитами, количество V_2O_3, и они являются поэтому своеобразными разбавителями оруденения.

В ряде работ А. П. Лебедева (1955), О. А. Богатикова (1968), В. С. Мясникова и О. В. Карповой (1968) и других исследователей показано, что габброидные интрузии, существенно обогащенные ванадием, титаном и железом, нередко содержат повышенное количество фосфора в форме апатита; последний нередко играет роль породообразующего минерала, т. е. находится в виде линз, жил и прослоев, сложенных апатитовой породой.

Месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитов, связанные с габброидными породами, известны в Финляндии (Отанмеки), Швеции (Таберг), США (Айрон Маунтин, Сан Габриэль, Сэнфорд, Онтарио и др.), Канаде, ЮАР (Бушвельд), СССР (Урал — Кусинское, Чернореченское, Копанское, Маткальское, Первоуральское, Качканарское, Гусевогорское, Баронское; Карелия — Пудожгорское), в Индии и в других странах.

IV

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ВАНАДИЕВЫХ РУД В ЛИТОСФЕРЕ

Месторождения ванадиевых руд распределены не беспорядочно, а группируются в определенных участках. Такие скопления рудных месторождений принято называть металлогеническими рудными провинциями.

Представление о рудных металлогенических провинциях введенное в геологическую литературу Делонэ (De Launay, 1913), все еще остается чрезвычайно расплывчатым. Идея выделения рудных провинций основана на том, что рудные месторождения определенных областей обладают некими общими особенностями, позволяющими предполагать в них генетическое родство. Однако почти всегда остается неясным, какие именно особенности месторождений являются решающими при их группировке. Почти во всех известных нам случаях признание тех или иных признаков сходства определяющими основано на субъективных взглядах различных авторов или на задачах, которые они перед собой ставят.

Так, например, В. Эммонс (1925) решающим признаком, по которому месторождения объединяются в рудные провинции, считал минеральный состав руд, Тернер (Terneaure, 1955) — единство их тектонического положения, Н. П. Херасков (1958) — сходство распространенных среди них рудоносных геологических формаций, А. Е. Ферсман (1933) и В. К. Чайковский (1966) — набор профилирующих элементов.

Поскольку наша задача заключается в том, чтобы, уяснив планетарные закономерности пространственного размещения месторождений ванадиевых руд, глубже понять условия их образования, мы принимаем следующее определение понятия провинции. Рудная ванадиевая провинция представляет собой пространственно целостную территорию крупного масштаба, соразмерную с геотектоническими структурами первого порядка, характеризуемую распространением генетически различных месторождений ванадия. В данном определении прежде всего следует подчеркнуть, что провинция представляет собой эмпирическую совокупность рудных скоплений, сочетание которых вначале выделяется без обсуждения их генезиса. В этом отношении оно близко к тому толкованию этого понятия, о котором писал Ю. А. Билибин (1955): «... несмотря на то, что само понятие о металлогенических провинциях существует достаточно давно, оно имело чисто эмпирический смысл и даже в настоящее время в большинстве случаев именно так и трактуется» (стр. 5).

Принимая, однако, такую точку зрения, нельзя не согласиться с Н. П. Херасковым (1958), который считал, что уже самые общие теоретические представления о причинах возникновения минеральных провинций позволяют существенно уточнить их границу. Поэтому выделив провинцию вначале на чисто эмпирической основе, в дальнейшем в ней следует рассмотреть соотношение генетически различных групп рудных скопле-

ний, что, несомненно, поможет углубить представления об условиях их образования.

В соответствии с принятым определением мы в дальнейшем будем рассматривать не полиметаллические, а монометальные, ванадиевые провинции. Такой подход не является новым, поскольку наряду со взглядами А. Е. Ферсмана (1933) и В. К. Чайковского (1966), которые представляли рудную провинцию как сочетание месторождений нескольких профилирующих элементов, известны работы А. Бэтмана (1949), выделявшего медные провинции, И. М. Курмана (1957) по борным провинциям, И. И. Малышева (1957), описавшего титанорудные провинции, и М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой (1960), охарактеризовавших урановые провинции мира.

УРАЛЬСКАЯ ВАНАДИЕВАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах Уральского хребта и примыкающих к нему областей довольно четко обозначается крупная ванадиевая провинция. Поскольку строение ее типично для многих других ванадиевых рудных провинций, мы остановимся на ее описании несколько подробнее.

Схема геологического строения Уральской ванадиеносной провинции изображена на фиг. 48. Ее металлической основой являются доуралиды — рифейско-нижнепалеозойский комплекс древнейших отложений, обнаженный в приосевой части хребта. С этими сильно метаморфизованными и прорванными многочисленными интрузиями породами связаны многочисленные магматические месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, а также сопутствующие им рудопроявления апатита, хромита, магнезита, медных руд и других полезных ископаемых. Другой, не менее важной частью исследуемой рудной провинции, являются палеозойские отложения востока Русской платформы и Уральского передового хребта, содержащие весьма распространенные осадочные рудопроявления и месторождения ванадия и сопутствующих ему полезных ископаемых — нефти и твердых битумов, медистых песчаников, волконскоитовых гнезд, углей и т. п.

В осевой части Уральского хребта известен крупный пояс гипербазитовых интрузий, протягивающийся с незначительными перерывами на расстояние более 1200 *км*. Этот пояс приурочен к крупнейшему глубинному разлому, по которому весь Урал делится на две тектонически различные части. К западу от него расположены миогеосинклинальная, а к востоку — эвгеосинклинальная зоны. Глубинный разлом ограничивает с востока Уралтауский антиклинорий, сложенный докембрийскими, местами сильно метаморфизованными породами. Еще восточнее расположены нижне- и среднепалеозойские вулканогенные и осадочные толщи Магнитогорского и Тагильского зеленокаменных синклинориев (Херасков, 1963, 1967).

В пределах Южного Урала, примерно на широте г. Челябинска, узкий Залаиро-Юрезанский синклинорий отделяет Уралтауский антиклинорий от Ямантауского, или Башкирского, антиклинория (Шатский, 1945; Херасков, 1951). В ядре этого поднятия также обнажаются древнейшие породы Урала, а юго-восточное крыло ограничивает крупный разлом. Вдоль него распространены выходы габброидных интрузий Сатко-Кусинского района.

Таким образом, на Урале следует различать два несколько различных пояса основных и ультраосновных интрузий: габброиды Ямантауского антиклинория и габбро-пироксенит-перидотитовые интрузии Уралтауского поднятия.

Габброиды Ямантауского антиклинория представлены дайкообразными телами, прослеживающимися в пределах Челябинской области и

Башкирской АССР на площади длиной более 120 *км* и шириной свыше 30 *км*. В пределах всего района выделяются три несколько различные зоны, вытянутые с северо-востока на юго-запад.

Восточная зона сложена метаморфическими породами верхнего протерозоя, с запада она ограничена узкой полосой разломов. Центральная зона представляет собой крупное антиклинальное поднятие, сложенное слабо метаморфизованными толщами протерозоя; на востоке оно прорвано многочисленными интрузиями гранитов, сиенитов, диабазов и габбро. С габбро-амфиболитами этой зоны связано ванадиевое оруденение. Западная зона выполнена фаунистически охарактеризованными отложениями силура, девона, карбона и перми.

Среди интрузивных образований Центральный зоны широко развиты габбро, местами полосчатые, состоящие из чередования лейкократовых и меланократовых полос; подчиненное значение имеют горнблендиты и пироксениты, а также анортозиты и габбро-пегматиты. В северной части пояса породы сильно метаморфизованы и местами превращены в габбро-амфиболиты.

Массивы интрузивных пород протягиваются на несколько десятков километров, имея мощность до нескольких сотен метров, редко более километра. С северо-востока на юго-запад выделяются Кусинско-Чернореченский, Медведевский, Копанский и Маткальский массивы. С ними связаны широко известные магматогенные месторождения комплексных железо-титано-ванадиевых руд и рудопроявления апатитов. Все они имеют близкий состав руд, а также сходные формы и генезис рудных тел; различия заключаются лишь в масштабе оруденения и соотношении различных типов руд в рудных скоплениях.

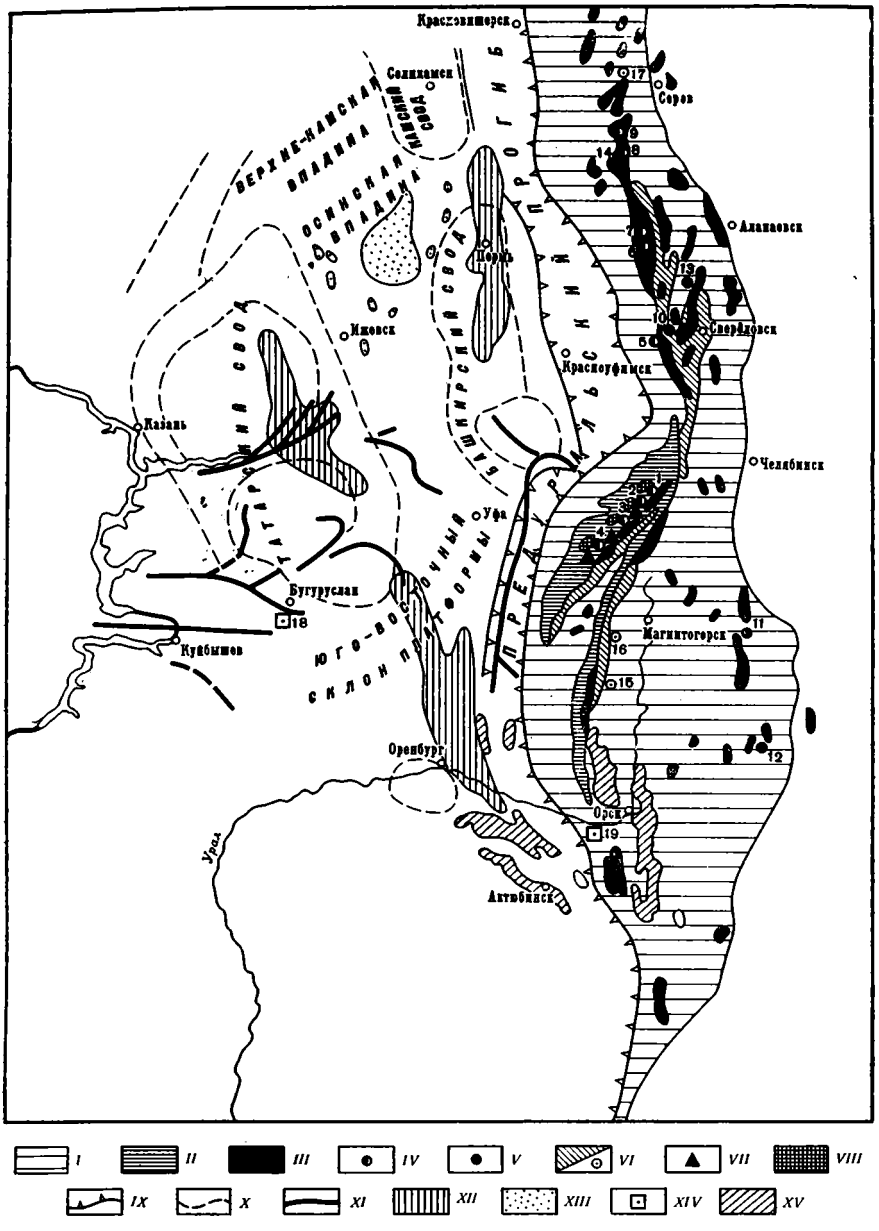
По данным И. И. Малышева (1957), месторождения титаномагнетитов чаще всего представлены серией параллельных залежей сплошных руд, имеющих форму жил, иногда линз, а также различной мощности параллельными зонами вкрапленных руд. Как показали В. С. Мясников и О. В. Карпова (1968), отдельные полосы среднезернистых габбро местами резко обогащены апатитом, содержание которого достигает 20%. Рудные тела приурочены к различным частям массивов, но их залегание всегда совпадает с простиранием вмещающих пород.

По Д. С. Штейнбергу и В. Г. Фоминых (1962), в месторождениях района различаются магматические, контактно-метасоматические и метаморфизованные руды. Количественно преобладают сплошные и вкрапленные магматические разности. Сплошные руды на 90—95% сложены магнетитом и ильменитом, второстепенные примеси — гематит, лейкоксен, рутил, пирит, халькопирит, гранат, апатит и другие минералы. Состав сплошных руд, по данным химических анализов И. И. Малышева (1957) следующий в (%):

Fe_2O_3	48,2	SiO_2	3,18	NiO	Следы
FeO	27,6	Al_2O_3	2,98	MgO	0,005
TiO_2	14,2	Cr_2O_3	0,67	K_2O }	0,12
V_2O_5	0,65	CaO	3,33	Na_2O }	
S	0,122	MnO	0,50	H_2O	0,25
P	0,01	CuO	Следы		

Для руд описываемых месторождений характерна сидеронитовая структура, рудные минералы (магнетит, ильменит и др.) образуют неправильные ксеноморфные выделения среди силикатов, как бы цементируя их. Весьма типичны также постепенные переходы сплошных руд во вкрапленные и далее в пустую вмещающую породу.

К габброидным интрузиям Ямантауского антиклинория приурочен ряд месторождений ванадиеносных титаномагнетитов: Кусинское, Чернореченское, Медведевское, Копанское, Ивановское и др. (см. фиг. 48).



Фиг. 48. Схема строения Уральской ванадиевой провинции

I — Уральская складчатая область;
II — выходы докембрия;
III — основные и ультраосновные породы;
IV — ванадиеносные титаномагнетиты:
1 — Кусинское,
2 — Чернореченское,
3 — Копанское,
4 — Маткальское,
5 — Первоуральское,
6 — Волковское,
7 — Баронское,
8 — Качканарское,
9 — Гусевогорское;
V — хромиты:
10 — Сарановско-Гологорское;
11 — Верблюжьегорское,
12 — Аккаргинское,
13 — Алапаевское,
14 — Качканарское;
VI — медь: полоса колчеданных месторождений в эффузивах (месторождения и рудопроявления):
15 — Таналык-Баймакский район,
16 — Куатурский район,
17 — Богословский район;
VII — апатит-магнетитовые рудопроявления Кусинского района;
VIII — россыпи ванадиеносных титаномагнетитов Кусинского района;
IX — границы передового прогиба;
X — границы платформенных структур;
XI — разломы в осадочном чехле платформы;
XII — медистые песчаники;
XIII — волконскоиты;
XIV — ванадиеносные асфальтиты:
18 — Садкинское,
19 — Велиховское;
XV — ванадиеносные угли

По мнению подавляющего большинства исследователей, титаномагнетитовые руды этих месторождений возникли за счет кристаллизации минералов из остаточного расплава базальтовой магмы (Заварицкий, 1926, Малышев, 1957, и др.). Форма интрузива в целом предопределяла распределение залегающих в нем рудных тел, а его прототектоника (наличие ослабленных зон в теле интрузии) контролировала местную локализацию оруденения.

Очевидно, возраст оруденения примерно соответствует возрасту интрузий, однако в отношении последнего мнения исследователей расходятся. На основании геологических соображений многие исследователи признают рифейский возраст габброидных интрузий Ямантау (Херасков, 1967). По материалам Л. Н. Овчинникова и др. (1967), абсолютный возраст пироксенового габбро Копанского месторождения оценивается в 1115 ± 45 млн. лет, а возраст габбро-амфиболита Кусинского массива — в 1291 — 1305 млн. лет (калий-аргоновый метод). Эти цифры не подтвердились при изучении Северо-Кусинской полосы интрузий, где возраст амфиболитов колеблется от 819 до 1062 млн. лет. М. А. Гаррис с соавторами (1967) при исследовании роговой обманки из Кусинской интрузии получили цифру 1305 млн. лет; они считают, что этот возраст несколько занижен, что он отражает время амфиболитизации, и поэтому датируют внедрение основных интрузий тектоно-магматическим этапом нижнего и среднего рифея (1400 ± 50 млн. лет).

Габбро-пироксенит-перидотитовый пояс Уралтау расположен к северу от г. Челябинска; он протягивается более чем на 1200 *км*. Ширина выхода массивов от нескольких километров до 30 *км* и повсюду — восточное падение. Некоторые интрузии обладают огромными размерами, так, например, Ревдинский массив, находящийся западнее г. Свердловска, имеет длину 70 *км* при ширине 20 *км*. Севернее, примерно в 50 *км*, начинается Тагильский массив длиной 100 *км* и шириной 20 *км*. Еще дальше залегает Качканаро-Конжаковский массив площадью 150×30 *км*, а за ним последовательно расположены Кытлымский массив, Денежкин Камень, Чектопский, Ялпин-Нер, Райиз и другие интрузии.

Интрузии характеризуются очень сложными взаимоотношениями слагающих их пород. Во многих массивах перидотитовые и пироксенитовые породы приурочены к центральным частям массива, тогда как габброидные разности отчетливо тяготеют к периферии. В краевых частях породы часто амфиболитизированы. Для всех массивов габброидов типично полосчатое строение.

Месторождения ванадиеносных титаномагнетитов также образуют пояс, вытянутый с юга на север. К Ревдинскому интрузиву приурочено Первоуральское месторождение, к Качканарскому — Качканарское и Гусевогорское, к Тагильскому — Волковское и Баронское.

Отличительной особенностью Первоуральского месторождения является широкое распространение горнблендитов — пород, почти нацело сложенных роговыми обманками и титаномагнетитом. Руды здесь делятся на вкрапленные, содержащие 14—35% железа, и массивные (> 35%). Содержание полезных компонентов довольно низкое.

В Качканарском и Гусевогорском месторождениях основными рудосодержащими породами являются пироксениты и горнблендиты. Содержание Fe достигает 53—59%, TiO_2 — 2%, V_2O_5 — 0,12—0,14, P — 0,02—0,03%. Рудные минералы представлены главным образом титаномагнетитом, очень редкими зернами ильменита, халькопирита, пирита, пентландита и борнита.

Баронское месторождение состоит из трех кулисообразно расположенных рудных залежей. Рудные тела в виде узких, но длинных линз состоят из чередующихся полос массивных и вкрапленных руд титано-0,30етита. Среднее содержание Fe — 40—45%, TiO_2 — 1,5—2,5, V_2O_5 — 0,30—0,35%.

Волковское месторождение вкрапленных руд в целом очень сходно с месторождениями всего пояса, но отличается повышенным содержанием в рудах апатита и сульфидов меди.

Возраст интрузий габбро-пироксенит-перидотитового пояса оценивается по-разному. И. И. Малышев (1957) считает, что Ревдинский массив внедрился между силурийской зеленокаменной полосой синклинория и докембрийской свитой М в силурийское время. Данные Л. Н. Овчинникова с соавторами (1967) свидетельствуют о более древнем его возрасте. Эти исследователи калий-аргоновым методом определили возраст горнблендита Первоуральского месторождения в 651—725 млн. лет. Содержание калия и аргона в горнблендитах Качканарского массива позволило вычислить его возраст — 532 млн. лет; это также несколько больше, чем можно предполагать на основании геологических данных.

Таким образом, есть основания считать, что интрузии габбро-пироксенит-перидотитовой полосы были сформированы к началу фанерозоя (~ 600 млн. лет); разумеется, титаномагнетитовые руды образовались одновременно с ними.

Общеизвестно, что древние толщи Уральского хребта богаты различными полезными ископаемыми. С перидотитовыми и перидотит-дунитовыми интрузиями различных районов этого региона ассоциируют магматогенные месторождения хромитов, описанные в работах А. Г. Бетехтина и др. (1941), С. А. Вахрамеева (1935), Г. А. Соколова (1948). Среди них наиболее известны крупнейшие месторождения района Свердловска — Сарановское, Гологорское, а также Южного Урала — Верблюжьегорское, Кемпирсайское, Аккаргинское. Многочисленные мелкие рудопроявления разбросаны по всему хребту от Полярного Урала до Губерлинских гор.

Месторождения меди на Урале многочисленны и полигенетичны (Мурашев, 1931; Высоцкий, 1939). Они встречаются среди гипербазитовых интрузий разного состава от габбро (Волковское месторождение) до перидотитов (Устейское месторождение Богословского района), но чаще всего связаны с зеленокаменными эффузивами S_1—D_1. В пределах Среднего Урала колчеданные месторождения в эффузивах образуют несколько сплошных полос (см. фиг. 48). Их продолжением к югу являются руды Куатурского района и Таналык-Баймакского месторождения.

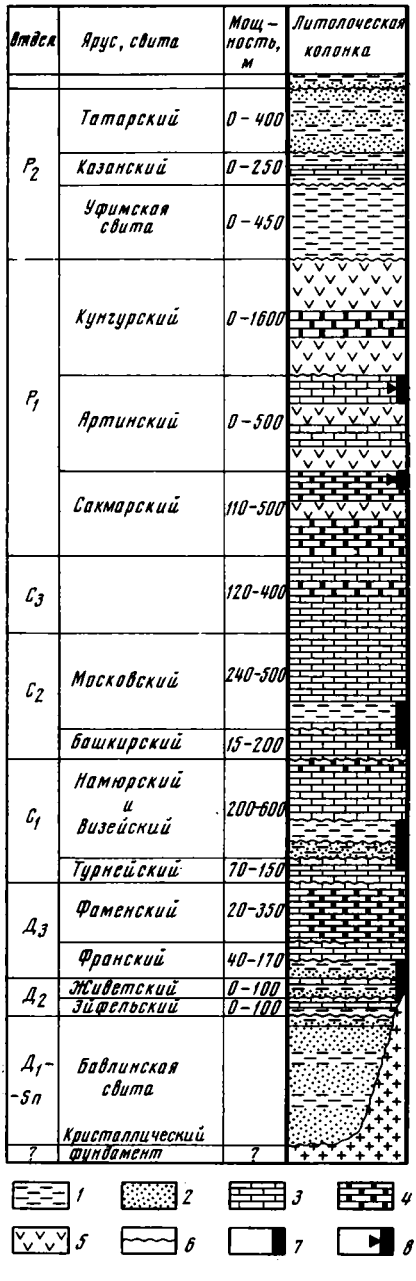
Кроме хромитов и меди, в древних толщах Уральских гор известны залежи платины, золота, сульфидов никеля и кобальта, а также асбеста, талька и магнезита.

В палеозойских осадочных толщах восточной части Русской платформы и Предуральского прогиба, а также в мезо-кайнозойских осадочных образованиях Урала широко распространены генетически различные месторождения ванадиевых руд, частично описанные в предыдущих главах. Среди них наиболее древние месторождения *ванадиевых нефтей.*

Стратиграфия Урало-Волжского нефтеносного региона подробно описана в работах В. Н. Тихого (1957), В. М. Позднера, Т. И. Кириной и Г. С. Прокофьева (1957), Н. Н. Форш (1955) и других авторов. Сводный стратиграфический разрез осадочной толщи Приуралья изображен на фиг. 49.

Кристаллический фундамент, на котором залегает осадочный комплекс, сложен архейскими и протерозойскими образованиями, среди которых преобладают гранито-гнейсы. Основные магматические породы типа базальтов, диабазов, габбро и габбро-норитов, местами внедрившиеся по разломам фундамента, прорывают не только породы последнего, но и нижнюю часть осадочной толщи чехла.

В Куйбышевском Заволжье и прилегающих районах Татарии, Башкирии и Оренбуржья породы типа габбро-норитов и чарнокитов становятся главным компонентом фундамента. По данным Т. А. Лапинской и С. В. Богдановой (1967), среди них часто встречаются рудные габбро, обогащенные титаномагнетитом и соответствующими элементами-спут-



Фиг. 49. Сводный стратиграфический разрез осадочной толщи Урало-Волжской области (по В. А. Кротовой)

1 — глины;
2 — пески, песчаники;
3 — известняки;
4 — доломиты;
5 — гипсы, ангидриты;
6 — перерывы в отложениях и размывы;
7 — основные нефтеносные толщи;
8 — то же, но в зонах прогибов

никами — кобальтом, никелем, хромом и ванадием. По мнению М. А. Гаррис и др. (1967), некоторые рудные габброидные массивы (например, габбро-диабазы Надеждина, Карача-Елги, Туймазов) по возрасту параллелизуются с габбро-амфиболитами Кусинского месторождения Урала (1400 ± 50 млн. лет). Выделяется также среди основных пород фундамента вторая группа интрузий, принадлежащая к этапу магматизма в 1110—1150 млн. лет.

Непосредственно на фундаменте и его элювии, во впадинах, иногда имеющих большую глубину, залегают отложения бавлинской свиты, сложенной терригенными образованиями с прослоями карбонатных пород. Возраст этой толщи неясен. Одни исследователи относят ее к рифею и венду, другие — к венду и девону.

Вышележащие отложения среднего и верхнего девона распадаются на две части: нижнюю — терригенную и верхнюю — карбонатную. Залегающие еще выше отложения карбона в основном представлены карбонатными породами. В нижней перми на территории Урало-Волжской области большую роль начинают играть карбонатно-галогенные толщи. В верхнепермское время их сменяют красноцветные песчано-глинистые отложения, иногда содержащие пачки карбонатных пород.

Таким образом, общая мощность палеозойского осадочного комплекса пород, исключая бавлинскую свиту, достигает 1500—3000 *м*, причем более 80% разреза слагают карбонатные породы и только 20% — терригенные.

Промышленная нефтеносность охватывает довольно большой стратиграфический диапазон. В нормальном разрезе (см. фиг. 49) насчитывается пять регионально нефтеносных интервалов, причем нефтесодержащими породами являются песчаники, алевролиты и карбонатные породы.

Тектоническое строение Урало-Волжской области описано в работах Н. С. Шатского (1945), Ю. А. Косыгина (1952), Д. В. Наливкина и др. (1956), Л. Н. Розанова и Ю. Н. Слепова (1960) и других исследователей. На площади этого региона принято выделять несколько структур первого порядка: Уральскую складчатую область, вытянутый вдоль нее Предуральский пе-

редовой прогиб, Прикаспийскую впадину и Русскую платформу (см. фиг. 48). В восточной части Русской платформы Д. В. Наливкиным и др. (1956) выделены крупные платформенные структуры: Татарский, Башкирский и Камский своды и разделяющие их впадины — Верхне-Камская, Осинская, Бирская, Чермозская и др.

Поднятия представляют собой округлые своды размером 150 × 200 или 200 × 400 *км*; наклоны крыльев редко превышают 1°. Татарский и Башкирский своды — структуры древнего заложения, они отчетливо прослеживаются в фундаменте и во всех горизонтах девона и карбона. В пермских отложениях на них отсутствует галогенная толща, что обусловливает их гидрогеологическую раскрытость.

Крупные платформенные поднятия и впадины осложнены многочисленными более мелкими валами; они либо представляют собой узкие и вытянутые флексурообразные складки, либо имеют очень неясные, расплывчатые очертания. Тектонические структуры еще более низкого порядка осложняют отдельные валы, именно с ними связаны многочисленные промышленные месторождения нефти Второго Баку.

Месторождения нефти, приуроченные к тектоническим структурам третьего порядка, осложняющим погружение Башкирского поднятия на севере Пермской области, приурочены к отложениям нижнего и среднего карбона. Южнее нефтеносными становятся отложения карбона и девона. Так, например, на Васильевском валу расположено Васильевское месторождение, на Краснокамско-Полазненском валу — Краснокамское, Северокамское, Полазненское, причем в последнем месторождении главным нефтеносным горизонтом является нижний, а в двух предыдущих — верхний карбон. Отдельные мелкие залежи нефти связаны с девоном, но они здесь распространены весьма ограниченно. На западном склоне Башкирского поднятия, в средней его части расположены Чернушинский и Куедино-Гожанский валы. С Чернушинским валом связано Павловское, Березовское и Танышское месторождения нефти в карбоне, а с Куедино-Гожанским — Югомашевское, Куединское, Гожанское в девоне, нижнем и среднем карбоне. Многочисленные залежи нефти (Вятское, Арланское, Николо-Березовское и другие месторождения) в нижнем и среднем карбоне, а иногда и в девоне приурочены к тектоническим структурам, осложняющим Бирскую впадину, которая разделяет Башкирский свод на востоке и Татарский — на западе. В пределах Татарского свода промышленные залежи нефти сосредоточены в основном в девонских отложениях, хотя известны они и в карбоне. К южной вершине Татарского свода, а также к его юго-восточному склону приурочены Ромашкинское месторождение, а также Бавлинское, Туймазинское, Александровское месторождения Туймазинского вала, Серафимовское, Константиновское, Леонидовское и другие месторождения широтных валов и др. К Шкаповскому широтному валу южного окончания Татарского свода приурочено одноименное крупнейшее месторождение нефти в девоне. В юго-западном направлении Татарский свод примыкает к району Большекинельских поднятий — крупной валоподобной структуре, имеющей северо-западное простирание в районе г. Бугуруслан. С Большекинельским поднятием связаны Бугурусланское, Султангуловское, Ново-Степановское, Тарханское, Сосновское, Аширское и ряд других крупных месторождений. Залежи нефти в этом районе приурочены к отложениям девона, карбона и перми. Серноводско-Абдулинская впадина, детально описанная в статье С. Ф. Федорова с соавторами (1968), ограничивает с юга зону Большекинельских поднятий и отделяет ее от Малокинельского вала. С последним связаны Городецкое, Жуковское, Осиновское, Пилюгинское и Садкинское газо-нефтяные месторождения. При этом во многих случаях нефтяные скопления приурочены к отложениям девона и карбона, тогда как в пермских отложениях шире распространены газовые залежи и вторичные твердые битумы (ванадиеносные асфальтиты месторождения Садки);

нефтяные скопления сравнительно редки. Юго-западнее расположено несколько месторождений и нефтепроявлений, связанных с Жигулевским и Мухановским поднятиями. Среди них особенно широко известно месторождение Зольный овраг. Многочисленные нефтяные залежи известны в пределах Предуральского прогиба. В северной его ветви (Соликамская впадина) находится Верхне-Чусовское месторождение тяжелой высокосернистой нефти. Оно приурочено к пермским рифогенным структурам, весьма типичным для этого района.

В предыдущем разделе показано, что нефти Урало-Волжской провинции отличаются от нефтей других провинций СССР высоким содержанием пятиокиси ванадия (см. табл. 34). По данным С. М. Катченкова (1959), они обогащены также никелем, медью и хромом, т. е. теми элементами, которые вообще типичны для данной рудной провинции.

Как было показано в предыдущей работе (Холодов, 1968), закономерности распределения V_2O_5 в нефтях различных районов Второго Баку сложны. Тем не менее, по данным Л. А. Гуляевой (1954), П. Я. Деменковой и др. (1958), наиболее ванадиеносны нефти юго-восточного склона Татарского свода, а также Большекинельского (Бугуруслан, Султангулово, Ново-Степановка), Малокинельского (Садка) и Жигулевского поднятий (Жигулевск, Зольный овраг), тогда как нефти севера Пермской области, как правило, низкованадиевые (Краснокамск, Полазна, Северокамск).

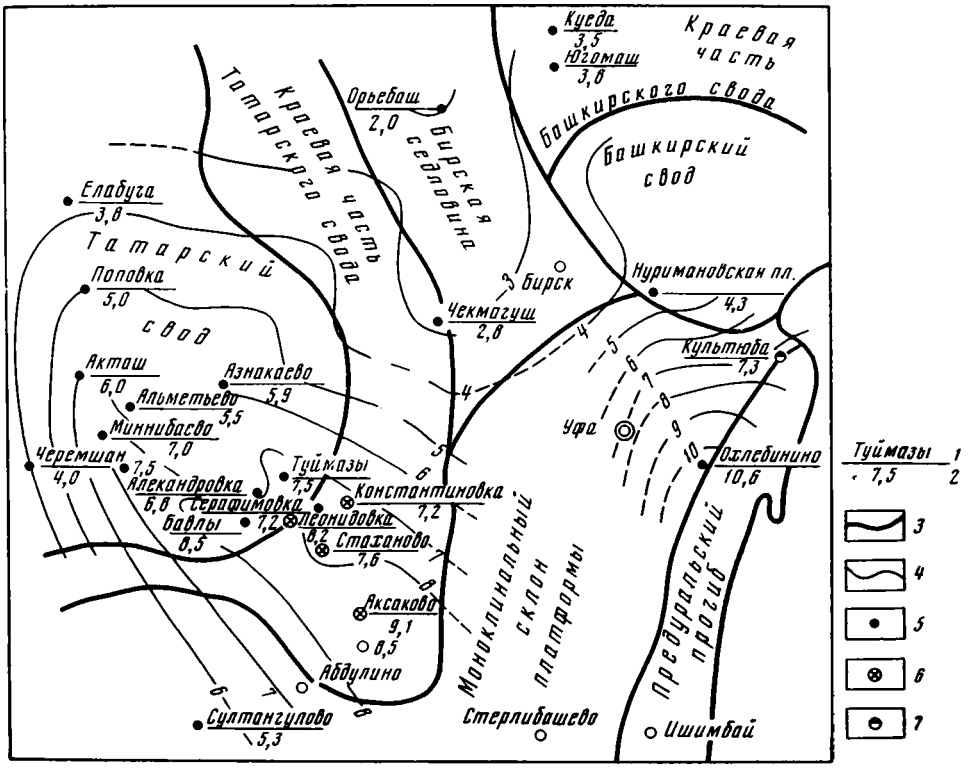
Такое своеобразное распространение ванадия совпадает со степенью метаморфизма нефтей девона, изученной А. К. Каримовым (1955). Как показал этот исследователь (фиг. 50), содержание ароматических углеводородов в девонских нефтях Урало-Волжской области возрастает в направлении от Елабуги к Абдулино и от Орыбаша к Охлебнино. Эти данные подтверждают высказанное ранее предположение, что процессы, приводящие к накоплению смолисто-асфальтеновых компонентов, в нефтях взаимосвязаны с процессами концентрации в них ванадия.

Вполне вероятно, что процессы анаэробного окисления нефтей за счет сульфатов пластовых вод на погружении Татарского свода в последевонское время существенно увеличивали способность их извлекать ванадий из вод или вмещающих пород и приводили к образованию залежей высокованадиевых вязких нефтей, отличающихся большим удельным весом и повышенной вязкостью. Ванадий мог поступать в нефть из подземных вод по схеме, описанной А. А. Карцевым и В. П. Шугриным (1964) и разобранной нами выше, мог непосредственно извлекаться нефтью из вмещающих пород в процессе миграции (Ericskon et al., 1954) или перераспределяться в метаморфизующейся нефти в результате преобразований сингенетических накоплений этого металла.

Поскольку все еще неясен механизм поступления ванадия в нефти, соответственно неясна и причина, определившая обогащение нефтей Урало-Волжской области этим металлом. На современном уровне знаний могут обсуждаться два возможных варианта такого обогащения.

Один из них сводится к тому, что палеозойские нефтепроизводящие осадки региона или палеозойские нефтесодержащие породы в момент образования были обогащены ванадийсодержащими минералами (титаномагнетит, биотит, мусковит и др.). Впоследствии эти носители V_2O_5 пластовыми водами или нефтями разрушены, а ванадий поглощен углеводородными комплексами нефтей.

В рассматриваемом случае обогащение осадков провинции ванадийсодержащими минералами вряд ли правильно связывать с поступлением этих образований с Урала. В бавлинское время, а также в девоне и карбоне Уральская складчатая область еще не существовала и, естественно, не могла служить областью питания. По данным А. А. Кливцовой и Л. Ф. Солонцева (1960), С. Г. Саркисяна и Н. С. Лагутенковой (1963) и других, областью, поставлявшей материал в седиментационные бассейны



Фиг. 50. Схема изменения нефтей по содержанию ароматических углеводородов в терригенной толще девона Второго Баку (по А. К. Каримову, 1955)

1 — площадь;
2 — максимальное содержание ароматических углеводородов во фракции 95 —122°;
3 — границы тектонических зон;
4 — линии равных содержаний ароматики;
5 — нефти пластов $Д_I$ и $Д_{II}$;
6 — нефти пластов $Д_{III}$ и $Д_{IV}$;
7 — нефти такатинских слоев

Урало-Волжской провинции в нижнем палеозое, являлась восточная часть фундамента Русской платформы.

Как показано выше, в кристаллическом фундаменте платформы большую роль играли габброидные породы; они и могли поставлять ванадий в смежные водоемы.

Косвенным подтверждением изложенного варианта могут служить данные С. Г. Саркисяна и Н. С. Лагутенковой (1963), которые показали, что в тяжелых фракциях бавлинских отложений очень большую роль играют темные непрозрачные титансодержащие минералы, мусковит, биотит и зеленая слюда (?!); отдельные пласты толщи заметно обогащены титаномагнетитом. Эти минералы являются основными носителями V_2O_5 в магматических процессах.

К сожалению, геохимические исследования С. М. Катченкова (1959) не внесли ясности в проблему распределения ванадиеносных минералов в нижнем палеозое провинции. Этот исследователь пользовался при определении ванадия спектрографическими данными, точность которых вызывает сомнение.

Другой, на наш взгляд, менее вероятный вариант объяснения широкого развития ванадиеносных нефтей в пределах Урало-Волжской провинции, основан на гипотезе неорганического происхождения нефтяных углеводородов. Последние могли, по мнению П. А. Кудрявцева (1963) и П. Н. Кро-

поткина (1955), быть связаны с магматизмом кристаллического фундамента.

Действительно, как указано выше, габброидные интрузии в ряде случаев прорывают бавлинские отложения, и непосредственно на них налегают отложения девона. По данным В. А. Кротовой (1962), в бавлинской свите Краснокамского, Северокамского и других месторождений севера Башкирии, а также в южной части Татарского поднятия (Бавлы, Байтуган и др.) широко распространены нефтепроявления и включения твердых битумов. Иногда, как, например, в пределах Чекмагушевской площади, и нефтепроявления, и дайки габбро приурочены к одной системе вертикальных трещин.

В соответствии с рассматриваемыми представлениями нефть или нефтяные углеводороды могли поступать в палеозойские толщи по разломам из глубин уже обогащенные ванадием, а затем перераспределяться в осадочных породах и в результате латеральной и вертикальной миграции образовывать промышленные скопления.

В таком предположении есть одно существенное противоречие: наивысшей миграционной способностью обладают легкие углеводороды, а именно они, как показано в предыдущем разделе, содержат ничтожное количество ванадия. Наоборот, тяжелые смолисто-асфальтеновые компоненты нефтей и твердые битумы являются главными концентраторами V_2O_5, но они чрезвычайно слабые мигранты.

Все изложенное заставляет склониться к мысли, что наиболее вероятно первое предположение и ванадий заимствован нефтями из вмещающих их палеозойских отложений, которые изначально содержали повышенное количество этого металла. При этом источником ванадия, по-видимому, являлся разрушающийся фундамент Русской платформы.

В тесной связи с нефтяными месторождениями Уральской ванадиевой провинции находятся залежи *ванадиеносных асфальтитов* (см. фиг. 48). Так, например, описанное выше Садкинское асфальтитовое месторождение приурочено к разлому, секущему пермские отложения. На глубине этот разлом сечет отложения девона, в которых разведано одноименное месторождение нефти (Федоров и др., 1968). Очевидно, что вследствие тектонических движений, охвативших Уральскую складчатую область в начале мезозоя, на отдельных участках ванадиеносные битумы девона оказались выжаты вверх по разлому, в нем окончательно затвердели и образовали крупную залежь.

Весьма интересны, но, к сожалению, слабо изучены месторождения *ванадиеносных медистых песчаников*, связанные с пермскими красноцветами Приуралья. Полоса рудопроявлений этого типа, вытянутая вдоль Урала, распадается на несколько частей. Пермская зона рудопроявлений связана с наиболее древней частью разреза — с уфимской красноцветной толщей, она протягивается вдоль восточного склона Башкирского поднятия (см. фиг. 48). С этой рудной зоной преимущественно связаны скопления фольбортита.

Рудосодержащие шешминские отложения Пермской области представляют собой песчано-глинистую красноцветную толщу, в которой трудно выделить определенные стратиграфические и литолого-фациальные подразделения. Поскольку свита не изучена методами литолого-фациального анализа, трудно установить, какие фациальные особенности определяют пространственное положение оруденения. По мнению Ю. А. Нечаева (1965), локализация меденосной полосы на площади обусловлена большей загипсованностью разрезов западнее г. Перми и распространением пестроцветных отложений, среди которых чередуются серые и красные терригенно-глинистые породы. Как позднее правильно подчеркнул Н. И. Чернышев (1967), эти признаки не всегда характеризуют первичные фациальные изменения отложений и в некоторых случаях могут быть связаны с эпигенетическими процессами.

Хотя вопрос о фациальном контроле в пределах Пермской меденосной полосы не решен, нам представляется, что Пермская вершина Башкирского свода к шешминскому времени уже оформилась как крупное конседиментационное поднятие (Клубов и др., 1968). Она вполне могла оказать влияние на распространение фаций и определить их смену в пределах довольно узкой рудоносной полосы, вытянутой параллельно Лобановскому валу.

В последующий казанский век формируются Вятско-Камская и Оренбургско-Уфимская рудные полосы медистых песчаников. Они также вытянуты вдоль восточных склонов Татарского и Оренбургского поднятий (см. фиг. 48). Как показали Л. М. Миропольский (1956, 1960) и Е. В. Тихвинская (1958), рудные тела Вятско-Камской полосы контролируются на площади перемежаемостью морских карбонатных и континентальных красноцветных слоев (область смены суши и моря), а пространственное положение самой рудоконтролирующей фациальной зоны, несомненно, связано с теми структурами кристаллического фундамента, которые определили границы восточного склона Татарского свода (Клубов и др., 1968).

Расположение рудоносных полос на восточных склонах крупных поднятий указывает на поступление рудных компонентов (т. е. меди и ванадия) со стороны Урала. Это горное сооружение начало формироваться в пермский период: в верхнепермское время оно уже служило поставщиком терригенного материала в смежные бассейны седиментации.

В пределах Южного Урала терригенная минералогия верхнепермских отложений детально изучена С. Г. Саркисяном (Саркисян, 1949: Преображенский, Саркисян, 1954). Этот автор исследовал наиболее полные разрезы верхней перми Урало-Волжской области и выделил в них типичные ассоциации акцессорных минералов. Прослеживание этих ассоциаций на площади позволило сопоставить разрезы западных участков области (хорошо расчлененные и фаунистически охарактеризованные) с разрезами восточных участков, где в толщах немых красноцветов стратиграфия практически отсутствовала.

Кроме того, смена ассоциаций устойчивых минералов в разрезах верхнепермских отложений (табл. 41) позволила связать накопление пермских отложений с историей эрозии Уральских гор. Оказалось, что последовательность ассоциаций акцессорных минералов в верхнепермских отложениях отражает развитие эрозии в пределах Южного Урала, где в начале этого отрезка времени разрушались сооружения Ямантау (альмандин-роговообманковый комплекс), затем — эффузивные образования Залаиро-Юрезанского синклинория и, наконец — метаморфические толщи и интрузии Уралтау (тремолит-роговообманковый комплекс). Размыв возникающих горных сооружений распространялся с запада на восток, и это отражалось на составе отлагающихся терригенных минералов.

Если выводы С. Г. Саркисяна распространить на истолкование металлогении Урало-Волжской области, то можно прийти к интересным результатам. Распространение колчеданных месторождений меди в древних толщах Южного Урала очень широко, они известны и в пределах поднятия Ямантау, в Залаиро-Юрезанском синклинории и в Уралтау. В отличие от них месторождения ванадиеносных титаномагнетитов в южной части горной системы тяготеют преимущественно к поднятию Ямантау (см. фиг. 48). Поэтому если принять последовательность событий, установленную С. Г. Саркисяном (1949), то именно нижняя часть осадочных верхнепермских отложений, т. е. уфимская свита, должна содержать повышенное количество ванадия. Что касается меди, то более широкое площадное развитие коренных колчеданных месторождений в области сноса должно отразиться в более широком стратиграфическом диапазоне распространения месторождений типа медистых песчаников.

Таблица 41

Ассоциации устойчивых минералов в пермских отложениях Башкирского Приуралья (по С. Г. Саркисяну, 1949)

Ярус	Минералогический комплекс	Минералогический горизонт	Характерная ассоциация минералов	Возможная материнская порода	Петрографический состав галек	Возможный источник питания
Татарский	Тремолит-роговообманковый	Глаукофан-актинолитовый	Базальтическая роговая обманка-актинолит-глаукофан-эпидот	Гранат-актинолит-глаукофановый сланец	Амфиболиты, спилиты, тремолит-хлоритовый сланец, органогенный известняк (карбон), псевдофузулиновый известняк (артинский ярус)	Антиклинорий Уралтау
			Обыкновенная роговая обманка-глаукофан-эпидот	Эпидот-глаукофан-альбитовый сланец		
			Тремолит-актинолит	Кристаллические сланцы		
			Тремолит-обыкновенная роговая обманка-титанит-рутил	Тремолит-актинолитовый сланец		
		Гранатовый	Гранат-рутил-турмалин	Филлиты, эклогиты	Кварциты, диабазы, серпентиниты, туфы, хлорит-серицитовые сланцы, известняки (турней), доломитизированные и органогенно-обломочные известняки (девон, силур, нижняя пермь)	Уралтау
			Гранат-хлорит	Хлорит-серицит-кварцевые и слюдисто-кварцевые сланцы		Восточная полоса Залаиро-Юрезанского синклинория
			Гранат-пикотит-хлорит (бастит)	Серпентиниты		
Казанский	Пироксен-роговообманковый	Роговообманковый	Обыкновенная роговая обманка-авгит-магнетит	Роговообманковый диабаз	Основные эффузивы, габбро, габбро-диабазы, роговообманковые диабазы порфиритовый туф, пироксениты, кварциты, глинистые известняки (карбон), радиоляриты (турней), органогенные известняки (артинский ярус, девон), битуминозная порода (девон)	Массивы Крака
			Обыкновенная роговая обманка-авгит-гиперстен	Основные эффузивы		
			Диопсид-пикотит	Лерцолиты		
			Обыкновенная роговая обманка-авгит	Диабазы		
		Альмандиновый	Альмандин-серицит-роговая обманка	Глинистые сланцы		Залаирская свита
			Альмандин-хлорит-устойчивые минералы	Филлиты		
		Эпидотовый	Эпидот-цоизит	Зеленокаменные породы		Залаирская свита, белорецко-тирлянский комплекс
Уфимский		Устойчивые минералы	Обыкновенная роговая обманка	Диабазы		Ямантау Ашинская, Инзерско-Лемезинская верхняя и нижняя железорудные серии пород, а также породы карбона и нижней перми
			Турмалин-обыкновенная роговая обманка-альмандин	Комплекс осадочных пород и сланцев, жила диабаза		
			Рутил-турмалин-альмандин	Комплекс осадочных пород и сланцев		

Поэтому концентрации меди должны быть встречены и в уфимских, и в казанских, и в татарских отложениях, что и имеет место на самом деле.

Можно также предположить, что в уфимское время наиболее резкая смена фациально-геохимических обстановок (геохимический барьер) проходила вдоль восточного склона Башкирского конседиментационного поднятия. Поэтому здесь и локализовалось медно-ванадиевое оруденение. Довольно быстро интенсивное осадконакопление уфимского времени сгладило свод Башкирской структуры, и в дальнейшем центр рудогенеза переместился к западу. Здесь главная зона фациально-геохимических противоречий в течение казанского и татарского времени располагалась на восточных склонах Татарского свода и Оренбургского поднятия, которые, по-видимому, были хорошо выражены в рельефе.

Месторождения *ванадиеносных волконскоитов* территориально находятся в пределах Осинской депрессии, между Татарским и Башкирским сводами. Выше приведены многочисленные доказательства того, что эти образования скорее всего возникли в результате разрушения хромитоносных интрузий Урала.

С. Г. Саркисян (1949), проведя детальную корреляцию отложений юговской свиты, вмещающей волконскоитовую руду, с нижнепермскими отложениями западных разрезов, относит ее к спириферовому подъярусу казанского яруса. Если эти сопоставления верны, то скопления ванадиеносных волконскоитов стратиграфически близки уфимским меденосным отложениям Пермской области и, возможно, образовались за счет разрушения хромитсодержащих основных интрузий Крака.

Возражением против этих доводов является уже упомянутая нами стратиграфическая неопределенность залегания волконскоитоносных отложений.

В юрских континентальных отложениях Южного Урала (см. фиг. 48) известны *ванадийсодержащие буроугольные месторождения и* рудопроявления. Чаще всего это беспорядочные скопления углефицированной древесины, на отдельных участках сгруженной в линзы и пласты и заключенной в песчано-глинистые отложения.

Выделяются три группы угольных месторождений. Севернее г. Орска, в среднем течении р. Таналык, в пределах Магнитогорского синклинория, расположены Аюллинское, Ишмухаметовское и другие месторождения с содержанием V_2O_5, достигающим 4,19%. Южнее г. Орска, в пределах той же структуры, но дальше от древних источников питания находятся Куманское, Мамытское и другие рудопроявления. В углях этих скоплений содержание V_2O_5 редко достигает 2%. В среднем течении р. Белой и южнее ее расположены Самородовское, Караганское, Ермолаевское и другие рудопроявления Бельского прогиба. Они еще более удалены от областей развития ванадиеносных титаномагнетитов Сатки-Кусы, и содержание V_2O_5 в них едва достигает 1,5%.

Так как содержание ванадия в углях хорошо сопоставляется с расстоянием от возможных магматогенных источников питания, В. А. Зильберминц и П. Л. Безруков (1936) считают, что он извлекался речными водами при разрушении ванадиеносных титаномагнетитов, переносился ими в угленосные водоемы и здесь усваивался органическим веществом.

В пределах Ямантауского антиклинория, в Сатка-Кусинском районе, где распространены коренные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, в современных аллювиальных отложениях пойм рек разрабатываются *россыпные месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитов*, детально описанные выше. Их образование за счет разрушения магматогенных месторождений ни у кого не вызывает сомнения, так как пространственное положение россыпных скоплений контролируется залеганием рудоносных габброидов.

Итак, эмпирически выделенная нами Уральская ванадиевая провинция распадается на две субпровинции. К первой субпровинции принадле-

жат магматогенные месторождения центральной части Уральского хребта и прилегающих к нему площадей. Они связаны с древнейшими протерозойскими и рифейскими отложениями и на протяжении огромного отрезка геологического времени служили тем источником питания, за счет которого образовывались разнотипные осадочные месторождения.

Ко второй субпровинции относятся многочисленные осадочные месторождения ванадия в пределах Урало-Волжской области. Они приурочены к палеозойским, мезозойским и кайнозойским отложениям, т. е. во всех случаях являются более молодыми образованиями провинции.

Месторождения ванадия, связанные с осадочными породами, отличаются удивительным разнообразием типов. Среди них встречаются россыпи, ванадиеносные угли, ванадийсодержащие волконскоитовые и медистые песчаники, ванадиеносные асфальтиты и нефти, т. е. образования, часто весьма различные по генезису и механизму рудогенеза.

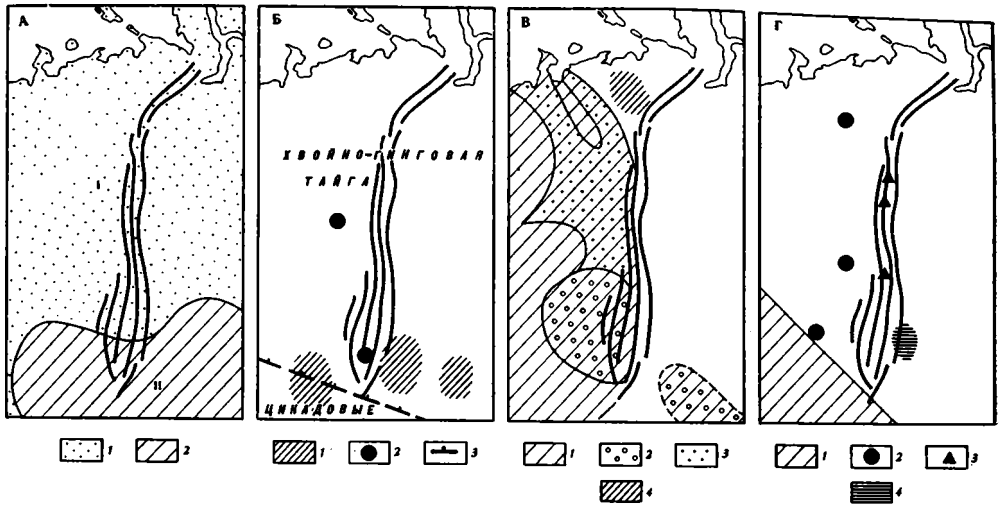
Следует подчеркнуть, что в пределах Урало-Волжской осадочной субпровинции распространены как **сингенетические**, так и **эпигенетические** скопления ванадия. Наряду с россыпными месторождениями ванадиеносных титаномагнетитов или ванадиеносными углями здесь присутствуют скопления фольбортита, связанные с медистыми песчаниками, ванадиеносные асфальтиты и другие образования, возникшие на стадии катагенеза или выветривания.

Что же определило совместное нахождение этих двух столь разнородных групп рудных концентраций? Почему эпигенетические месторождения не локализуются обособленно, а отчетливо тяготеют к районам, где распространены сингенетические скопления? Мы считаем, что совместное нахождение син- и эпигенетических руд в пределах одной территории определяется главным образом возникновением их за счет одного источника питания — разрушения и переотложения материала более древних магматических образований. При этом сингенетические скопления ванадия возникали за счет прямого переотложения рудного вещества, а эпигенетические концентрации — главным образом в результате первичного убогого обогащения осадков рудными компонентами и последующего их перераспределения на стадиях катагенеза, метаморфизма или выветривания.

Этот вывод непосредственно вытекает из изучения эпигенетических ванадиевых месторождений, таких как ванадиеносные волконскоиты, ванадиеносные медистые песчаники или ванадиеносные нефти. Он также подтверждается очень невысокой миграционной способностью ванадия в наиболее распространенных обстановках зоны гипергенеза (Холодов, 1968), что приводит к его быстрой фиксации вблизи от участков мобилизации рудного вещества. Последнее, между прочим, является очень важным отличием геохимии ванадия от геохимии урана, который, наоборот, склонен мигрировать на большие расстояния и образовывать преимущественно инфильтрационные месторождения различных типов.

Совместное нахождение син- и эпигенетических концентраций в пределах осадочной субпровинции позволяет сделать очень важный, на наш взгляд, практический вывод: **области распространения сингенетических месторождений ванадия могут служить объектом для поисков эпигенетических концентраций того же металла.**

При анализе истории процессов рудогенеза на территории Урало-Волжской провинции в течение фанерозойского времени привлекает внимание их тесная связь с изменениями климата. Как показано в монографии Н. М. Страхова (1960), на протяжении мезо-кайнозоя Урал и прилегающие к нему области располагались в зоне гумидного климата. При этом в настоящее время вся территория этой складчатой области покрыта лесами и только в южной ее части, на границе с Приаральем и Каспийской впадиной, имеет место переход к степям и аридизация климата (фиг. 51). С гумидной климатической обстановкой хорошо гармонирует образование современных аллювиальных россыпей ванадиеносных титаномагнетитов



Фиг. 51. Климатическая зональность Уральский ванадиевой провинции (по Н. М. Страхову, 1960)

А — современная:
1 — гумидная зона,
2 — аридная зона;
Б — эпох доггера и лейаса (юра):
1 — угленосные отложения,
2 — железные руды,
3 — границы областей с различной растительностью;
В — конца нижней и начала верхней перми:
1 — северная аридная зона,
2 — соленосные отложения,
3 — гипсоносные отложения,
4 — угленосные отложения;
Г — среднего девона:
1 — южная аридная зона,
2 — железные руды,
3 — бокситы,
4 — марганцевые руды.

Среднего Урала. Как показано нами ранее (Холодов и др., 1968), редкометальные россыпи самых различных типов определенно тяготеют к областям гумидного литогенеза.

В юрское время (см. фиг. 51) Уральские горы были, по-видимому, покрыты хвойно-гинкговой тайгой, только на юге, в районе Мугоджар, преобладали цикадовые и хвойные леса. Вся эта горная система располагалась в гумидной зоне, и во впадинах ее шли процессы накопления бурых ванадиеносных углей. Н. М. Страховым (1960) установлено, что в течение мезо-кайнозойского времени прослеживается один и тот же климатический план, который очень резко меняется на границе с палеозоем.

В пермское время (см. фиг. 51) вся площадь Урало-Волжской провинции, а также древнего Урала оказалась в пределах северной аридной зоны, о чем свидетельствует широкое развитие здесь красноцветов, гипсоносных толщ и солей. Именно в этот отрезок геологической истории формируются осадки, преобразование которых в условиях диагенеза и катагенеза привело к созданию залежей ванадиеносных волконскоитов и ванадиеносных медистых песчаников.

В девоне территория почти всего современного Урала оказалась захваченной тропической зоной гумидного климата. Лишь к югу от нее на площади современных Мугоджар и Прикаспия располагалась засушливая зона. Следует, однако, заметить, что на протяжении девонского прогиба границы климатических зон отличались значительной подвижностью. Так, например, в фаменское время засушливая область заметно увеличивается и вновь захватывает южную часть Уральского региона (Страхов, 1960). В целом же в девоне Уральская геосинклиналь располагалась в гумидной обстановке тропиков. Сходное положение, по-видимому, сохранялось в силуре, ордовике и кембрии.

К сожалению, отсутствие точных сведений не позволяет сейчас охарактеризовать палеоклиматическую обстановку, в которой формировались

органогенные осадки, впоследствии послужившие материалом для образования ванадиеносных нефтей и асфальтитов. По мнению Н. М. Страхова, К. Ф. Родионовой и Э. С. Залманзон (1955), нефтематеринскими отложениями для нефтей девона являются франские отложения, однако не менее вероятно, что ими были бавлинские толщи или даже породы фундамента, что вытекает из данных В. А. Кротовой (1962).

Из приведенного выше обзора эволюции климата и ванадиевых месторождений провинции следует, что ванадий, как кремний, фосфор и ряд других элементов, является **элементом с очень широким климатическим диапазоном рудогенеза: его концентрации могут возникать как в аридном так в и гумидном климате.**

Однако тип формирующегося месторождения ванадия в значительной мере зависит от климатического фактора. Например, господство гумидного литогенеза приводит к образованию россыпных месторождений, а распространение аридного климата благоприятствует формированию фольбортитоносных медистых песчаников или скоплений волконскоитов.

Воздействие климатической обстановки на процессы ванадиевого рудогенеза заключается, по-видимому, в создании тех конкретных форм миграции и концентрации этого элемента, которые определяют дальнейшую судьбу металла. Как показано ранее (Холодов и др., 1968), в условиях гумидного климата преобладают механогенные и сорбционные формы накопления редких элементов, тогда как в аридной обстановке большую роль играют аутигенное минералообразование и сорбция.

В целом можно утверждать, что наличие питающей магматогенной субпровинции независимо от климата, определяет возможность возникновения осадочных скоплений ванадия, т. е. более молодой субпровинции. Воздействие климата на процессы осадочного ванадиевого рудогенеза заключается лишь в создании конкретных форм концентрации металла или определенных типов осадочных месторождений ванадия.

Уральская ванадиевая провинция несравненно лучше изучена, нежели все остальные ванадиевые провинции мира. В отношении многих из них в литературе имеются лишь отрывочные сведения. Ниже приведено краткое описание наиболее крупных ванадиевых провинций.

ВАНАДИЕВЫЕ ПРОВИНЦИИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Месторождения ванадиевых руд различного генезиса в пределах Североамериканского континента образуют четыре несколько обособленные рудные провинции. Одна из них связана с выходами докембрия Канадского щита, другая тяготеет к древнейшим толщам Аппалачей, третья расположена вблизи от обнажений докембрийских блоков Скалистых гор, а четвертая включает Тихоокеанское побережье Америки.

Ванадиевая провинция Канадского кристаллического щита

Провинция расположена в области выхода на дневную поверхность докембрийских пород, почти не прикрытых более молодыми образованиями (фиг. 52). В докембрии южной части щита принято выделять пять крупных литолого-стратиграфических комплексов — Киватин, Темискаминг, Гурон, Анимики и Кивино; из них первые два относятся к архею, а остальные — к протерозою. Подробно они описаны в работах ряда канадских геологов (Cumming et al., 1955: Farquhar, Russel, 1957); недавно приведенные ими данные были обобщены М. А. Семихатовым (1964).

Для раннего архея характерна интенсивная вулканическая деятельность, в результате которой широко развились метаморфизованные лавы

(базальты, андезиты, трахиты, риолиты) и их туфы, относимые к серии Киватин мощностью более 1 *км*.

Более поздние архейские образования представлены мощной серией обломочных пород формации Темискаминг. После отложения этих пород вновь последовали горообразовательные движения, сопровождавшиеся внедрением интрузий гранитов; обычно эти движения относят к киноренской стадии орогении. Протерозойские образования щита в общем менее метаморфизованы, чем более древние породы, и несогласно залегают на архейском комплексе.

Серия Гурон включает кварциты, глинистые сланцы и доломиты: важную часть этой формации составляют железорудные кварциты и тиллитоподобные конгломераты. Гуронские отложения перекрываются серией Анимики, сложенной конгломератами, эффузивами, песчаниками, железными рудами и сланцами. Оба комплекса дислоцированы в результате проявления пенокенской орогении и прорваны интрузиями различного состава. Вышележащий комплекс Кивино сложен преимущественно песчаниками, конгломератами и основными эффузивами.

Приведенный разрез докембрия типичен для провинции оз. Верхнего (Киватин), которая занимает южную часть щита. К востоку от нее, вдоль р. Св. Лаврентия расположена провинция Гренвилл, к западу — провинции Черчилл, Иеллоунайф и Большого Медвежьего озера. В пределах этих провинций разрезы древних отложений варьируют и не всегда точно сопоставляются с типовым разрезом.

На территории Канадского щита преобладают магматогенные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, генетически и пространственно связанные с массивами габбро-анортозитов, габбро и других производных основной магмы. Пояс этих интрузий окаймляет Канадский щит в виде огромной дуги протяженностью более 3000 *км*, однако основная масса рудоносных интрузий находится в пределах провинций Гренвилл и оз. Верхнего.

По данным А. Энджела и К. Энджела (A. Engel, C. Engel, 1953), общая последовательность событий в пределах провинций Гринвилл следующая:

1) период отложения мощных карбонатных толщ (5 *км*) в области геосинклинального прогиба:

2) период внедрения пластообразных интрузий анортозитов, габбро, сиенитов, возраст которых по аргону оценивается в 1400 $\pm$ 100 млн. лет;

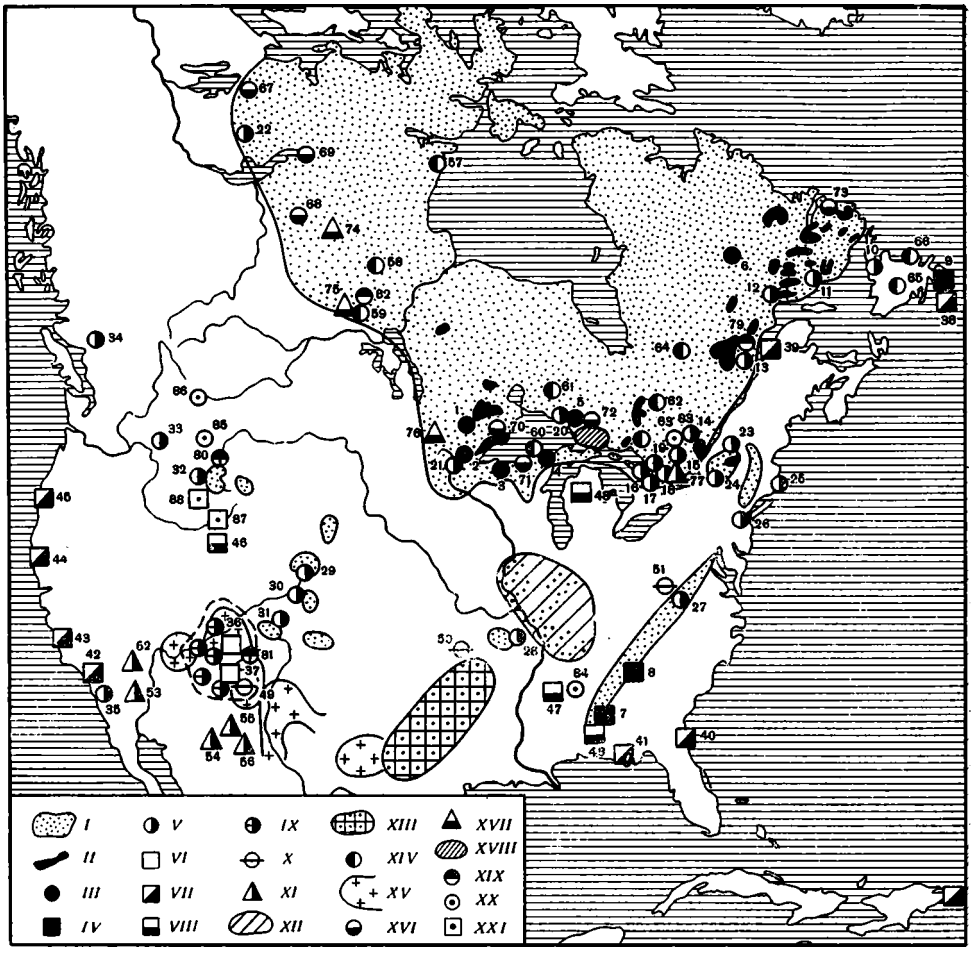
3) период складчатости и региональных гранитных интрузий гренвильской серии в эпоху 1000—1100 млн. лет.

Таким образом, можно предполагать, что основные процессы формирования ванадиеносных титаномагнетитов происходили в среднем протерозое, в интервале 1700—950 млн. лет, по М. А. Семихатову (1964).

По данным И. И. Малышева (1957), в пределах провинции Канадского щита выделяются следующие рудные районы: р. Св. Лаврентия, Адирондакских гор, озер Онтарио, Ниписсинг и Верхнего. В каждом районе различаются группы месторождений титаномагнетитов. Среди них мы более подробно остановимся на тех месторождениях, которые описаны в качестве комплексных месторождений ванадия, титана и железа.

Район реки Св. Лаврентия. Здесь известно несколько групп месторождений магматогенных ванадиеносных титаномагнетитов: вблизи оз. Аллард, Сент-Илес, Сагуней Ривер, Иври, Сент-Урбен, а также небольшие россыпные месторождения Сент-Урбен и Маргарит.

Группа месторождений оз. Аллард включает одно из крупнейших в мире месторождений гематит-ильменитовых руд Лак-Тио, а также менее крупные месторождения Миллз, Пуджолан и другие. Все они приурочены к очень большому и сложно дифференцированному габбро-анортозитовому массиву, залегающему в гнейсо-сланцевой толще докембрия. Интрузия достигает 150 *км* в длину и 30—50 *км* в ширину.



Фиг. 52. Рудные провинции Северной Америки

I — выход на поверхность пород докембрия;

II — интрузии основных и ультраосновных пород;

III — железорудные месторождения докембрийского возраста (железистые кварциты, такониты):

1 — Стип-Рок,
2 — Месаби,
3 — Пеноки-Гогибик,
4 — Маркет,
5 — Мишипикотен,
6 — Ноб Лейк;

IV — железорудные месторождения нижнепалеозойского возраста:

7 — Бирмингем,
8 — Чаттануга,
9 — Уобан;

V — месторождения титаномагнетитов докембрия:

10 — Стил Маунтин,
11 — Лак-Тио,
12 — Сент-Илес,
13 — Сагуней Ривер,
14 — Иври,
15 — Сент-Урбен,
16 — Чаффей,
17 — Хастинг,
18 — Игл Лейк,
19 — Пайн Лейк и др.,
20 — Ангус,
21 — Дулут,
22 — район Большого Невольничьего озера,
23 — группа месторождений оз. Чамплен (Сплит Рок и др.),
24 — группа месторождений оз. Сэнфорд (Сэнфорд Хилл, Ор Маунтин и др.),
25 — Айрон Майн Хилл,
26 — Нью Джерси,
27 — Пиней Ривер,
28 — Магнет Ковe,
29 — Айрон Маунтин,
30 — Карибу Хилл,
31 — Цеболла Крик,
32 — Хотео,
33 — Бускгорн,
34 — Франкоис,
35 — Сан Габриэль, Эврика;

VI — месторождения роскоэлитовых песчаников:

36 — Райфл,
37 — Плейсервиль;

VII — титановые россыпи:

38 — о-в Микуелон,
39 — Сент Урбен, Маргарит, Портнеуф и др.,
40 — Джексонвилл, Норт, Трайл Ридж,
41 — Пенсакола и Санта Роза,
42 — Редонда,
43 — Атис (Санта Крус),
44 — Орегон,
45 — Клатсоа, Оре, Пацифик;

VIII — месторождения ванадиеносных сланцев палеозоя:

Рудные тела в виде даек, неправильной формы жил или пластообразных залежей залегают в анортозите, в 3—8 *км* от контактов. Руда состоит из зерен ильменита с включениями микроскопических листочков гематита. Типичная высокосортная руда содержит 75% ильменита, 20% гематита, а остальная порода сложена пироксеном, полевым шпатом, пиритом и другими рудными минералами.

Месторождение Лак-Тио представляет пластообразную залежь 1000× ×1000 *м* при мощности 7,5—90 *м*. Запасы руд оцениваются в 113—125 млн *т* В рядовой руде содержится 35% TiO_2, 40% Fe и 0,20—0,30% V_2O_5, а запасы ванадия составляют около 250 млн. *т* (Fischer, 1961).

Возраст интрузии Морзе (Morse, 1964) оценивает в 1400 ×100 млн. лет по аргону.

В некоторых месторождениях района р. Св. Лаврентия, помимо титана и железа, присутствует очень большое количество фосфора. Так,например, в рудах месторождений Сагуней Ривер содержится до 10% P_2O_5. Ванадиеносность этих залежей не оценивалась, хотя можно предполагать, что все они содержат повышенное содержание V_2O_5.

Район Адирондакских гор является юго-западным продолжением предыдущего района. Месторождения титано-ванадиевых руд в его пределах приурочены к сильно дифференцированным массивам габбро-анортозитов; последние прорывают толщу гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих центральную часть поднятия. Возраст их Морзе (Morse, 1964) оценивает в 1400 ± 100 млн. лет.

Залежи ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд имеют разнообразные формы, различную величину и мощность, но массивные руды всегда окружены зонами вкрапленных руд.

Здесь выделяются две группы месторождений — в районе оз. Сэнфорд и в районе оз. Чамплен.

Группа месторождений оз. Сэнфорд представлена месторождениями Сэнфорд Хилл, Ор Маунтин, Каламити Милл Понд и др. Наиболее круп-

---

46 — пермские сланцы Айдахо,
47 — силур-девон, Чаттануга,
48 — Алабама,
48а — девон — карбон Альбени;
IX — урано-ванадиевые месторождения Плато Колорадо;
X — ванадиеносные асфальтиты:
49 — Сан Рафаэль, Юта,
50 — Оклахома,
51 — Западная Вирджиния;
XI — ванадаты в зоне окисления сульфидных месторождений:
52 — Гоодспрингс,
53 — Сан Бернардино,
54 — Маммот,
55 — Магдалена,
56 — Куттер;
XII — угленосные (пенсильванские) отложения внутреннего бассейна Иллинойс;
XIII — нефтеносная провинция Оклахомы;
XIV — месторождения меди, никеля, кобальта и других металлов в докембрии;
57 — Ранкин-Инлент (Ni, Cu),
58 — Линн Лейк (Cu, Ni, Co),
59 — Флин Флон (Zn, Cu),
60 — оз. Верхнее (Cu),
61 — Манитуведж (Cu, Zn, Ag),
62 — Руен (Cu, Zn, Au),
63 — Седбери (Cu, Ni, Au),
64 — Шибугамо (Cu),
65 — Баканс (Zn, Cu, Pb),
66 — Тилт Ковт (Cu, Au);
XV — медистые песчаники Техаса, Оклахомы Плато Колорадо (пермь — карбон, триас);
XVI — гидротермальные месторождения урана в докембрии:
67 — Эльдорадо,
68 — Биверлодж,
69 — оз. Старк;
70 — Порт Артур,
71 — Барага,
72 — Со-Сент-Мари,
73 — Лабрадор;
XVII — пегматитовые месторождения урана в докембрии:
74 — Шарлебуа,
75 — Лак-Ла Ронж,
76 — Южная Манитоба,
77 — Банкрофт;
XVIII — урагоносные конгломераты докембрия:
78 — Блайнд Ривер;
XIX — хромиты:
79 — Тетфорд-Паттон,
80 — Муат (Стилуотер),
81 — марипозитовые песчаники плато Колорадо,
82 — Берд Ривер;
XX — магнетит-апатитовые руды докембрия и фосфориты палеозоя:
83 — Кингстон-Оттава,
84 — девон Теннеси,
85—86 — пермские фосфориты формации Фосфориа;
XXI — ванадиеносные фтаниты формации Фосфориа:
87 — Юта,
88 — Айдахо

ное — Сэнфорд Хилл. Руда в нем представлена ильменит-магнетитовыми массивными или вкрапленными образованиями. Рудная зона приурочена к контакту между габбро и анортозитом и прослеживается в длину на 550 *м* при ширине 130 *м*. Запасы руд месторождения до глубины 100—150 *м* определяются в 100 млн. *т*. Добываемая руда состоит из 30% ильменита и 62,8% магнетита; остальная ее часть представлена полевым шпатом, пироксеном, роговой обманкой, гранатом и биотитом. Среднее содержание V_2O_5 в концентрате равно 0,6%. В 1959 г. запасы месторождения примерно оценивались в 200 тыс. *т* V_2O_5 (Москевич, 1959).

Сходную характеристику имеют залежи Ор Маунтин и Каламити Милл Понд.

Группа месторождений оз. Чамплен объединяет многочисленные, но более мелкие месторождения ванадиеносных титаномагнетитов. Среди них наиболее известны Сплит Рок, Туннель Маунтин, Литл Понд, Линкольн Понд и Дальтон Ор. Все они приурочены к габбро и норитам, среди которых распространены вкрапленные ильменит-магнетитовые руды. Формы рудных тел и их размеры не установлены. Содержание ванадия в сырой руде 0,23—0,63%; запасы не оценены.

В районе озер Онтарио и Ниписсинг широко распространены габбро, залегающие среди докембрийских толщ. Месторождения ванадиеносных титаномагнетитов приурочены к этим интрузиям и представлены ильменит-титаномагнетитовыми массивными или вкрапленными рудами. Содержание V_2O_5 0,23—0,63%, TiO_2 6,41—17,23%, окисного железа 29,40—62,39%. Здесь разрабатываются рудники Чаффей, Игл Лейк, Пайн Лейк, Хастинг и др. Вблизи оз. Ниписсинг разведано месторождение Ангус.

Среди описанных магматогенных месторождений Канадского щита особое место занимают месторождение Дулут на берегу оз. Верхнего и месторождения района Большого Невольничьего озера.

Месторождение Дулут пространственно и генетически связано со сложной интрузией габбро, оливинового габбро, анортозитов и перидотитов, их возраст Гольдич с соавторами (Goldich et al., 1957) определяют в 1100 млн. лет, а Силвер и Грин (Silver, Green, 1963) — в 1115 млн. лет. Рудные залежи представлены ленточно-полосчатыми рудами с очень низким содержанием двуокиси титана (не более целых процентов). Содержание V_2O_5 достигает 2,6%, в среднем 1%. Запасы месторождения исчисляются в 90 млн. *т* руд.

Месторождение является крайней юго-западной точкой титаномагнетитового рудного пояса. Рудопроявления Большого Невольничьего озера служат доказательством того, что сходные по типу рудные залежи могут быть встречены в северо-западных провинциях Иеллоунайф и Большое Медвежье озеро.

Рудная провинция Канадского щита, помимо залежей титаномагнетитов, содержит много самых разнообразных в металлогеническом отношении месторождений: железа, никеля, кобальта, меди, урана, золота, серебра (Terneaure, 1955).

Район, прилегающий к группе Великих озер (Верхнее, Гурон и Мичиган), отличается рядом характерных докембрийских месторождений железных руд типа железистых кварцитов, связанных со свитой Анимики (см. фиг. 67). Привлекает внимание огромное площадное распространение железистых кварцитов: породы свиты Анимики почти повсюду от района оз. Верхнего и до п-ова Лабрадор, т. е. на 1500—2000 *км*, несут железное оруденение. Наиболее известны месторождения Стип-Рок, Месаби, Пеноки-Гогибик, Маркет, Мишипикотен, Ноб Лейк.

Севернее полосы железорудных месторождений Великих озер расположена медно-никелево-серебряная провинция Кивино. Здесь с основными интрузиями кивиноуского возраста связаны медно-никелевые месторождения Седбери, медно-серебряные месторождения Манитуведж, Руон и др.

В кварцитах верхнегуронской формации, близ железорудного и медного оруденения, отмечена урановость. На северном побережье оз. Гурон находится крупнейшее в мире месторождение золотоносных и урансодержащих конгломератов Блайнд Ривер. К северо-западу и северо-востоку от него разбросаны многочисленные жильные месторождения урановых руд, связанные с древними толщами докембрия (Биверлодж, Эльдорадо, Барага, Лабрадор и др.) Почти от Седбери и до Иеллоунайфа протягивается зона золотых месторождений.

Любопытно, что в целом провинции Канадского щита характеризуются необычайно широким распространением древних докембрийских магматогенных месторождений (магматическая субпровинция) и весьма ограниченным развитием осадочных месторождений ванадия (осадочная субпровинция). Среди последних известны ванадийсодержащие ордовикские железные руды Уобана (Ньюфаундленд), черные ванадиеносные сланцы Альбени в девоне и карбоне и многочисленные мелкие современные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов.

Месторождение оолитовых железных руд Уобан расположено в бухте Консепсьон о-ва Ньюфаундленд. Оруденение здесь связано с верхней частью толщи песчаников и глинистых сланцев ордовика. Рудные пласты мощностью 0,3—5,0 *м* залегают согласно с вмещающими их породами. Руды имеют оолитовое строение, причем концентры оолитов сложены гематитом и шамозитом: встречаются пиритовые разновидности оолитов. Среднее содержание железа — 50—52%, кремнезема — до 12, глинозема — 4,5, фосфора 0,8—1,0%. По данным Иоста (Yost, 1932), содержание ванадия в среднем равно 0,08%. Запасы этого металла оцениваются в 500 млн. *т*.

На южном побережье озер Гурон и Мичиган в палеозойских отложениях девона — карбона широко распространены черные ванадиеносные сланцы Альбени. В районах Сент Урбен, Маргарит, Портнеуф и других известны современные континентальные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов, однако их промышленное значение крайне невелико.

Ванадиевая провинция Аппалачей

Провинция расположена в пределах выхода докембрия Аппалачских гор, гор Уачита и прилегающих к ним областей преимущественного развития палеозойских отложений (см. фиг. 52).

В этой рудной провинции ярко выражены и более древняя докембрийская субпровинция магматогенных месторождений и относительно молодая осадочная субпровинция. С докембрийскими габброидными интрузиями, прорывающими комплекс сильно метаморфизованных пород, связаны месторождения титаномагнетитов Стил Маунтин, Айрон Майн Хилл, Нью Джерси, Пиней Ривер и Магнет Ков: все они вытянуты вдоль Аппалачей в направлении с северо-востока на юго-запад.

К сожалению, ванадиеносность этих рудных скоплений в литературе освещена слабо. Наиболее известно месторождение ванадийсодержащих титаномагнетитов Айрон Майн Хилл в штате Род-Айленд (Малышев, 1957). Рудная залежь этого месторождения локализована в габбро, массив которого приурочен к хлорит-эпидотовым и кварц-биотитовым докембрийским сланцам. Габброидная интрузия прорвана штоком кумберландита — породы, состоящей из полевых шпатов, включенных в основную массу оливина, титаномагнетита и шпинели. Площадь, занятая кумберландитом, 400 × 200 *м*; порода содержит 30,4% железа, 9—10% TiO_2 и 0,18—0,45% V_2O_5. Запасы ванадия 60 млн. *т*. Можно предполагать, что и все остальные месторождения титаномагнетитов в северной части Аппалачей содержат повышенное количество V_2O_5.

В палеозойской осадочной субпровинции восточных штатов США известны ванадиеносные нефти Оклахомы, черные графитоносные сланцы

Алабамы, месторождения ванадийсодержащих твердых битумов и ванадиеносных углей бассейна Иллинойс (см. фиг. 52). Нефти штатов Оклахома и Канзас связаны с различными отложениями палеозоя, но наиболее продуктивны коллекторы ордовика и пенсильвания. Самые крупные месторождения — залежи Семинола, Бурбанка, Кошинг и Гленпул. Содержание V_2O_5 достигало 22% при зольности 0,9—2,0% (Shirey, 1931).

Ванадиеносные сланцы Алабамы, по-видимому, принадлежат к формации Чаттануга, залегающей на границе девонских и пенсильванских отложений. Это тонкослоистые глинисто-кремнистые породы, сильно обогащенные органическим веществом (углеродом), нередко содержащие фосфатные желваки и даже прослои фосфоритов. Как сообщает Фишер (Fischer, 1961), эти отложения содержат зеленую ванадийсодержащую слюду, которая может служить промышленным источником V_2O_5.

Твердые ванадиеносные битумы распространены в широком стратиграфическом диапазоне. В силурийских отложениях штата Оклахома, сложенных песчаниками и глинистыми сланцами, известны жилы альбертита — черного, очень хрупкого битума, содержащего до 1,31% золы при сжигании. Минерал содержит около 12% V_2O_5. В районах Малтон Грабе и Рауе он разрабатывался с помощью шахт (Орлов, Успенский, 1933, 1936).

В пермо-карбоновых отложениях Западной Вирджинии известны жильные скопления греемита, содержащего повышенное количество V_2O_5.

Большой интерес с точки зрения ванадиеносности представляют пенсильванские угли внутреннего восточного бассейна Иллинойс. По данным Зубовика с сотрудниками (Zubovic et al., 1964), они содержат повышенное количество ванадия.

Ванадиевая провинция Скалистых гор

Так же, как и предыдущая, провинция делится на две субпровинции: древнюю — магматогенную и молодую — осадочную. Отдельные блоки древнего кристаллического фундамента выходят на поверхность в восточной полосе складчатых сооружений Кордильер, в пределах штатов Монтана, Вайоминг, Колорадо и Нью-Мексико (см. фиг. 52). С ними связаны интрузии основных пород, включающие многочисленные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов.

Одним из крупнейших месторождений ильменит-магнетитовых руд в США является Айрон Маунтин. Оно приурочено к габбро-анортозитовому массиву, возраст которого А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966) оценивают в 2600—3100 млн. лет. Рудная залежь представляет собой жилоподобное тело непостоянной мощности, прослеженное на расстояние около 2 *км*. Руда состоит из грубозернистого титаномагнетита с примесью удлиненных зерен ильменита и шпинели, реже оливина. В среднем в ней содержится 27—28% TiO_2, 50—52% Fe, 0,35—0,45% V_2O_5, 2,45% Cr_2O_3, 0,47% ZnO.

Вблизи от месторождения расположено комплексное рудопроявление Тейлор Рейнж, весьма сходное с Айрон Маунтин по условиям залегания. В его рудах, кроме железа, титана и ванадия, в изобилии встречается фосфор. Состав их примерно такой: 32,5% Fe, 5—19% TiO_2, 2,1—12,8% P_2O_5, 0,32—0,34% V_2O_5.

В пределах штата Колорадо Д. Т. Зингевальд (1937) описывает очень похожие на Айрон Маунтин месторождения Карибу Хилл и Цеболла Крик. Общие запасы титаномагнетитовых руд этого района 150 млн. *т*, среднее содержание V_2O_5 0,30—0,35%.

К северо-западу от упомянутого рудного узла, в поднятии Скалистых гор, на поверхность выступают докембрийские метаморфические свиты и прорывающие их габброидные интрузии. С ними связаны титаномагне-

титы месторождений Хотео, Бускгорн и Франкоис. Ванадиеносность этих образований не охарактеризована.

С древними основными интрузиями Монтаны и Вайоминга связаны небольшие месторождения хромитов, сульфидов меди и платины (Зингевальд, 1937). По данным Т. С. Ловеринга (1937), в докембрийских отложениях Вайоминга распространены железные руды типа джеспилитов.

Вблизи от докембрийских магматогенных месторождений в палеозойско-мезозойских толщах наблюдаются разнообразные осадочные рудные скопления ванадия. Некоторые из них описаны в предыдущих разделах.

С пермскими толщами формации Фосфориа, в пределах штатов Айдахо и Вайоминг, связано месторождение ванадиеносных черных сланцев (Love, 1961). Запасы сланцев 18—25 млн. *т* руды с содержанием 0,9—1,0% V_2O_5; они могут в ближайшем будущем стать крупным источником ванадия.

В тесной пространственной и генетической связи со сланцами находятся ванадийсодержащие фосфориты. В пермских пластовых фосфоритах Айдахо и Вайоминга, содержащих 0,1—0,3% V_2O_5, подсчитанные запасы достигают 180 тыс. *т* пятиокиси ванадия (Москевич, 1959).

Очень крупные и разнотипные месторождения ванадия известны в фанерозойских отложениях Плато Колорадо. С юрскими песчаниками формации Энтрада здесь связаны роскоэлитовые руды месторождений Райфл и Гарфильд; обычно ванадий в них тесно ассоциирует с хромом.

Кроме того, в самых различных отложениях этого района (от пермских до эоценовых) встречаются урано-ванадиевые и урано-ванадиево-медные месторождения. В рудах в среднем содержится 2—2,5% V_2O_5; запасы оцениваются в 50—60 тыс. *т* металла.

В южной части Плато Колорадо, в штате Юта, известны многочисленные жилы асфальтитов, секущие осадочные толщи мелового и эоценового возраста. Содержание пятиокиси ванадия в них нередко достигает 1—1,5%.

Нельзя не отметить повышенное содержание ванадия в зонах окисления некоторых свинцово-цинково-молибденовых и серебро-свинцовых гидротермальных месторождений штатов Аризона, Нью Мексико, Калифорния и Невада. Наиболее крупным из них считается месторождение сульфидов в районе Маммот (Аризона), где во время войны ванадий добывали из руд золота, серебра, свинца и молибдена в промышленных количествах.

Жилы полиметаллов секут палеозойские карбонатные отложения либо более молодые эффузивы типа риолитов. Ванадий в виде ванадинита или купродеклуазита ассоциирует с кварцем, лимонитом, галенитом и другими минералами. Среди такого рода залежей особенно известны Гоодспрингс (Невада), Сан Бернардино (Калифорния), в также Магдалена и Куттер (Нью Мексико).

Ванадиевая Тихоокеанская провинция

Провинция занимает западную часть Скалистых гор и побережья США и Канады, примыкающие к океану. В складчатом сооружении Скалистых гор ей в основном соответствует область распространения невадийских структур. Эта рудная провинция выражена значительно слабее, нежели все предшествующие, хотя и в ней можно наметить две разновозрастные субпровинции.

Наиболее западные выходы докембрия в пределах Тихоокеанского пояса США установлены сравнительно недавно в прибрежной полосе штата Калифорния. Здесь выделены два массива кристаллических пород — Сан Габриель и Сан Бернардино. Докембрийские гнейсы массива Сан Габриель интрудированы габбро-анортозитами, возраст которых Окешот (Oakeshott, 1957) определил по Pb/α методу в 810—930 млн. лет, а по цир-

конам (свинцово-изотопный метод) — более 1000 млн. лет. С анортозитами связана рудная залежь магматогенных ильменит-магнетитовых руд с содержанием 40—50% магнетита, 11—25% ильменита и небольшого количества пироксена, апатита, пирита. Запасы руд составляют около 2 млн. *т*. Содержание пятиокиси ванадия в рудах в среднем 0,3% (Fischer, 1961).

Кроме месторождения Сан Габриель, с докембрийскими основными интрузиями на западном побережье США связаны рудопроявления Эврика и другие, однако их ванадиеносность в литературе не охарактеризована.

Осадочные месторождения Тихоокеанской ванадиевой провинции представлены прибрежно-морскими россыпями Редонда, Атис, Орегон, Клатсоа и др. (см. фиг. 52). Среди них особенно хорошо известны черные пляжевые пески Орегона, существенно обогащенные ванадийсодержащим магнетитом, а также ильменитом, цирконом и гранатом.

ВАНАДИЕВЫЕ ПРОВИНЦИИ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

По сравнению с Северной Америкой, Южноамериканский континент более беден месторождениями ванадиевых руд. Отчасти это объясняется слабой изученностью его колоссальной территории. Широко распространенные здесь породы докембрия на огромных площадях покрыты элювиально-делювиальными отложениями, на которых растут тропические леса, скрывающие древний фундамент платформы. Однако некоторые косвенные признаки, такие как отсутствие ванадиеносных титаномагнетитов в титановых россыпях Гвианы, Бразилии и других стран или ограниченное распространение основных или ультраосновных интрузий, заставляет считать, что это отличие имеет также первичный металлогенический смысл.

Западная часть Южноамериканского континента сложена огромным молодым горным поясом Анд (фиг. 53), тогда как вся восточная часть занята древней платформой с докембрийским складчатым основанием. В соответствии с взглядами Коссмата (Kossmat, 1936), Герта (Gerth, 1932) и А. Д. Архангельского (1947) докембрийский фундамент делится субширотной Амазонской впадиной на расположенный к северу от нее Гвианский щит и залегающий к югу Бразильский массив. В последнем принято различать Приатлантический выступ и собственно Бразильский щит, разделенные меридиональной палеозойской впадиной. В южной части континента также имеется ряд изолированных выходов кристаллических пород, относимых к докембрию, некоторые из них включены в складчатую систему кайнозойских Анд.

В пределах континента (см. фиг. 53) довольно четко обособляется ванадиевая провинция Чили и Аргентины. Кроме того, отдельные месторождения ванадиевых руд известны в Перу и Венесуэле.

Ванадиевая провинция Чили и Аргентины

По особенностям строения провинция весьма похожа на многие другие ванадиевые провинции мира. Здесь более молодые месторождения, связанные с осадочными породами, группируются вокруг более древних магматогенных месторождений (см. фиг. 53).

Своеобразным ядром провинции является группа железорудных месторождений Чили, включающая Эль-Тофо, Эль-Ромераль и Альгарробо. Территориально близко к ним примыкает титаномагнетитовое месторождение Аргентины Мина Ромай в провинции Катамарка.

Железорудные месторождения Чили локализуются в провинциях Кокимбо и Атакама. Руды представлены пластовыми и линзовидными телами, а также жилами магнетита и гематита; почти полностью отсутствует титан. Содержание железа 55—61%, фосфора 0,09—0,22%, по данным

Фиг. 53. Рудные провинции Южной Америки

I — выход на поверхность пород докембрия;

II — интрузии основных и ультраосновных пород;

III — железорудные месторождения докембрийского возраста (железистые кварциты, итабириты):

1 — провинция Минас-Жераис,
2 — Урукум,
3 — Мутун,
4 — Сан Доминго,
5 — Ла Фаворит,
6 — Сьерро-Боливар,
7 — Эль-Пао,
8 — Альгарробо,
9 — Эль-Тофо,
10 — Эль-Ромераль;

IV — ванадиеносные железные руды докембрия и ванадиеносные титаномагнетиты:

11 — Альгарробо,
12 — Эль-Тофо,
13 — Эль-Ромераль,
14 — Мина Ромай;

V — ванадиеносные асфальтиты:

15 — Миннас Рагра,
16 — другие районы Перу,
17 — Лос-Костаньос и Мальин Ларго,
18 — Сьерра де Рейес и Курань;

VI — ванадаты в зоне окисления сульфидных месторождений,

19 — провинция Кордова,
20 — Нелли;

VII — урано-ванадиевые месторождения в песчаниках и конгломератах:

21 — Ева Перон, Агуа-Ботада и др.;

VIII — ванадиеносные нефти Венесуэлы;

IX — ванадиеносные сланцы Перу;

X — месторождения сульфидов Ni и Co, связанные с докембрием:

22 — Сан-Жозе-ду-Токантис,
23 — Ливраменто,
24 — Лома-де-Гиерро;

XI — хромиты провинции Байя;

XII — урановые и урано-редкометальные месторождения, связанные с докембрийскими конгломератами Сьерра-Жакобина

Фишера (Fischer, 1961), в рудах Эль-Тофо содержится 0,25% V_2O_5. Суммарные запасы месторождений Чили достигают 140 млн. *т*.

Большинство исследователей, изучавших эти месторождения, считают, что они принадлежат к типу Кируна, хотя указывают на их пространственную связь с докембрийскими амфиболитами. Очевидно, что вопрос о их происхождении нуждается в изучении.

Сведения о ванадиеносности месторождения Мина Ромай отсутствуют, хотя по типу оно принадлежит к докембрийским титаномагнетитовым образованиям, почти всегда перспективным на ванадий.

В меловых и юрских красноцветных песчано-глинистых отложениях Аргентины (см. фиг. 53) широко распространены месторождения жильных асфальтитов. Здесь зарегистрировано 214 рудопроявлений этого типа, причем 18 из них имеют промышленное значение (Mineral Yearbook, 1967). Жилы ванадиеносных асфальтитов разрабатываются в провинции Мендоса (месторождения Лос-Костаньос и Мальин Ларго), а также в провинции Неукен (Сьерра де Рейес, Курань и др.). Запасы асфальтита в них достигают 220 тыс. *т* при 20—45% V_2O_5 на золу.

Жилы асфальтитов, вероятно, тесно связаны с более древними битуминозными сланцами триаса или силура, из которых они и были выжаты вследствие тектонических движений.

В провинциях Кордова и Сан-Луис, в жильных свинцово-цинковых месторождениях, приуроченных к карбонатным толщам палеозоя, распространены ванадинит и деклуазит (см. фиг. 53). Местами (например, рудник Нелли, провинция Сан-Луис) содержание ванадия достигает 0,6—1,2% и имеет промышленное значение. Характерно, что с глубиной, за пределами зоны окисленных руд, количество V_2O_5 в рудах убывает, а затем исчезает полностью. Ванадий из зон окисления является объектом промышленного извлечения.

В верхнемеловых песчаниках и конгломератах формации Диамантина, в южной части провинции Мендоса, известны крупные урано-ванадиевые месторождения Ева Перон, Агуа-Ботада, Сьерро Мирано и др. (Анджелелли, 1955). Месторождения представляют собой участки пластов песчаников и конгломератов, обогащенные органическим веществом и обычно имеющие форму линз или тел сложной конфигурации. С органикой ассоциирует тонкодисперсный уранинит, борнит и другие сульфиды. Содержание U_3O_8 0,30—0,70% меди 2,5—4%, V_2O_5 0,1—0,2%. По типу, а возможно, и по происхождению эти месторождения чрезвычайно напоминают урано-ванадиевые месторождения Плато Колорадо.

Несколько особняком, вне ванадиевой провинции Чили и Аргентины, располагаются ванадиеносные асфальтиты Перу (см. фиг. 53). В одной из предыдущих работ (Холодов, 1968) мы уже описывали геологическое строение и происхождение крупнейшего ванадиевого месторождения этого типа — Минас Рагра. Другие ванадийсодержащие асфальтиты Перу представлены линзо- реже жилообразными телами мощностью от нескольких сантиметров до 12 *м*. Патронит в них встречается редко, а источником металла служит рассеянный ванадий. Наиболее обогащены ванадием асфальтиты месторождений Льяксакога и Яули, которые при сжигании дают 4—5% золы с содержанием до 20% V_2O_5. Существенно обогащены ванадием также палеозойские и мезозойские нефти Венесуэлы.

Относительно небольшое распространение ванадиевых руд в древнейших толщах Южной Америки противоречит общему облику ее докембрийской металлогении, которая чрезвычайно сходна с металлогенией Северной Америки. Здесь в отложениях докембрия широко распространены железистые кварциты, хромиты, руды никеля, кобальта и меди, урановые месторождения и многие другие типичные для докембрия залежи полезных ископаемых.

Крупнейшие залежи железных руд сосредоточены в докембрийских (предположительно протерозойских) толщах восточной части Бразиль-

ского щита. Многочисленные рудопроявления прослеживаются на расстояние около 1500 *км*. Наиболее крупные месторождения железистых кварцитов известны в штате Минас-Жераис (Дорр, Гилд, 1955) в районах Итабира и Конгоньяс. Суммарные запасы этих месторождений, с содержанием железа не менее 50%, оцениваются в 16 000 млн. *т* руды.

В расположенном в штате Мату-Гросу месторождении Морро ду Уркум (см. фиг. 53) докембрийские железистые кварциты содержат пласты, резко обогащенные марганцем. В марганцевых рудах содержится 45,6% Mn и 11% Fe, а в ассоциирующих с ними железных рудах более 50% железа. Запасы марганца оценены в 33 млн. *т*.

В Боливии докембрийские кварциты находятся в районах Сан Доминго и Ла Фаворит. Руды этих месторождений содержат более 58% железа, а их запасы исчисляются в 200 млн. *т*. На границе с Бразилией недавно открыто крупнейшее в мире месторождение гематитовых руд Матун; его запасы — 50 млрд. *т* руды. В Венесуэле известны два железорудных месторождения итабиритов докембрия — Сьерро-Боливар и Эль-Пао.

В серпентинитах ряда районов развития древнейших пород Бразилии были обнаружены залежи хрома. Наиболее крупные залежи хромитов известны в штате Баия. С ультраосновными породами в штате Минас-Жераис связаны значительные залежи никеля и кобальта. Следует упомянуть многочисленные месторождения урановых и редкометальных руд, широко распространенных в древнейших толщах Бразильского щита. Среди них наиболее известны нижнепротерозойские золотоносные конгломераты района Жакобина, содержащие повышенные количества золота, урана, тория, редких земель и других редких компонентов.

В целом можно утверждать, что металлогенический облик Южноамериканского континента в докембрии напоминает металлогению Северной Америки. Качественным их различием является присутствие марганцевых руд в Бразилии и почти повсеместное распространение ванадиеносных титаномагнетитов, связанных с габброидами, в фундаменте Североамериканского континента.

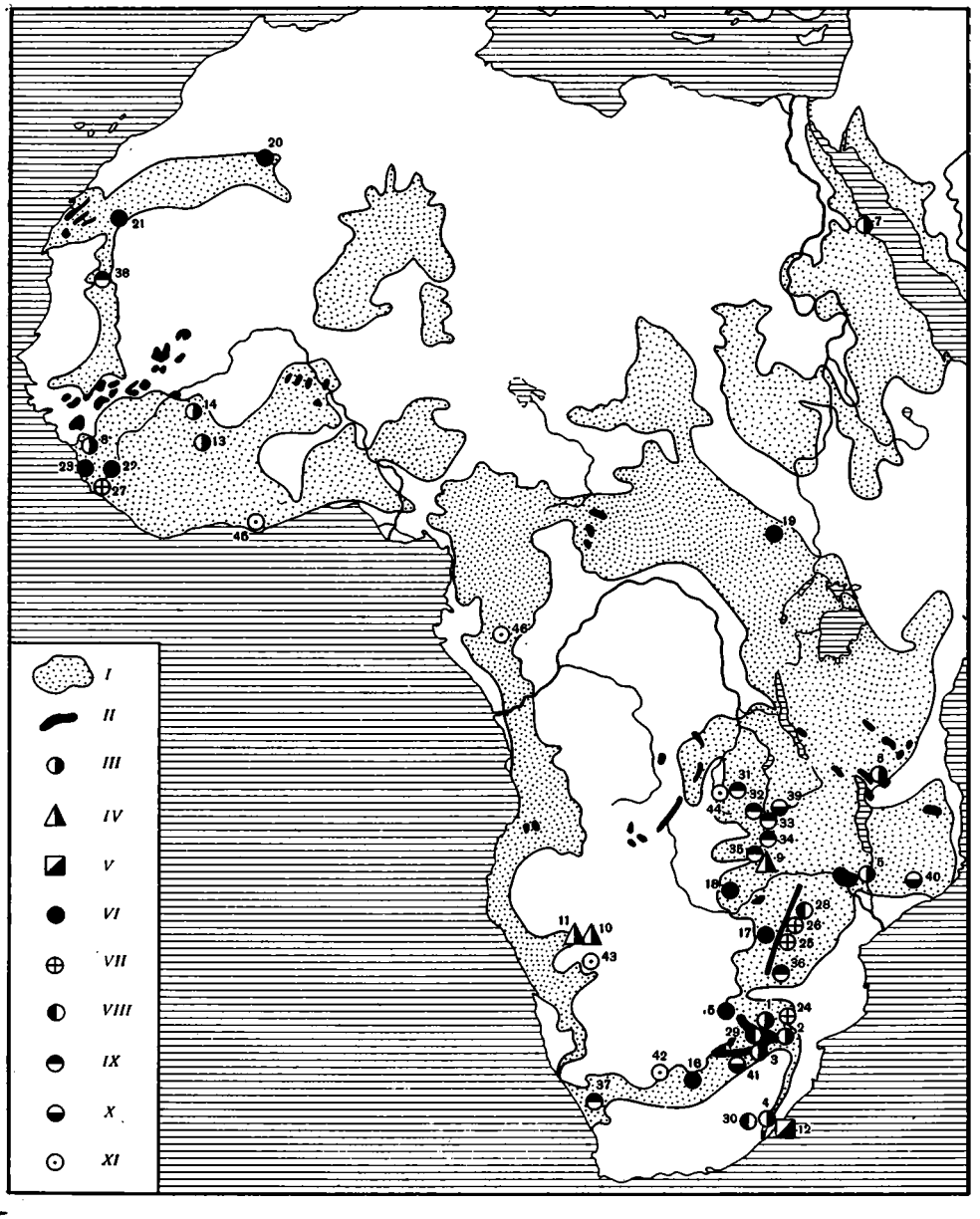
ВАНАДИЕВЫЕ ПРОВИНЦИИ АФРИКИ

За исключением зоны Атласа и зоны Капид вся территория Африки представляют собой древнюю докембрийскую платформу. По А. Н. Мазаровичу (1952), она может быть разделена на две части: северную (Сахаро-Аравийская плита), где платформа несет покров разновозрастных осадочных отложений, и южную (Южно-Африканский щит), где докембрийский фундамент обнажен на больших площадях. Стратиграфия, тектоника, история развития и рудоносность обеих частей платформы были недавно подробно описаны в большой сводной работе С. Е. Колотухиной, А. Е. Первухиной, А. В. Рожанец (1964). В соответствии с результатами этого обобщения, в пределах южной части континента выделяются нуклеарное ядро и прилегающая к нему Южно-Африканская архейская протоплатформа; эту древнейшую часть мы будем в дальнейшем именовать Южно-Африканским щитом.

Хотя древние докембрийские отложения Африканской платформы и отличаются необычайным богатством полезных ископаемых, ванадиевые руды ее в пределах сравнительно редки (фиг. 54). Наиболее четко выражена рудная ванадиевая провинция Южно-Африканского щита.

Ванадиевая провинция Южно-Африканского щита

Провинция в основном представлена месторождениями ванадиеносных титаномагнетитов, связанных с габброидами. Ее центральную часть занимают крупные магматогенные месторождения, связанные с докембрий-



Фиг. 54. Рудные провинции Африки

I — выход на поверхность пород докембрия;
II — интрузии основных и ультраосновных пород;
III — месторождения титаномагнетитов докембрия:
1 — Линденбург,
2 — Претория,
3 — Питерсбург,
4 — Тугел,
5 — Мавилл,
6 — Лиганга,
7 — Абу Чалква,
8 — Сьерра-Леоне,
13 — Того,
14 — Мардаг;
IV — ванадаты в зоне окисления сульфидных месторождений:
9 — Брокен Хилл;
10 — Абенаб;
11 — Цумеб;
V — титановые россыпи:
12 — Дюрбен;
VI — железорудные месторождения, связанные с докембрием:
15 — Табазимби,
16 — Постмасбург,
17 — Квекве,
18 — Намбала,
19 — Дуру-Итури,
20 — Гара-Джебилет,
21 — Форт-Гуро,
22 — Тонколили,
23 — Боми Хилл;
VII — месторождения хромитов:
24 — Стелпорт;
25 — Селукве;
26 — Солсбери,
27 — Герихун;
VIII — месторождения никеля, кабальта:
28 — Солсбери,
29 — район Рустенбург,
30 — Инсизва;
IX — месторождения меди:
31 — Мусонои;
32 — Кипуши,
33 — Муфулира;

ским Бушвельдским сложно дифференцированным псевдостратифицированным комплексом основных и ультраосновных пород. Бушвельдская интрузия занимает площадь длиной 480 и шириной 240 *км*.

Нижняя часть комплекса включает слои пород основного и ультраосновного состава и связанные с ними полезные ископаемые; верхняя часть его сложена красными гранитами. Внутри более основной части массива расположены ленты и полосы титанистого магнетита и тонкие ленты хромита, а также прослойки и трубообразные тела платиновой руды. Некоторые ленты сгруппированы в зоны, прослеживающиеся на много миль, например никеленосный и платиноносный горизонт Меренского. В гранитах Бушвельда концентрируются золото, вольфрам и флюорит. Таким образом, весь массив распадается на две подпровинции.

Рудные тела ванадиеносных титаномагнетитов залегают в виде маломощных (0,30—6 *м*) пластов протяженностью до 15 *км*, а также в виде линз, приуроченных к слоям норитов, анортозитов и габбро. Руды преимущественно ильменит-магнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые. В них содержится 51,8—60,2% Fe, 12—20% TiO_2 и до 1,5% V_2O_5.

В пределах массива выделяются несколько месторождений: Линденбург, Претория, Питерсбург и др. Запасы железо-титановых руд оцениваются в 6 млрд. *т*; они дают весьма слабое представление о количестве металлов, заключенных в этой колоссальной интрузии.

Возраст бушвельдского комплекса оценивался рядом исследователей. Шрейнер (Schreiner, 1958) на основании стронций-рубидиевого метода определил возраст красных гранитов этой интрузии в 1920±200 млн. лет. Это значение подтверждено работой Николайсена и Вилье (Nicolaysen et al., 1957), а также Г. Д. Афанасьева и И. В. Борисевича (1967). Последние исследовали пробы красных гранитов Бушвельда рубидий-стронциевым методом и получили данные, близкие к цифрам Шрейнера (1810—1920 млн. лет).

В других местах Южно-Африканского щита также описаны месторождения титаномагнетитовых руд, связанные с древними габбро и габбро-анортозитами. Так, например, в районе р. Тугел (ЮАР) известно крупное месторождение ильменит-титаномагнетитовых руд с запасами в 1000 млн. *т*, у оз. Ньяса (Танзания) разрабатывается месторождение Лиганга, отличающееся высоким содержанием железа и т. д. Однако ванадиеносность этих объектов в литературе не охарактеризована.

В непосредственной близости от магматогенных месторождений в Южной Африке находится группа весьма своеобразных месторождений, в которых ванадаты концентрируются в зоне окисления сульфидных руд. К их числу принадлежат Абенаб, Цумеб и Берг Аукас в Намибии, а также Брокен Хилл и Карманор в Родезии. Среди них наиболее известны рудные месторождения района Отави, т. е. Абенаб, Цумеб и Берг Аукас. Они описаны в работах Швельнуса (Schwellnus, 1946) В. И. Фервурда (Verwoerd, 1957) и других исследователей. Месторождения связаны с породами системы Отави, которые с угловым несогласием и следами размыва залегает на метаморфических породах кристаллического фундамента, местами прорванного гранитами и основными породами.

В отложениях системы Отави общей мощностью более 5000 *м* выделяются три стратиграфические серии: 1) базальная терригенная толща Носиби; 2) доломитовая толща Отави; 3) кварц-аркозовая серия Мульд.

---

34 — Роан Антелоп,
35 — Брокен-Хилл,
36 — Мессина,
37 — Окип,
38 — Акджужт,
X — урановые месторождения:
39 — Шинколобве,
40 — Тете,
41 — Витватерсранд;
XI — марганцевые месторождения, связанные с докембрием:
42 — Постмасбург,
43 — Очосунду,
44 — Кисенге,
45 — Нсута-Дагвин,
46 — Моанда

Возраст отложений Отави Шубер (Choubert, 1958) определил в 760 млн. лет. По сведениям С. Е. Колотухиной и др. (1964), они либо относятся к позднему докембрию, либо принадлежат к низам палеозоя.

Жильные, местами трубообразные тела сульфидных руд приурочены к тектоническим брекчиям или расположены вдоль разломов, секущих рудоносные доломиты. Минералогически они представлены галенитом, сфалеритом, борнитом, дигенитом и другими более редкими образованиями. Вблизи от поверхности их сменяют сульфаты, карбонаты и арсенаты.

Непосредственно над залежами сульфидных руд, а иногда и просто в кровле доломитов Отави развиты карстовые впадины, заполненные песчаниками вышележащей серии Мульд.

Вторичные ванадиевые минералы — моттрамит (Pb, $Cu(OH)VO_4$), ванадинит ($9PbO \cdot 3V_2O_5 \cdot PbCl_3$), деклуазит ($4(Pb, Zn)O \cdot V_2O_5 \cdot H_2O$) и купродеклуазит — встречаются в тех участках, где зона окисления пересекает рудную залежь. Они цементируют рудную карбонатную брекчию в сочетании с другими вторичными минералами. Любопытно при этом, что в северо-западной части района преобладают моттрамит, а в юго-восточной — купродеклуазит и деклуазит.

Довольно часто ванадаты встречаются вне пространственной связи с рудоносными жилами; в этих случаях они инкрустируют стенки карстовых полостей.

Рудные скопления ванадия известны только в пределах зоны окисления, которая распространяется на глубину 200—300 *м*. Зона первичных руд месторождения Абенаб, недавно вскрытая глубокой шахтой, содержит исключительно свинцово-цинковые сульфиды при полном отсутствии минералов ванадия.

Абенабское месторождение, одно время считавшееся крупнейшим в мире, представляет собой мощную зону рудоносных тектонических брекчий в доломите, в которой свободные промежутки между обломками пород заполнены конкрециями, желваками, комками и инкрустациями ванадинита и деклуазита. Месторождение разрабатывалось карьером на глубине 80 *м*; оруденение разведано на 200 *м*. В обогащенных участках руда содержит 2—3% V_2O_5.

Очень сходны с ним месторождения Цумеб и Берг Аукас. Запасы района Отави не подсчитывались, но предполагается, что они составляют десятки тысяч тонн металла.

Всемирно известное месторождение ванадиевых руд Брокен Хилл расположено в Родезии. Как и в предыдущем случае ванадиевая минерализация здесь тесно связана со свинцово-цинковым оруденением и приурочена к зоне окисленных руд. Вмещающими породами служат доломиты, очень близкие по возрасту к доломитам Отави. Среднее содержание V_2O_5 в рудах 0,8%; запасы месторождения исчисляются в 2,2 млн. *т* руды.

Детальное изучение месторождений Намибии и Родезии привело Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1929) к выводу, что руды свинца, цинка и меди в них образовались в результате поступления по трещинам гидротерм, связанных с кислыми интрузиями. В качестве источника ванадия он называл метеорные воды, привносившие V_2O_5 с древней эрозионной поверхности. По его представлениям, скопления ванадатов возникли позднее отложения доломитов Отави, но раньше образования терригенной серии Мульд, выполняющий неровности карстового рельефа.

В основных положениях согласившийся со Шнейдерхеном Швельнус (Schwellnus, 1946) считал, что источником ванадия могли служить богатые органическим веществом сланцы, иногда встречающиеся среди рудоносных доломитов Отави. Позднее, однако, Фервурд (Verwoerd, 1957) предпринял геохимические исследования рудовмещающих отложений и пришел к выводу, что ванадий извлечен кислыми метеорными водами из еще более молодых, ныне полностью размытых толщ и переотложен в зоне окисления сульфидных руд. Таким образом, согласно последним воззре-

ниям, возраст ванадиевого оруденения скорее всего соответствует нижнему палеозою.

В южной части ванадиевой провинции Южно-Африканского щита, на побережье Индийского океана, известно несколько небольших россыпей титаномагнетитов, однако их ванадиеносность сколько-нибудь точно не установлена.

Отдельные месторождения титаномагнетитовых руд, кроме того, описаны в юго-западной части континента (см. фиг. 54). Так, в габбро-анортозитовом комплексе докембрия Сьерра-Леоне известна крупная залежь ильменит-магнетитовых руд Гастингс, а в Нигерии — месторождение Мардаг. Их значение в качестве поставщиков ванадия неясно.

Докембрийские отложения Африки содержат многочисленные и очень богатые месторождения железных руд типа кварцитов, месторождения марганца, хрома, никеля, кобальта, меди и урана.

Пояс железистых кварцитов с небольшими перерывами прослеживается в меридиональном направлении от южного побережья ЮАР. На юге он представлен месторождениями Табазимби и Постмасбург, запасы которых определяются в 2,6 млрд. *т* при содержании 57—60% железа. Далее крупные месторождения железистых кварцитов известны в Южной Родезии и Замбии. Знаменитые железорудные месторождения Квекве, Солсбери, Нданга и другие отличаются высоким качеством руд; их запасы в Южной Родезии оцениваются от 265 млн. *т* до 100 млрд. *т*. Второй крупный железорудный пояс докембрийских кварцитов расположен в западной части континента (см. фиг. 54). Он представлен залежами гематит-лимонитовых руд Сьерра-Леоне и Либерии, гематитовыми рудами Форт-Гуро (Мавритания) и Алжира.

Месторождения марганцевых руд теснейшим образом связаны с железорудными скоплениями. Чаще всего марганцевые залежи локализуются в зонах перехода от железорудных толщ к карбонатным. В пределах южного железорудного пояса Африки наиболее крупные залежи марганца известны в ЮАР, в районе Постмасбург. Руды представлены псиломеланом и браунитом с содержанием марганца не более 45%. Общие запасы ЮАР оценены в 60 млн. *т* руды. В Конго разрабатываются несколько крупных месторождений докембрийских марганцевых руд; из них особенно любопытно Кисенге, в рудах которого содержится 50—52% Mn и 1,5% P.

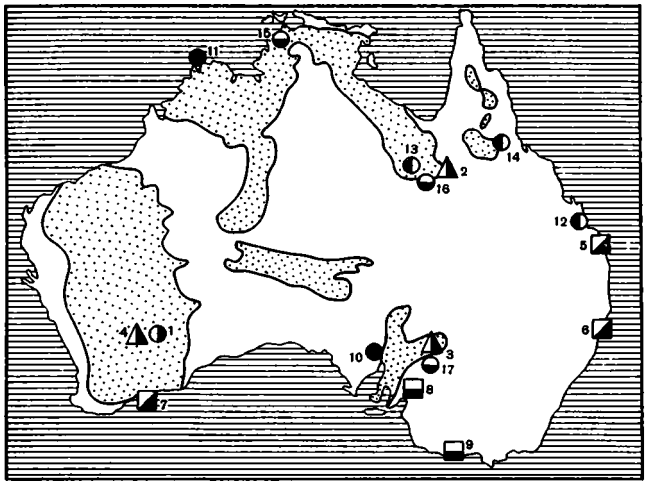
Крупнейшие в мире скопления сульфидов никеля, кобальта и меди связаны с верхнедокембрийскими терригенно-карбонатными толщами Родезийско-Катангского рудного пояса. Здесь известны многочисленные пластовые и жильные залежи сульфидов, нередко обогащенные ураном и золотом. Значительные запасы сульфидов никеля, а также платины, олова, золота, хрома и других металлов приурочены к Бушвельдскому массиву. Кроме того, месторождения хромитов часто ассоциируют с ультраосновными породами Великой дайки.

Огромное экономическое значение имеют месторождения урана в золотоносных конгломератах Витватерсранд, также парагенетически связанные с медной и кобальт-никелевой сульфидной минерализацией.

ВАНАДИЕВЫЕ ПРОВИНЦИИ АВСТРАЛИИ

Распределение месторождений ванадиевых руд на площади Австралии изучено крайне поверхностно. Как известно, Австралия состоит из двух тектонических элементов: Австралийской платформы и складчатого пояса Австралийских Альп.

Все наиболее крупные месторождения ванадия расположены в краевой части Австралийской платформы; при этом в ее пределах можно выделить две провинции — западную и восточную (фиг. 55).



Фиг. 55. Рудные провинции Австралии

I — выход на поверхность пород докембрия;
II — месторождения ванадиеносных титаномагнетитов: *1* — Джемсон Рейндж;
III — месторождения ванадатов, связанные с гидротермальными месторождениями: *2* — Маунт-Айза-Клонкарри, *3* — Радиум Хилл, *4* — Калгурли;
IV — титаноносные россыпи: *5* — Квинсленд, *6* — Новый Южный Уэлс, *7* — Западная Австралия;
V — ванадиеносные фтаниты: *8* — Южная Австралия, *9* — Виктория;
VI — железорудные месторождения докембрия: *10* — Айрон-Монарк, *11* — Кулен и Кокату;
VII — месторождения меди, никеля, кобальта: *12* — Маунт-Морган, *13* — Маунт-Айза, *14* — Мангана;
VIII — урановые провинции: *15* — Катерин-Дарвин, *16* — Маунт-Айза-Клонкарри, *17* — Аделаида

Западно-Австралийская ванадиевая провинция

Провинция очень мала, однако в ней сгруппированы ванадиевые месторождения четырех типов. Недалеко от г. Калгурли недавно было открыто месторождение ванадиеносных титаномагнетитов Джемсон Рейндж, которое, вероятно, связано с массивом габброидных пород, залегающих среди докембрийских толщ. В рудах содержится 48,8% Fe, 20% Ti и около 1,5% V_2O_5. Промышленное значение его неясно.

В районе развития титаномагнетитов, в зеленых песчаниках докембрийского возраста, разрабатываются довольно мощные кварц-золоторудные жилы гидротермального месторождения Калгурли. По данным Фишера (Fischer, 1961), среди минералов золота и теллура часто встречается примесь роскоэлита; промышленное значение и происхождение этих ванадиеносных скоплений не охарактеризовано.

В коре выветривания, развитой на докембрийских породах, очень широко распространены мелкие залежи остаточных бокситов. Сильно обогащенные гидроокисным железом бокситы Калгурли содержат аномально большое количество V_2O_5.

На южном побережье Западной Австралии находятся прибрежно-морские россыпи, местами обогащенные ванадийсодержащими титановыми минералами.

Восточно-Австралийская ванадиевая провинция

Провинция более однообразна по типу составляющих ее рудных скоплений. В нее входят титано-урано-ванадиевые руды месторождений Радиум Хилл, а также Маунт-Айза-Клонкарри и черные кремнистые сланцы кембрия, связанные с пластовыми фосфоритами штатов Виктория и Южная Австралия.

Месторождение Радиум Хилл локализовано в отложениях серии Вильяма, состоящей из роговообманковых и слюдяных гнейсов и парагнейсов. Толща смята в складки, эродирована и перекрыта нижнепротерозойскими отложениями Аделаида.

Многочисленные дайки пегматитов, иногда связанные с амфиболитами, пересекают толщу; с ними ассоциируют жильные залежи руд. Главный рудный минерал — давидит, сложный титаножелезистый минерал, содержащий до 10% U_3O_8, около 8% TR_2O_3 и примесь ванадия и хрома. В виде примеси присутствуют магнетит, гематит, ильменит и другие минералы основных пород.

Возраст месторождения, по М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой (1960), равен 1540 млн. лет. Вторичные изменения руд незначительны. Большинство исследователей связывают рудогенез с образованием пегматитов.

Закономерности строения и генезис ванадиевых скоплений в районе Маунт-Айза-Клонкарри неясны. Возможно, что по типу оруденения это месторождение сходно с Радиум Хиллом.

Черные глинисто-кремнистые сланцы и кремни нижнепалеозойской фосфоритоносной толщи, тесно ассоциирующие с пластовыми фосфоритами Мансфельда, широко развиты в штатах Виктория и Южная Австралия. По данным Говитта (Howitt, 1928), в них содержится повышенное количество V_2O_5.

С древними толщами Австралийской платформы, кроме упомянутых выше ванадиевых скоплений, связаны довольно крупные залежи железных, марганцевых, медно-никелевых, свинцово-цинковых и урановых руд.

Основные запасы железорудного сырья сосредоточены в двух районах: они оцениваются в 520 млн. *т* руд.

В Южной Австралии разрабатываются месторождения Айрон-Ноб и Айрон-Монарк. Руды связаны с докембрийскими отложениями и имеют текстуру джеспилитов. Преобладает гематит, благодаря чему содержание железа достигает 68%.

В западной части континента наиболее крупные месторождения известны на островах Кулен и Кокату в Ампи-Саунд (см. фиг. 55).

Среди месторождений меди наиболее крупными и эксплуатируемыми объектами являются Маунт-Морган и Маунт-Айза (см. фиг. 55). На последнем разрабатывается два рудных тела — медное и свинцово-цинковое. Вблизи от них расположен рудник Маунт-Кобальт, в котором встречены кобальтино-эритриновые залежи. Значительные запасы кобальта подсчитаны в недавно открытом месторождении Мангана.

Все эти месторождения приурочены к отложениям докембрия и отличаются удивительной комплексностью; в виде примесей в рудах содержатся многие другие дефицитные элементы.

В Австралии разведываются три крупных урановых района: Катерин-Дарвин (Рам Джангл, Эль-Шаране); Аделаида (Радиум Хилл, Маунт Пейнтер, Крокерс Велл и др.) и уже упомянутый ранее Маунт-Айза (Мери Кетлин, Андерсен и др.).

Геологическое строение и тектоническая природа Европы и Азии описаны в работах Штилле (Stille, 1928), С. Бубнова (Bubnoff, 1930), А. Д. Архангельского (1947), Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1961), Н. П. Хераскова (1963), А. Л. Яншина (1965), П. Н. Кропоткина (1967) и других исследователей.

В отличие от других континентов Евразия содержит четыре докембрийские платформы, представляющие собой жесткие ядра-кратогены: Восточно-Европейскую (Русскую), Сибирскую, Китайскую и Индийскую. Кроме того, некоторые исследователи присоединяют к этому континенту Аравийско-Сирийскую глыбу и гипотетическую Гиперборейскую платформу, расположенную на шельфе Восточно-Сибирского моря. К нему принадлежат небольшая Колымская платформа, а также Тибетский и Таримский докембрийские устойчивые массивы.

В одних случаях древние платформы разобщаются более молодыми складчатыми поясами фанерозойского возраста, в других — они обрезаются границами морей. Между Русской и Сибирской платформами расположен герцинский Урало-Алтайский геосинклинальный пояс, между Сибирской и Китайской платформой — Тяньшанско-Монголо-Охотский. Более молодой альпийский пояс Тетис разделяет Китайскую и Индийскую платформы и протягивается в пределы Средиземноморья, где к нему относят Балканы, Альпы, Апеннины и Пиренеи.

Согласно схеме Штилле (Stille, 1928), в Европе с запада к Русской платформе примыкает каледонская складчатая область (Палеоевропа), Варисское складчатое сооружение центральных районов (Мезоевропа) и Альпийская складчатая зона Тетиса (Неоевропа). С металлогенической точки зрения, наибольший интерес представляют варисциды — складчатое сооружение, находящееся на территории Франции, ФРГ, ГДР, ПНР и других стран, в котором местами выступают на поверхность жесткие массивы докембрийских пород. Среди них наиболее крупные: Чешский, Центрально-Французский, Арморикапский, Испанская Мезета.

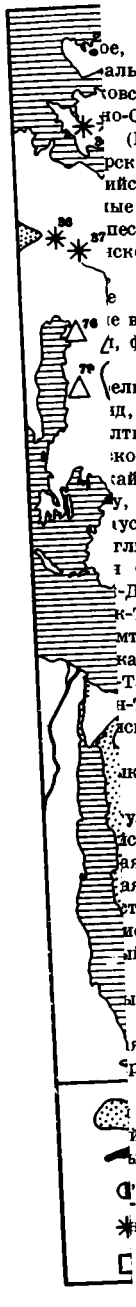
Как следует из приведенной металлогенической карты (фиг. 56), Европа и Азия весьма богаты ванадиевыми рудами различного возраста и генезиса. На территории Европы выделяются пять крупных ванадиевых провинций: Фенно-Скандинавского кристаллического щита, Украинского щита, Урала, Чешского массива и Испанской Мезеты. В пределах Азии различаются ванадиевая провинция Алданского щита и юго-западного обрамления Сибирской платформы, Индийского щита, Тянь-Шаня, Китайской платформы и Тихоокеанского побережья.

Ванадиевая провинция Фенно-Скандинавского щита

Провинция протягивается в длину почти на 1500 *км* и включает многочисленные и разнообразные по типу концентрации ванадия (см. фиг. 56). Как и во многих других случаях, в ней можно различить магматогенную докембрийскую субпровинцию и осадочную субпровинцию палеозойских отложений.

Среди месторождений, связанных с докембрийским фундаментом, выделяются три рудных района: юго-западный, центральный и юго-восточный.

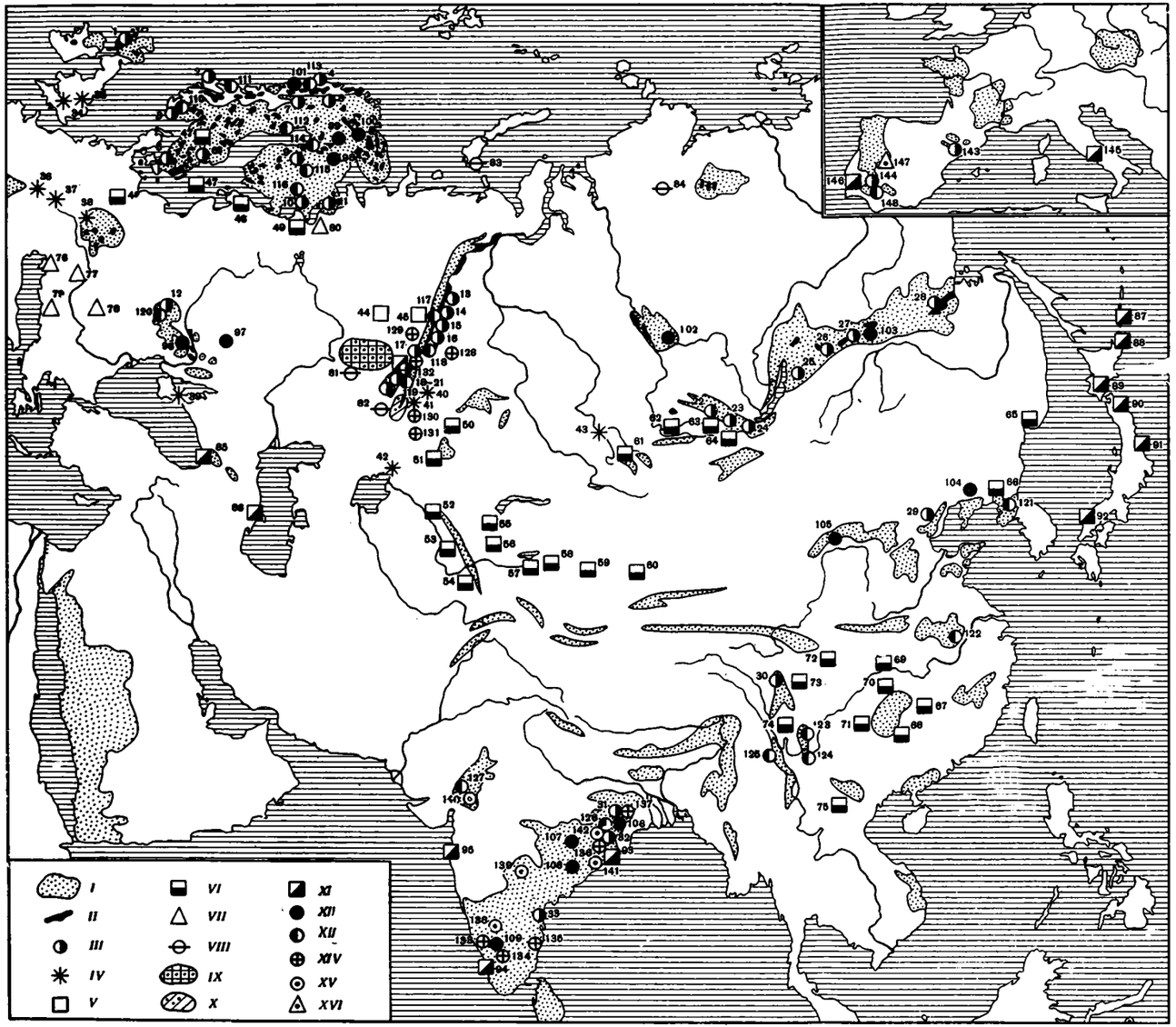
Юго-западный район объединяет крупные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов Таберг, Крамста (Швеция) и группу месторождений Экерзунд-Согендаль (Норвегия). Месторождение ванадийсодержащих титаномагнетитов Таберг приурочено к массиву габброидных пород, прорывающих толщу докембрия. Среди рудоносных пород наиболее



79 — Далматия,
80 — Тихвин;
VIII — ванадиеносные асфальтиты:
81 — Садка,
82 — Велиховка,
83 — Новая Земля,
84 — Хатанга;
IX — ванадиеносные нефти Второго Баку;
X — ванадийсодержащие юрские угли Южного Урала;
XI — ванадийсодержащие россыпи титаномагнетитов:
85 — Натанеби,
86 — Ленкорань,
87 — Итуруп,
88 — Кунашир,
89 — Хоккайдо,
90 — Кавасаки-Кудзе,
91 — Камиката-Самокита,
92 — Конон,
93 — Визакхапатнам,
94 — Траванкор-Кочин,
95 — Бомбей;
XII — месторождения железных руд докембрия:
96 — Криворожское,
97 — Белгородское,
98 — Костомукшское,
99 — Ено-Ковдорское,
100 — Оленегорское,
101 — Дундерланд,
102 — Ангаро-Питское,
103 — Таежное,
104 — Шаньси,
105 — Баян-Обо,
106 — район Сингбхума,
107 — Драг-Джабалпур,
108 — Бастар,
109 — Кадур;
XIII — месторождения меди, никеля, кобальта и других металлов в докембрии:
110 — Эвже, Хозингер (Cu,Ni),
111 — Леккен (Cu),
112 — Булиден (Cu, Zn, Pb),
113 — Сулительма (Cu, FeS_2),
114 — Оулу (Zn, Cu, Pb),
115 — Оутокумпу (Cu, Co, Zn),
116 — Пяткаранта (Cu, Zn),
117 — Турьинская группа (Cu),
118 — Дегтярско-Кунгурская группа (Cu, Ni),
119 — Сибайская группа (Cu),
120 — Приазовье (Ni),
121 — Сонхьен (Cu, Au),
122 — Тунгуаньшань (Cu),
123 — Цаоцзя (Cu),
124 — Куньмин (Co),
125 — Бодуи-Намту (Pb, Zn, Co),
126 — Дальбум (Cu),
127 — Завар (Cu, Zn);
XIV — месторождения хромитов в докембрии:
128 — Алапаевское,
129 — Качканарское,
130 — Верблюжьегорское,
131 — Аккаргинское,
132 — Сарановское,
133 — Хасан,
134 — Шиндували,
135 — Салем,
136 — Кеонджар,
137 — Джоджохату;
XV — месторождения марганцевых руд в докембрии:
138 — кодуриты Кадура — Сандура,
139 — гондиты района Мадхья Прадеш,
140 — гондиты Чота Удейпур-Панч Махал,
141 — кодуриты Визакхапатнам,
142 — гондиты Гангпура.

На врезке:

143 — ванадиеносные титаномагнетиты Олота;
144 — Овиделас и Понте Серна де Ферридда до Алентежо;
145 — россыпи Ладисполи;
146 — Торпес;
XVI — сульфидные месторождения в докембрии;
147 — зона окисления сульфидного месторождения Санта Марта;
148 — месторождения меди (никеля) Рио-Тинто



Фиг. 56. Рудные провинции Евразии

I — выход на поверхность пород докембрия;
II — интрузии основных и ультраосновных пород;
III — месторождения ванадиеносных титаномагнетитов и железо-апатитовых руд типа Кируна докембрийского возраста:
1 — о-в Скай,
2 — район Берген,
3 — район Экерзунд-Согендаль,
4 — район Лафонтен,
5 — Крамста,
6 — Таберг,
7 — Рутевара,
8 — Кирунавара,
9 — Отанмеки,
10 — Валимеки,
11 — Подожгорское,
12 — Приазовье,
13 — Гусевогорское,
14 — Качканарское,
15 — Баронское,
16 — Волковское,
17 — Кусинское,
18 — Чернореченское,
19 — Копанское,
20 — Маткальское,
21 — Медведевское,
22 — Лысанское,
23 — Кизирское,
24 — Манкресс,
25 — Арсентьевское,
26 — Чинейское,
27 — Калар,
28 — Джугджурское,
29 — Луаньпинь,
30 — Паньджихуа,
31 — Сингбхум,
32 — Дублабер,
33 — Неллор;
IV — ванадиеносные железные руды фанерозоя:
34 — Фродингем,
35 — Нортгемптон,
36 — Лотарингский бассейн,
37 — Баден,
38 — Рудные горы,
39 — Керченское,
40 — Соколовско-Сарбайское,
41 — Аятское,
42 — Приаральский бассейн (Лисаковское и др.),
43 — Западно-Сибирский бассейн (Колпашевское, Бакчарское и др.);
V — ванадийсодержащие меденосные и волконскоитовые песчаники:
44 — волконскоиты Прикамья,
45 — медные руды перми;
VI — черные ванадиеносные сланцы, фтаниты и шунгиты:
46 — Мансфельд,
47 — Готланд,
48 — Прибалтика,
49 — Шунгское,
50 — Джаркайнагач,
51 — Улутау,
52 — Баласаускандык,
53 — Джебаглинские горы,
54 — Южная Фергана,
55 — Бетпак-Дала,
56 — Кендык-Тас,
57 — Джетымтау,
58 — Сарыджас,
59 — Курук-Таг,
60 — Калпин-Таг,
61 — Белкинское, Белоусинское,
62 — Тамалык,
63 — Сейба,
64 — Хубсугул,
65 — Ханкайский район,
66 — Северная Корея,
67 — Северная Цзянси,
68 — юго-восток Цзяннания,
69 — поднятие Хуанлин,
70 — северный склон Цзяннания,
71 — западный склон Цзяннания,
72 — северная часть Сычуань,
73 — *74* — провинция Юннань,
75 — Ляокай и Мау-Кок;
VII — ванадийсодержащие бокситы:
76 — Истрия,
77 — Баконь-Вертеш,
78 — Леонтина-Сильвия,
79 — Далматия,
80 — Тихвин;
VIII — ванадиеносные асфальтиты:
81 — Садка,
82 — Велиховка,
83 — Новая Земля,
84 — Хатанга;
IX — ванадиеносные нефти Второго Баку;
X — ванадийсодержащие юрские угли Южного Урала;
XI — ванадийсодержащие россыпи титаномагнетитов:
85 — Натаньби,
86 — Ленкорань,
87 — Итуруп,
88 — Кунашир,
89 — Хоккайдо,
90 — Кавасаки-Кудзе,
91 — Камиката-Самокита,
92 — Конон,
93 — Визакхапатнам,
94 — Траванкор-Кочин,
95 — Бомбей;
XII — месторождения железных руд докембрия:
96 — Криворожское,
97 — Белгородское,
98 — Костомукшское,
99 — Ено-Ковдорское,
100 — Оленегорское,
101 — Дундерланд,
102 — Ангаро-Питское,
103 — Таежное,
104 — Шаньси,
105 — Баян-Обо,
106 — район Сингбхума,
107 — Драг-Джабалпур,
108 — Бастар,
109 — Кадур;
XIII — месторождения меди, никеля, кобальта и других металлов в докембрии:
110 — Эвже, Хозингер (Cu,Ni),
111 — Леккен (Cu),
112 — Булиден (Cu, Zn, Pb),
113 — Сулительма (Cu, FeS_2),
114 — Оулу (Zn, Cu, Pb),
115 — Оутокумпу (Cu, Co, Zn),
116 — Пяткаранта (Cu, Zn),
117 — Турьинская группа (Cu),
118 — Дегтярско-Кунгурская группа (Cu, Ni),
119 — Сибайская группа (Cu),
120 — Приазовье (Ni),
121 — Сонхьен (Cu, Au),
122 — Тунгуаньшань (Cu),
123 — Цаоцзя (Cu),
124 — Куньмин (Co),
125 — Бодуи-Намту (Pb, Zn, Co),
126 — Дальбум (Cu),
127 — Завар (Cu, Zn);
XIV — месторождения хромитов в докембрии:
128 — Алапаевское,
129 — Качканарское,
130 — Верблюжьегорское,
131 — Аккаргинское,
132 — Сарановское,
133 — Хасан,
134 — Шиндували,
135 — Салем,
136 — Кеонджар,
137 — Джоджохату;
XV — месторождения марганцевых руд в докембрии:
138 — кодуриты Кадура — Сандура,
139 — гондиты района Мадхья Прадеш,
140 — гондиты Чота Удейпур-Панч Махал,
141 — кодуриты Визакхапатнам,
142 — гондиты Гангпура.
На врезке:
143 — ванадиеносные титаномагнетиты Олота;
144 — Овиделас и Понте Серна де Ферридда до Аленте джо;
145 — россыпи Ладисполи;
146 — Торпес;
XVI — сульфидные месторождения в докембрии;
147 — зона окисления сульфидного месторождения Санта Марта;
148 — месторождения меди (никеля) Рио-Тинто

развит норит, подчиненное значение имеет анортозит. Залежь титаномагнетитовых руд расположена в центральной части интрузии, длина ее достигает 1 *км* при ширине до 450 *м*. Руды сложены титаномагнетитом, ильменитом, оливином и плагиоклазом; в небольшом количестве присутствуют апатит и сульфиды. Запасы титанистого железняка оцениваются в 450 млн. *т*, что при содержании 0,25% V_2O_5 составляет 1125 тыс. *т* пятиокиси ванадия. Именно в рудах Таберга был открыт Зевстромом в 1830 г. новый элемент — ванадий, до тех пор науке неизвестный.

Месторождение Крамста связано с габбро и габбро-диабазами, но по характеру залегания и по типу руд весьма напоминает Таберг. Содержание V_2O_5 в рудах также достигает 0,25%.

Группа месторождений района Экерзунд-Согендаль приурочена к габбро-анортозитовому массиву, площадь выхода которого превышает 1450 $км^2$. Рудные тела имеют форму пластообразных залежей; они сложены ильменитовыми и титаномагнетитовыми рудами, содержащими 38—40% TiO_2 и столько же Fe_3O_4.

Вблизи от этих месторождений известны залежи Блаафельд, Строгангген, Лаксдаль, Киланд и Хегдаль, довольно похожие по морфологии и типу руд. Содержание ванадия в этих рудах не выяснено.

В центральном районе находятся широко известные месторождения Кирунавара, Рутевара, Елливара, Ректор и Грингесберг, принадлежащие к железорудному поясу Швеции, а также ванадиеносные титаномагнетиты районов Берген и Лафотен в Норвегии (см. фиг. 56).

Месторождения типа Кируна сложены пластообразными или линзовидными рудными телами, залегающими среди лептитовых толщ, и связаны с ними постепенными переходами. Размеры залежей очень велики; так, мощность рудного тела в Кирунаваре П. Гейер и Н. Магнуссон (1955) оценивают в 90 *м* при протяженности 4,5 *м*. Руда в основном сложена магнетитом при очень небольшой примеси гематита. Содержание апатита в рудах постоянно повышенное, часто достигает 2%; иногда апатит образует линзы и жилы. Количество титана доходит до 0,3%, а содержание V_2O_5 0,14—0,26%. Как показали исследования Ландергрена (Landergreen, 1948), основная масса ванадия связана с титаномагнетитовой формацией. В рудах месторождения Рутевара встречается до 10% трехокиси хрома.

Возраст метаморфизма рудоносной формации А. А. Полканов и Э. К. Герлинг (1961) определяют в 1680—1870 млн. лет; разумеется, возраст самих пород еще древнее. Ольснер (Oelsner, 1961) относит их образование к верхам нижнего протерозоя, в интервале 1680—1870 млн. лет.

Как показали исследования последних лет, рудосодержащие лептиты представляют собой сильно метаморфизованные вулканические породы — кератофиры, кварцевые порфиры, туффиты и др. Это обстоятельство, наряду с рядом других фактов, позволяет рассматривать железные руды кирунаварского типа как характерное эффузивно-осадочное образование (Гейер, Магнуссон, 1955; Формозова, 1962, 1965).

Запасы Кирунавары до глубины 800 *м* оценивались в 1600 млн. *т* руды, содержащей 64—68% Fe. Если учесть, что среднее содержание V_2O_5 в них около 0,2%, то запасы V_2O_5 составляют 2,4 млн. *т*. Близки к этой величине и запасы других месторождений этой группы. На юго-западном побережье Норвегии расположен ряд месторождений титаномагнетитов, связанных с древними габбро-анортозитами. Наиболее крупное находится в районе г. Берген. Руды представлены ильменитами и титаномагнетит-шпинелидами, но содержание V_2O_5 не установлено.

Более определенно охарактеризована группа месторождений, расположенных в Северной Норвегии, вблизи от о-ва Лафотен (Стиерно, Вестфаал). Рудные тела этих месторождений залегают в габброидных массивах и представлены титаномагнетит-шпинелидами и титаномагнетит-диаллагами, в которых содержится около 60% железа, 10% двуокиси титана и десятые доли пятиокиси ванадия.

В юго-восточной части Балтийского щита находятся месторождения ванадиеносных титаномагнетитов Отанмеки, Велимеки и Пудожгорское. Месторождение Отанмеки, расположенное в 300 *км* от г. Хельсинки в Финляндии, обладает крупнейшими запасами ванадия в Европе. Оно приурочено к сложной интрузии ультраосновных и основных пород. Центральную часть рудоносного массива слагают амфиболиты, которые на периферии сменяются анортозитами и габброидами. Оруденение представлено многочисленными крутопадающими магнетит-ильменитовыми телами, приуроченными к контактам амфиболитовых и габбро-анортозитовых фаций. Наиболее крупное рудное тело прослежено на 300 *м* по простиранию при мощности 5—20 *м*. Наряду с богатыми магнетит-ильменитовыми рудами имеются убогие вкрапленные разновидности. Богатые руды содержат 18% TiO_2, 41% FeO, 30% Fe_2O_3 и 2,42% V_2O_5.

В районе месторождения работает рудник с производительностью 625 тыс. *т* титаногмагнетитовой руды в год; из этого количества концентратов попутно извлекается 600 *т* пятиокиси ванадия ежегодно. Запасы месторождения Отанмеки определяются в 420 тыс. *т* V_2O_5. В последнее время рядом с рудником открыты три новых титаномагнетитовых месторождения, еще не получивших оценки.

Пудожгорское месторождение расположено на восточном берегу Онежского озера и приурочено к интрузиву габбро-диабазов протерозойского возраста. Интрузия представляет собой пологопадающее тело, внедрившееся по разлому в граниты; мощность его 130—180 *м*. Снизу вверх в разрезе интрузии возрастает содержание титаномагнетитов. В средней части прослеживается рудная зона очень богатых руд мощностью около 23 *м*. Здесь среднее содержание TiO_2 — 8%, Fe — 28%, а V_2O_5 — десятые доли процента.

Валимекское месторождение связано со штоком габбро-диорита на северо-восточном берегу Ладожского оз. По строению и составу руд оно напоминает Пудожгорское.

Таким образом, докембрийские толщи Фенно-Скандии содержат огромные запасы ванадия.

В палеозойских отложениях, прилегающих к щиту, известно несколько различных типов осадочных месторождений. Среди них наиболее распространены кембрийские квасцовые сланцы кольма. Квасцовые сланцы распространены в ряде районов Швеции (см. фиг. 56). Это тонкослоистая порода, в которой чередуются слойки карбоната, фосфата, тонкозернистого пирита и углеродистого органического вещества (кольма). В отдельных разновидностях сланцев присутствует до 0,15% V_2O_5, более 300 *г/т* урана и повышенное количество ряда других металлов (Хейнрих, 1962). Месторождения их известны в районе Нерке, на о-ве Готланд и в ряде других районов Швеции. Очень близки к ним по типу ванадиеносные диктионемовые сланцы ордовика в Прибалтике.

В Северной Норвегии (Нордланд) среди слюдяных сланцев нижнего палеозоя встречаются графитовые сланцы, содержащие повышенное количество урана и ванадия. Предполагается, что они представляют собой сильно метаморфизованные эквиваленты квасцовых сланцев (Suggerud, 1956). Очень близки к графитовым сланцам ванадиеносные шунгиты окрестностей Олонецка (Холодов, 1968).

Наконец, весьма показательно, что несколько повышенное количество V_2O_5 (0,10%) содержат палеозойские бокситы Тихвинского месторождения, расположенные в пределах той же рудной провинции (см. фиг. 56).

Докембрий Балтийского щита характеризуется наличием многочисленных, а в ряде случаев мощных месторождений железа, никеля, меди, кобальта и других металлов. В восточной его части, в области сопряжения архейской и протерозойской складчатости, расположен ряд крупных месторождений железистых кварцитов и магнетитов (Костомукшское, Ено-Ковдорское, Оленегорское). По данным опорного бурения, протерозойские

железорудные толщи прослеживаются далее на юг, в сторону железорудных районов КМА.

Очень широко распространены в Фенно-Скандии месторождения медно-никелевых руд, связанные с основными интрузиями. Наиболее крупные месторождения Норвегии — Эвже и Хозангер, содержание никеля в их рудах достигает 0,5—0,8%. В Финляндии широкой известностью пользуется Оутокумпу, в рудах которого концентрируются медь, цинк, никель, кобальт, серебро, золото и мышьяк. Основные ресурсы полиметаллических руд Швеции приурочены к району Булиден.

Ванадиевая провинция Испанской Мезеты

Провинция представлена несколькими небогатыми месторождениями ванадиевых руд. С докембрийскими породами районов Овиделас и Понте Серна де Ферриэда до Алентеджо, в области Веджия, связаны коренные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов. Залежи приурочены к габбро-диоритам. В рудах содержится 9,75% двуокиси титана и 48,7% железа. Процентное содержание V_2O_5 точно не установлено.

В районе Санта Марта известно месторождение сульфидов, в зоне окисления которого распространены ванадаты. Известно, что некоторое количество ванадия ежегодно извлекается из свинцово-цинковых руд этого месторождения. На Атлантическом побережье Португалии, в районе Торпес у Синес, имеются современные россыпи титаномагнетитов.

Провинция Чешского массива

Провинция выделяется условно, так как границы ее весьма расплывчаты (см. фиг. 56), а в районе выхода на поверхность докембрийских пород здесь неизвестны магматогенные месторождения ванадия. Их существование можно только предполагать по аналогии с другими рудными районами.

В состав провинции входят пермские меденосные сланцы Мансфельда и Рихельдорфа, юрские ванадиеносные железные руды Бадена и Лотарингии и, возможно, ванадийсодержащие мезозойские бокситы Венгрии, Румынии и Югославии. Их подробная характеристика приведена нами ранее, при описании генетических типов ванадиевых руд в осадочных породах.

Ванадиевая провинция Украинского кристаллического щита

Провинция представлена залежами ванадиеносных титаномагнетитов, связанных с докембрийскими габбро-анортозитами Волынского и Новомиргородского массивов, а также многочисленными современными россыпными скоплениями титановых минералов.

Возможно, что именно с выветриванием докембрийских железистых кварцитов Криворожья в киммерийское время связано образование ванадиеносных керченских железных руд.

Ванадиевая провинция Алданского щита и юго-западного обрамления Сибирской платформы

Алданский щит охватывает значительную территорию южной части Сибирской платформы. На севере его граница проходит вдоль среднего течения р. Алдан, на востоке он ограничен верховьями р. Учур, на юге — Становым хребтом, на западе — р. Олекмой. К западу Алданский щит посте-

пенно переходит в Байкальскую горную страну, а еще далее — в складчатую зону Восточного Саяна. На всей этой территории широко распространены породы докембрия.

К докембрийской субпровинции Алданского щита и его обрамления принадлежат магматогенные месторождения титаномагнетитов, связанные с массивами габбро и габбро-анортозитов.

По данным А. П. Лебедева (1964), базитовые и гипербазитовые интрузии юга Сибири связаны с крупным глубинным разломом, разделяющим области байкальской и каледонской складчатости. Они образуют субширотный пояс, в котором с запада на восток выделяются: Лысанская группа габбро-пироксенитовых интрузий, Кизирский габбро-сиенитовый массив, Манкресовский габбро-диоритовый массив, Арсентьевская габброидная интрузия, Чинейский, Каларский и Джугджурский габбро-анортозитовые интрузивы.

В качестве примера можно привести Чинейское титаномагнетитовое месторождение, описанное в работе М. Н. Петрусевича (1946). Вмещающими оруденение породами являются габбро и габбро-нориты, в которых руды слагают полосу шириной 1,2 и длиной 2,5 *км*. Встречаются сплошные и вкрапленные руды; первые образуют линзовидные тела, гнезда и более сложные титаномагнетитовые скопления. Руды содержат 56,3% Fe, 14,31% TiO_2, 0,27 V_2O_5 и 0,8% P. Иногда содержание апатита возрастает до нескольких процентов.

Очень сходны ванадиеносные титаномагнетиты Кизирского габбро-сиенитового плутона (Богатиков, 1965; Лебедев, 1965), Ангашанского габброидного массива (Лебедев, 1965) и другие протерозойские рудопроявления провинции. С кембрийскими и верхнерифейскими отложениями ряда районов Алтае-Саянской области связаны месторождения и рудопроявления ванадиеносных сланцев (см. фиг. 56). Так, например, в центральной части Кузнецкого Алатау, на левобережье р. Белой Усы, кембрийские отложения представлены известняками с прослоями черных кремнисто-глинистых сланцев (Варенцов,1962). По данным Г. И. Бушинского (1966_1), в сланцах содержится 0,1% V_2O_5; в этой же толще встречаются желваки и линзы фосфоритов и рудопроявления марганца.

Как показал Э. А. Еганов (1968), углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы вместе с пластами и линзами фосфоритов широко распространены в вулканогенно-осадочной толще рифея месторождения Тамалык. Черные кремнистые породы содержат здесь до 1% V_2O_5.

По-видимому, к этой же ванадиевой провинции относятся верхнемеловые и палеогеновые железные руды Западно-Сибирского бассейна (Колпашевское, Бакчарское месторождения). В среднем в них содержится 0,2—0,3% V_2O_5 что, учитывая колоссальные запасы железа, позволяет предполагать наличие огромного общего количества пятиокиси ванадия.

Ванадиевая провинция Индийского щита]

Рудная провинция Индостана отчасти описана в разделе, посвященно ванадиеносным фтанитам. С докембрийскими толщами щита ассоциирую месторождения ванадиеносных титаномагнетитов (см. фиг. 56). В районе Сингбхума протерозойская железорудная серия прорвана интрузивным комплексом долеритов, габбро, пикритов и анортозитов, сильно измененных метаморфическими процессами до сланцев. К этому комплексу приурочены рудные тела с титан- и ванадийсодержащим магнетитом. Кроме магнетита, руды содержат гематит, ильменит, рутил, апатит. Ванадий, по-видимому, входит в кристаллическую решетку магнетита; его ванадиеносная разновидность получила название «кульсонит». В рудах Сингбхума содержится 2% V_2O_5.

Другая группа докембрийских магматогенных месторождений железа, титана и ванадия расположена в районе Дублаблер (Майурбхани). Полоса руд прослеживается почти на 80 *км* к югу от города. Известны более 20 месторождений ванадиеносных титаномагнетитов с содержанием 4—20% TiO_2, 50—60% Fe и 0,5—4% V_2O_5. Запасы ванадия значительны.

Имеются также указания на присутствие титано-ванадиевых руд в районе Неллор, однако промышленное значение этого объекта не выяснено.

Все упомянутые докембрийские месторождения Индии составляют магматогенную субпровинцию щита. Вокруг них локализуются осадочные месторождения ванадиеносных бокситов и прибрежно-морские россыпи.

Латеритные бокситы Индии очень широко распространены и представляют собой остатки третично-четвертичных кор выветривания, залегающих либо на траппах, либо на ванадиеносных породах докембрия (Ganguli, Das-Gupta, 1938). Местами в них содержится в среднем 0,145% V_2O_5. Бокситы могут ежегодно давать до 20 *т* V_2O_5 при попутном его извлечении.

Россыпные месторождения Визакхапатнама, Траванкора и Бомбея представляют собой современные пляжевые пески, заметно обогащенные ванадиеносным титаномагнетитом. Этот минерал заимствуется из коренных докембрийских пород.

С металлогенической точки зрения, Индийский щит чрезвычайно напоминает другие докембрийские щиты мира. В его пределах сконцентрированы очень крупные месторождения железистых кварцитов, марганцевых руд, апатитов, хромитов, урана, меди, кобальта, никеля и других металлов (см. фиг. 56).

Железорудный бассейн Бихара (Сингбхум), сложенный протерозойскими джеспилитами, является одним из крупнейших в мире. Пластовые залежи гематитовых руд с содержанием железа более 60% прослеживаются непрерывно на расстояние 50 *км*. К этой железорудной серии приурочено медное оруденение.

Марганцевый пояс провинции Мадхья Прадеш содержит более 100 млн. *т* высококачественной руды, содержащей 40—50%, окислов марганца.

В южных провинциях разрабатываются залежи хромитов, связанные с серпентинитами и амфиболитами протерозоя. Распространены руды с 40—48% Cr_2O_3. В районах Кеонджар и Джоджохату содержание окиси хрома в рудах достигает 60%.

Наиболее известным урано-медным месторождением считают Джадугуду. Это месторождение связано с разломом, секущим докембрий. Запасы урана оцениваются в 1000—1500 *т* U_3O_8.

Из нерудных полезных ископаемых докембрия Индии наиболее типичны магнезит, барит, графит, силлиманит-корундовое сырье, алмазы.

Ванадиевая провинция Тянь-Шаня и Китайской платформы

Эти провинции в принципе отличаются от всех ранее описанных. Они представлены вендско-кембрийскими ванадиеносными фтанитами и сланцами, входящими в состав осадочных субпровинций, тогда как сопряженные с ними магматогенные субпровинции либо скрыты под чехлом более молодых осадочных пород, либо ныне отсутствуют вообще.

Учтенные запасы концентраций руд типа ванадиеносных фтанитов в пределах Тянь-Шаня достигают 500 000 *т* V_2O_5 при среднем содержании металла 0,5—1,5%. Не вызывает сомнения, что это составляет лишь ничтожную долю истинных резервов V_2O_5, особенно если учесть ресурсы КНР.

Ванадиевая провинция Тихоокеанского побережья

Провинция представлена многочисленными современными прибрежно-морскими россыпями ванадиеносных титаномагнетитов Курильских островов и Японии (см. фиг. 56). Эти россыпи образовались в основном за счет дезинтеграции третичных и современных эффузивов на морском берегу. При этом разрушающиеся коренные породы содержали рассеянную магнетитовую минерализацию.

Итак, выше мы кратко охарактеризовали 17 крупнейших ванадиевых провинций мира. Привлекает внимание очень важная закономерность, постоянная для различных частей света: **генетически различные ванадиевые месторождения, связанные с фанерозойскими осадочными толщами, обычно группируются вокруг выведенных на дневную поверхность докембрийских образований.**

Поскольку распространение пород докембрия играет большую роль в локализации месторождений ванадия на площади, следует коротко остановиться на характеристике их ванадиеносности. Ванадиеносность докембрия определяется главным образом широким распространением основных и ультраосновных магматических пород, интрудирующих эти древнейшие образования. Весьма подчиненную роль играют докембрийские гидротермальные скопления давидита и других урано-ванадиевых минералов, установленные только в Австралии.

Среди магматических пород докембрия, содержащих повышенное количество ванадия, особенно распространены габбро-анортозиты, нориты, габбро-амфиболиты, диабазы, пироксениты, горнблендиты, перидотиты.

Вся эта группа основных и ультраосновных магматических пород обычно содержит повышенные кларковые содержания ванадия, а также элементов группы железа — никеля, кобальта, хрома, марганца и др.

Распределение средних содержаний элементов группы железа в главных петрографических типах магматических пород показано на фиг. 57. Среди различных элементов этого семейства титан, фосфор и марганец преимущественно накапливаются в средних и основных разностях, а железо, хром, кобальт и никель тяготеют к ультраосновным породам. Поведение ванадия, пожалуй, ближе к поведению элементов второй группы; он преобладает в основных и отчасти ультраосновных образованиях.

Следует отметить, что с той же группой основных и ультраосновных пород связаны многочисленные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, в которых содержится 50—60% Fe, 10—20% TiO_2, 0,2—1% V_2O_5. Суммарные запасы V_2O_5 в них 47 913 тыс. *т*, что составляет около 40% мировых запасов металла.

Месторождения этого типа не встречаются среди кислых изверженных пород, не типичны для щелочных разновидностей, а обычно приурочены исключительно к базитам и гипербазитам. При этом, как показал И. И. Малышев (1957), петрографический состав рудосодержащих пород накладывает отпечаток на состав руд, генетически с ними связанных. Поэтому с анортозитами чаще всего встречаются богатые ванадием гематит-ильменитовые и рутиловые руды, существенно обогащенные апатитом габбро-ильменит-магнетитовые руды; с габбро-диабазами — богатые Ti и V титаномагнетитовые скопления; с горнблендитами, пироксенитами, перидотитами и оливинитами — преимущественно бедные V и Ti титаномагнетитовые скопления. Таким образом, главными носителями рудных скоплений ванадия являются не ультраосновные, а основные интрузивные породы.

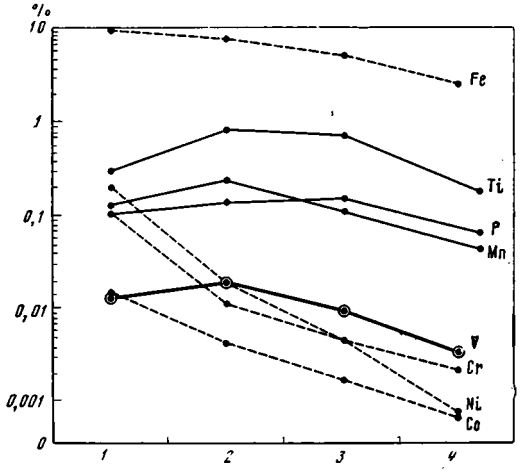
Кларковое содержание ванадия в эффузивных породах отдельно не подсчитано, однако очевидно, что распределение элемента аналогично его поведению в интрузивном процессе. Так, например, Е. К. Мархинин

и А. М. Сапожникова (1962) показали, что содержание V_2O_5 (в %) тесно связано с основностью эффузивов Урала:

Базальты	0,052
Андезито-базальты	0,032
Андезиты	0,028
Андезито-дациты и риолиты	0,017

Относительное значение эффузивно-осадочных рудных скоплений невелико, изучены они пока слабо. Среди руд этого типа наиболее известны титаномагнетит-апатитовые месторождения Кируна (Швеция); по представлениям Л. Н. Формозовой (1965, 1968), эти ванадиеносные скопления парагенетически связаны с щелочными кислыми эффузивами, т. е. с теми образованиями, которые содержат минимальные кларки титана и ванадия.

Запасы пятиокиси ванадия в месторождениях типа Кируна оцениваются в 3850 тыс. *т*, что составляет приблизительно 8% суммарных запасов ванадия в месторождениях магматогенного генезиса. Очевидно, что при



Фиг. 57. Среднее содержание (в %) элементов группы железа в главных типах изверженных пород (по А. П. Виноградову, 1962)

1 — ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты);
2 — основные породы (базальты, габбро, норит ы ;
3 — средние породы (диориты, андезиты);
4 — кислые породы (граниты, липариты и др.)

общей оценке ванадиеносности докембрия этой величиной можно пренебречь, хотя ее, несомненно, следует учитывать при геохимической характеристике той конкретной питающей провинции, где расположены месторождения этого типа.

Кларковое содержание ванадия в осадочных и осадочно-метаморфических породах докембрия изучается сравнительно недавно. Отправным пунктом при оценке среднего содержания могут служить определения пятиокиси ванадия в фанерозойских слабо измененных осадочных породах. На основании многочисленных анализов установлено, что в глинах содержание ванадия варьирует от 0,012 до 0,013% (Yost, 1932; Shaw, 1958; Виноградов, 1956), тогда как в песчаных оно колеблется от 0,002 до 0,01% (Yost, 1932; Van Tongeren, 1938), а в карбонатных породах падает до 0,002—0,004% (Аносов, 1930; Yost, 1932, и др.).

Можно считать, что кларковое содержание V_2O_5 в древних породах докембрия несколько выше приведенных цифр. Об этом свидетельствует поведение ряда породообразующих компонентов, которые заметно накапливаются в докембрийских образованиях. Так, например, подсчеты А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1967), А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова (1970), выполненные для древнейших пород Балтийского и Украинского щитов, а также фундамента Русской платформы, показали, что в них несколько повышенно содержание гидроокислов железа; $FeO + Fe_2O_3$ здесь достигает 6,90%, что почти на 2% больше средней величины для осадочно-

го чехла. Любопытно, что особенно обогащены железом отложения протерозойского возраста, с которыми, как известно, связаны месторождения джеспилитов. Довольно высоки также средние содержания фосфора (0,2%) и титана (0,6%).

Эти цифры коренным образом отличаются от ранее опубликованных данных М. Н. Альтгаузена (1956), который рассчитывал баланс фосфора в районе Прибалтики, исходя из величины 0,03% в осадочных породах докембрия.

В средней пробе граувакк, аргиллитов и сланцев из докембрия Канады Макферсон (Mac Pherson, 1958) установил 0,017% V, 0,021% Cr, 0,01% Ni. Более поздние и систематические исследования Рейли и Шоу (Reily, Shaw, 1967) показали, что среднее содержание редких элементов в породах Канадского щита сильно варьирует в зависимости от соотношений кислых и основных пород. На площади Рэд-Лайк-Лансдаун Хауз в северо-западном Онтарио количество ванадия менялось от 0,002 до 0,022%, в среднем 0,01%.

В метаморфических породах Бразильского щита Херц и Датра (Herz, Dutra, 1960) установили V — 0,02%, Cr — 0,03, Ni — 0,01, Sc — 0,02, Sr — 0,04 и Ba — 0,09%.

Очевидно, что почти во всех случаях среднее содержание ванадия в докембрийских толщах несколько превышает его кларк в осадочных образованиях фанерозоя.

В заключение следует подчеркнуть, что крупные осадочные и осадочно-метаморфогенные месторождения ванадия в докембрийских отложениях не установлены. Редкие залежи ванадиеносных шунгитов содержат очень скромные запасы металла и могут не приниматься в расчет при вычислении продуктивности докембрия.

В будущем, вероятно, можно будет оценить ванадиеносность того или иного участка, на котором обнажены породы докембрия с помощью кларка питающей провинции. Эта величина должна учитывать: 1) среднее содержание ванадия в магматических, главным образом основных породах и площади, ими занятые; 2) запасы ванадия в магматогенных месторождениях и их распространение в пределах провинции; 3) среднее содержание ванадия в эффузивных породах и их площадное распространение; 4) запасы ванадия в эффузивно-осадочных месторождениях и территорию, занятую оруденением; 5) среднее содержание ванадия в осадочно-метаморфическом комплексе и его распространенность на площади.

Поскольку многие из этих величин неизвестны, мы вынуждены при характеристике продуктивности того или другого участка отказаться от попыток получения точных цифр и ограничиться их чисто качественной оценкой. При этом следует учитывать, что главными и решающими факторами являются наличие или отсутствие ванадиеносных титаномагнетитовых руд, а также связанных с ними основных и ультраосновных магматических пород.

В распространении базитов и связанного с ним титаномагнетитового оруденения в докембрии намечается две отчетливые закономерности. Первая носит планетарный характер и заключается в том, что основные породы наиболее распространены в пределах пояса северных платформ (Северо-Американской, Русской и Сибирской). В докембрийских отложениях южных платформ (Южно-Американской, Африканской, Индийской и Австралийской) основные породы и связанные с ними месторождения ванадиеносных титаномагнетитов более редки, но отличаются огромными запасами металла (например, Бушвельд, ЮАР). В какой-то степени эта особенность распределения магматогенных месторождений ванадия связана с общей десимметрией Земли. Известно, например, что пояс северных платформ практически лишен докембрийских марганцевых руд, основная масса которых связана с докембрием южных платформ (Херасков, 1958). К сожалению, причины такой дисимметрии в докембрий-

ской металлогении еще не поняты и нуждаются в изучении и истолковании.

Вторая особенность распределения рудоносных базитов была описана в работах А. П. Лебедева (1953), И. И. Малышева (1957) и других исследователей. Она заключается в том, что наибольшая плотность магматогенных месторождений ванадия, связанных с основными породами, наблюдается по краям архейских платформ, в зонах перехода к протерозойским геосинклиналям или в периферических частях протерозойских платформ, на участках их сопряжения с геосинклиналями нижнего палеозоя.

При этом огромную роль в локализации базитов играют глубинные разломы, которые, как показали Н. С. Шатский (1947), А. В. Пейве (1961), А. И. Суворов (1968) и другие, обычно тяготеют к участкам сочленения двух тектонически разнородных зон. По этим разломам в толщу осадочных и осадочно-метаморфических пород внедряются огромные массы основной магмы. Застывая на сравнительно больших глубинах, массивы основных пород образуют линейно-вытянутые пояса. Именно с такими базитовыми поясами связаны скопления ванадиеносных титаномагнетитовых руд.

Очень часто дальнейшее наращивание древних платформ за счет замыкания прилегающих геосинклиналей приводит к образованию второго, более молодого пояса рудоносных основных интрузий. Так, например, огромный пояс анортозитов, габбро-анортозитов, габбро и других пород, протянувшийся на тысячи километров, опоясывает с юга древнюю Сибирскую платформу (Лебедев, 1964). Южнее этого пояса, на некотором отдалении от докембрийской платформы, прослеживается вторая зона развития титаноносных интрузивов, по-видимому, более молодого возраста. Она расположена примерно параллельно первой зоне и теряется в древних отложениях Забайкалья.

Поскольку все последующие тектонические движения в какой-то степени наследуют особенности строения и размещения древних структур, практически все крупные современные выходы на поверхность докембрийских пород содержат ванадиеносные интрузивы базитов. Именно эти образования являются и являлись в прошлом источниками питания для прилегающих площадей, где осуществлялись процессы накопления осадков.

Включение в зону осадкообразования ванадиеносных докембрийских пород осуществлялось в результате тектонических движений различного возраста, однако, естественно, по мере омоложения тектогенеза относительное значение древнейших отложений в строении складчатых областей существенно сокращается. Так, например, в пределах Северо-Американского континента (см. фиг. 52) обнажение докембрийских пород имеет место и в палеозойских Аппалачах, и в мезозоидах Скалистых гор, и в области ларамид, но степень участия древнейших осадочно-метаморфических и магматических комплексов в строении более молодых горных систем заметно уменьшается. В составе ларамийской части Скалистых гор, например, выделяются лишь отдельные и локальные блоки докембрия, тогда как в центральной части Аппалачей докембрийские отложения прослеживаются почти повсеместно.

Разрушающиеся докембрийские поднятия, содержащие магматогенные скопления ванадиеносных титаномагнетитов, независимо от климатической обстановки являлись поставщиком рудного компонента в смежные области седиментации, причем невысокая миграционная способность ванадия в зоне гипергенеза способствовала образованию осадочных месторождений этого металла в непосредственной близости от питающей провинции.

Тип осадочного месторождения ванадиевых руд, возникавшего в области седиментации, целиком определялся климатическими условиями, господствующими в зоне осадконакопления. Например, на Урале в эпохи господства гумидного литогенеза вокруг докембрийских поднятий фор-

мировались россыпи ванадиеносных титаномагнетитов или скопления ванадиеносных углей, а в периоды распространения аридного литогенеза образовывались фольбортитоносные медистые песчаники и ванадиеносные волконскоиты.

По мере перехода от современных к более древним образованиям общая площадь разрушающихся докембрийских пород, интрудированных базитами, должна существенно возрастать. Это подтверждается при сравнении площадей, занимаемых современными и более древними осадочными субпровинциями в пределах Уральской области, Аппалач, в Скалистых горах и других районах, которые в какой-то мере должны соответствовать величине питающей провинции.

Можно считать, что максимальной величины суммарная площадь выхода на поверхность ванадиеносных отложений докембрия достигла в начале фанерозоя. В вендско-кембрийское время сочетание благоприятных питающих провинций и гумидного климата привело к возникновению колоссальных (по площади распространения и запасам металла) скоплений ванадиеносных фтанитов и углисто-кремнистых сланцев.

В пределах Евразии эти образования не всегда увязываются с определенными питающими провинциями, а являются результатом суммарного воздействия докембрийских поднятий на смежные бассейны седиментации.

Таким образом, в стратиграфической колонке фанерозоя размеры осадочных ванадиевых субпровинций увеличиваются сверху вниз, а в вендско-кембрийское время они даже местами сливаются воедино; этот интервал времени принято рассматривать в качестве особой редкометально-фосфатной металлогенической эпохи (Альтгаузен, 1956).

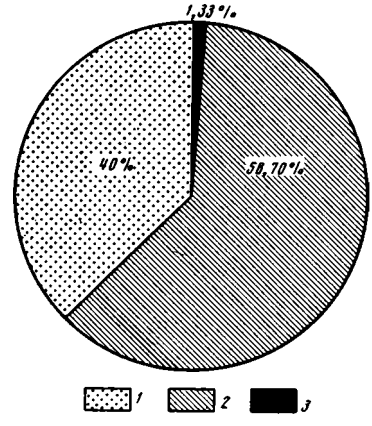
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ СКОПЛЕНИЙ ВАНАДИЯ ВО ВРЕМЕНИ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Относительное промышленное значение различных типов ванадиевых руд можно оценить только в самом общем виде, так как запасы отдельных месторождений и размеры добычи полезного компонента известны далеко не всегда. На основе косвенных данных по ванадиеносным титаномагнетитам, россыпям, оолитовым железным рудам, черным углеродисто-кремнистым сланцам и фтанитам, шунгитам, фосфоритам, роскоэлитовым песчаникам, урано-ванадиевым рудам и асфальтитам, появившимся за последнее время в литературе разных стран, соотношения их промышленных запасов в мире следует представить следующим образом (по V_2O_5 в тыс. *т*):

Магматогенные ванадиеносные титаномагнетиты . . .	47 913
Гидротермальные месторождения и зоны окисления месторождений Pb-Zn-Cu	20
Осадочные	
ванадийсодержащие железные руды	69 025
ванадиеносные углеродисто-кремнистые сланцы, фтаниты, шунгиты, фосфориты	826
россыпи ванадиеносных титаномагнетитов	992
роскоэлитовые песчаники	5
урано-ванадиевые руды	60
ванадиеносные асфальтиты	3

Суммарные запасы пятиокиси ванадия в мире, по данным 1964—1965 гг., достигают 118 844 тыс. *т*. Анализируя приведенные цифры, следует подчеркнуть, что более 98% мировых запасов V_2O_5 связано с магматогенными ванадиеносными титаномагнетитовыми и морскими оолитовыми ванадийсодержащими железными рудами. Из диаграммы запасов (фиг. 58) также следует, что магматогенные месторождения титано-

магнетитов относятся к осадочным железным рудам как 2 : 3. По-видимому, это не совсем точно отражает действительность. На самом деле запасы металла в титаномагнетитовых рудах, связанных с габброидами, сильно занижены. С одной стороны, это обусловлено тем, что месторождения такого типа комплексны, сложны с технологической точки зрения и в некоторых странах не могут конкурировать с более богатыми скоплениями других типов, а поэтому учитываются только отчасти. С другой стороны, ряд стран (например, Канада), особенно богатых в отношении ванадиеносных титаномагнетитов, опубликовали, вероятно, весьма заниженные результаты подсчетов запасов V_2O_5, а в некоторых случаях полностью воздержались от такой оценки. Поэтому, пожалуй, мы будем ближе к истине, если представим реальное соотношение этих руд не как 2 : 3, а как 3 : 2.



Фиг. 58. Соотношение промышленных запасов ванадия в мире (в %)

1 — магматогенные ванадиеносные титаномагнетиты;
2 — осадочные ванадиеносные железные руды;
3 — прочие осадочные и гидротермальные месторождения

Следует также обратить внимание на то, что на диаграмме явно заниженными оказываются количества V_2O_5, заключенные в углеродисто-кремнистых сланцах и фтанитах. Между тем, скопления этого типа очень широко распространены в нижнепалеозойских толщах. Последние, по весьма ориентировочной оценке М. Н. Альтгаузена (1956), только в пределах Евразии содержат не менее 5 млрд. *т* ванадия, около 1 млрд. *т* молибдена, свыше 500 млн. *т* урана и несколько сот миллиардов тонн фосфора.

Таким образом, можно, по-видимому, утверждать, что **наибольшее количество ванадия**, сконцентрированного за счет процессов осадконакопления, **сосредоточено** в оолитовых железных рудах, в углеродисто-кремнистых сланцах, фтанитах, шунгитах и фосфоритах, а также в россыпных скоплениях ванадиеносных титаномагнетитов, т. е. **в типичных сингенетических месторождениях. Эпигенетические скопления** (роскоэлитовые песчаники, урано-ванадиевые песчаники, известняки и ванадиеносные асфальтиты) **не отличаются большими массами металла.**

Значение различных групп месторождений ванадия меняется при оценке промышленного извлечения металла. До 1940 г. наибольшее количество ванадия в мире (около 1 200 *т* в год) добывалось из асфальтитовых руд Перу. Однако в настоящее время залежи здесь почти полностью выработаны. С 1948 г. ведущее место по добыче заняли США, где главными поставщиками являются роскоэлитовые и урано-ванадиевые руды Плато Колорадо. В этом районе добывалось около 1900 из 2534 *т* суммарной добычи США в 1943 г. и 868 из 961 *т* в 1947 г.; в настоящее время они также являются лидером по добыче ванадия.

Очевидно, **что наибольшее промышленное значение по запасам ванадия имеют его сингенетические концентрации, а по добыче—эпигенетические.** Это и понятно, так как последние отличаются весьма высоким содержанием полезного компонента.

При расширении потребления ванадия в СССР в первую очередь следует обследовать именно эпигенетические месторождения типа ванадиеносных асфальтитов.

Распределение мировых запасов ванадия во времени изображено на фиг. 59. График построен главным образом на основе определений абсолютного возраста с учетом важнейших геологических взаимоотношений.

Как следует из фиг. 59, крупнейшие магматогенные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, генетически связанные с основными породами, приурочены к докембрийским отложениям и в основном были сформированы в нижнем и среднем протерозое. Лишь небольшая часть бедных месторождений этого типа образовалась в верхнем протерозое (рифее — венде).

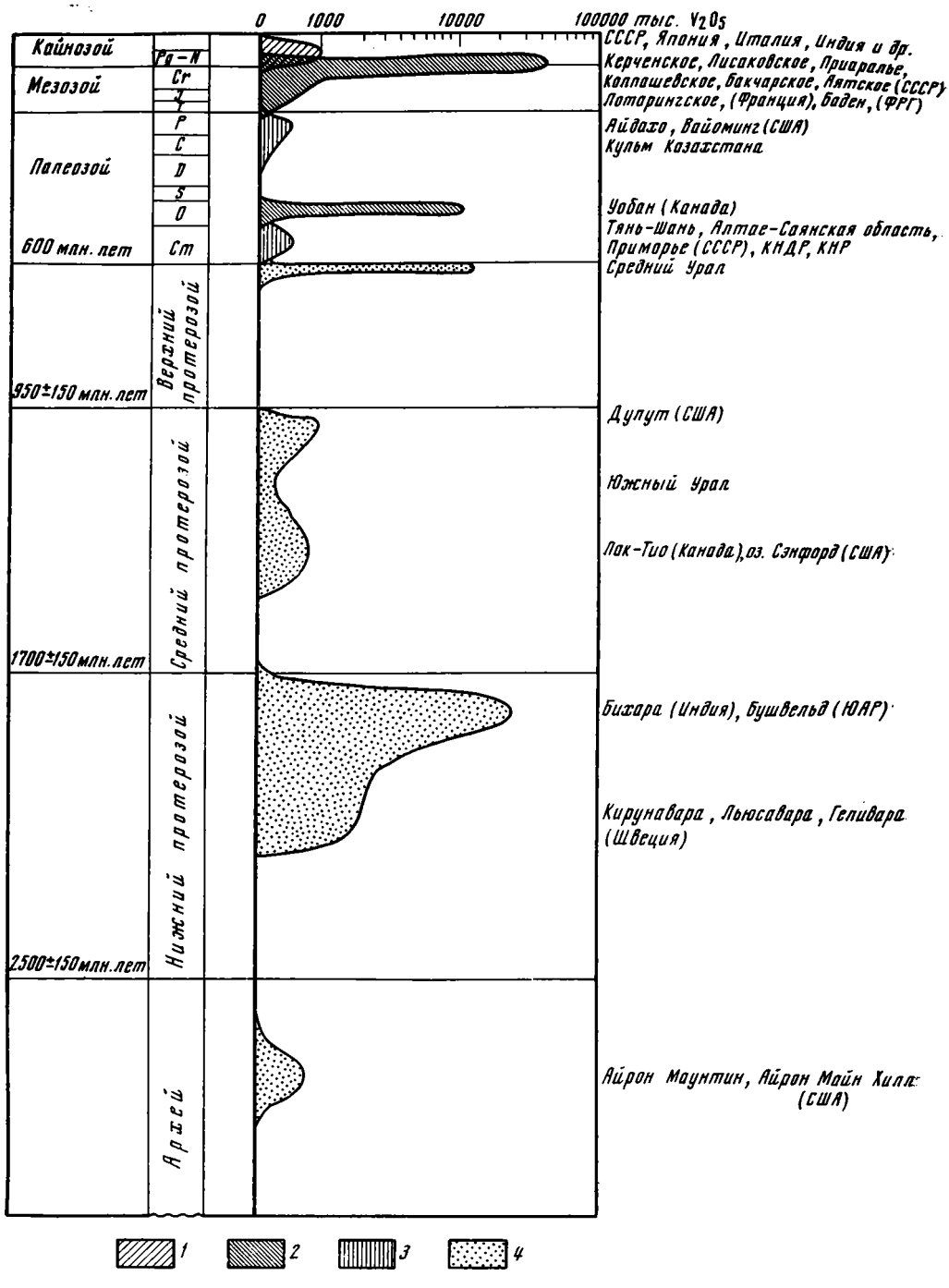
Хотя основные интрузии имеют значительно более широкое стратиграфическое распространение и встречаются в палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложениях, в этих более поздних внедрениях ванадиеносные титаномагнетитовые руды встречены не были; практически все эти более молодые массивы безрудны.

Этот важный вывод, к которому мы пришли путем эмпирического обобщения результатов подсчета запасов различных месторождений ванадиевых руд и определения абсолютного возраста вмещающих их интрузивных пород, был впервые геохимически обоснован П. Г. Пантелеевым (1938), изучившим поведение титана в основных и ультраосновных породах Урала. Как установил этот исследователь, относительное количество титана на единицу железа в титаномагнетитовых рудах и вмещающих их габброидах зависит от возраста. К началу фенерозоя оно уменьшается для уральских месторождений от 0,5 до 0,03 для руд и от 0,25 до 0,02 для рудосодержащих пород. Проанализировав большой литературный материал, П. Г. Пантелеев пришел к следующим выводам: «.. резко различные типы месторождений титаномагнетитов не только на Урале, но, по-видимому, и по всему земному шару образовались в различные геологические эпохи. Возраст месторождений является основной причиной их разнообразия как в отношении геологических условий залегания руд, так и по содержанию в рудах титана» (стр. 452).

«Приуроченность явного большинства месторождений титаномагнетитов из известных нам в настоящее время на земном шаре к интрузиям основных пород докембрия позволяет сделать вывод о том, что области распространения последних, несомненно, наиболее благоприятны для поисков титаномагнетитовых руд. Области распространения основных пород докембрия могут быть названы геохимическими провинциями титана» (стр. 453).

Позднее этот вывод был принят в ряде работ, в том числе в известной монографии И. И. Малышева (1957), хотя Г. В. Пинус (1953) считал, что наряду с возрастом магматизма большое значение имеет глубина эрозионного среза.

Необходимо подчеркнуть, что преимущественная приуроченность ванадиеносных титаномагнетитов к докембрийским магматическим образованиям представляет собой лишь часть более общей закономерности, установленной недавно М. М. Константиновым и Е. Я. Куликовой (1960) и изображенной на фиг. 60. Эти авторы, использовав собственные данные, литературные сведения и работы Ю. А. Билибина (1956), подсчитали запасы эндогенных месторождений мира по разным эпохам. Оказалось, что для магматогенного и гидротермального рудогенеза докембрия характерны рудные накопления железа (50% запасов), кабальта (62), никеля (62), платины (70), золота (61) и отчасти урана (30). Для гидротермального, эффузивно-осадочного и магматогенного рудогенеза кайнозойской эпохи типично образование руд ртути (95), молибдена (91), меди (80), сурьмы (61), свинца и цинка (46), а концентрации вольфрама, олова и урана за-

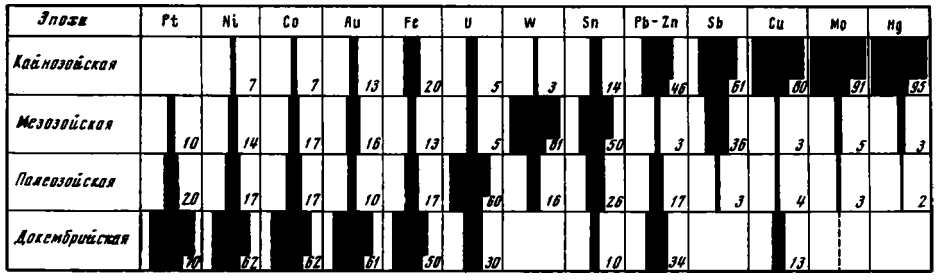


Фиг. 59. Распределение главнейших запасов ванадия во времени

1 — россыпи ванадиеносных титаномагнетитов;
2 — ванадиеносные осадочные железные руды;
3 — ванадиеносные фтаниты и углисто-кремнистые сланцы;
4 — магматогенные ванадиеносные титаномагнетиты

нимают промежуточное положение между этими двумя крайними группами металлов.

Данные диаграммы распределения сырьевых ресурсов позволяют утверждать, что чем моложе эпоха, тем более геохимически подвижные металлы обогащают магму и концентрируются в виде рудных скоплений. Для нас очень интересно, что с магматическими образованиями докембрия накапливались не только титан и ванадий, но и ряд сходных с ними в геохимическом отношении металлов — железо, никель, кобальт, платина, золото. Все они являются плохими мигрантами. Их слабую концентрацию в магматических расплавах более молодых эпох фанерозоя следует, по-видимому, объяснить первичной дифференциаций элементов в мантии. Благодаря неравномерному распределению элементов, первые по времени порции магмы, заимствованные из базальтового слоя, поднимались к поверхности докембрийской планеты уже обогащенные элементами семейства железа. Последующие внедрения основной магмы не несли этих рудных компонентов, и поэтому запасы таких металлов, как Co, Ni, Fe и Au,



Фиг. 60. Распределение запасов эндогенных месторождений некоторых металлов по эпохам (в % к общим запасам по М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой, 1960)

существенно уменьшаются в палеозое, мезозое и кайнозое, а магматогенные руды ванадия в основных породах этого возраста не встречаются совсем.

Возвращаясь к анализу фиг. 59, необходимо прежде всего обратить внимание на очень четкую последовательность распределения важнейших месторождений ванадия во времени. Если докембрийская эпоха характеризуется распространением магматогенных месторождений ванадийсодержащих титаномагнетитов, то фанерозой — это царство самых разнообразных осадочных месторождений ванадия. Такие взаимоотношения, на наш взгляд, не случайны и отражают то обстоятельство, что осадочные скопления в основном образовались за счет разрушения и переотложения более древних магматических ванадиевых руд. В связи с этим становится понятным, почему осадочные месторождения повсеместно тяготеют к выходам докембрийских рудосодержащих толщ, а осадочные субпровинции на площади представляют собой огромные ореолы вокруг магматических ванадиевых субпровинций.

Более подробно размещение осадочных ванадиевых руд на стратиграфическом разрезе представлено в табл. 42. Основная масса скоплений ванадия в углеродисто-кремнистых сланцах, ϕанитах, шунгитах и ϕосфоритах тяготеет к палеозойским отложениям, ванадийсодержащие морские и речные оолитовые железные руды связаны с мезо-кайнозойскими толщами, почти все известные промышленные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов ассоциируют с современными и четвертичными отложениями, месторождения осадочных роскоэлитовых и урано-ванадиевых

Таблица 42

Распределение ванадиевых руд осадочного генезиса по стратиграфическому разрезу

Возраст	Россыпи ванадийсодержащих титаномагнетитов	Ванадиеносные железные руды	Ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы	Роско-элитовые песчаники	Урано-ванадиевые руды в красноцветах	Ванадиеносные асфальтиты
Четвертичный период	Россыпи СССР, Японии, Новой Зеландии (992 тыс. *т*)					
Неоген		Керченский железорудный бассейн — до 1,2 млн. *т*				
Палеоген		Лисаковское месторождение — до 1,5 млн. *т*				
Меловой		Бакчарское, Колпашевское, Аятское — 48 млн. *т*				Минас Рагра (Перу — 175 *т*, Сан Рафаэль (США) (?)
Юрский Триас		Лотарингия (Франция), Баден (ФРГ)— 8 325 тыс. *т*		Райфл, Плейсервиль (США) — 5 тыс. *т*	Плато Колорадо (США) — 60 тыс. *т*	
Пермь			Сланцы Айдахо, фосфориты Фосфория, Айдахо (США) — 380 тыс. *т*			Садка (?)
Карбон						
Девон			Доманик Урала (?), Чаттануга (США) (?)			Велиховка — 700 *т*
Силур			Туркестано-алайские сланцы (?)			
Ордовик		Уобан (Канада)— 10 млн. *т*	Диктионемовые сланцы Прибалтики (?)			
Кембрий			Тянь-Шань —500–700 тыс. *т* запасы всей провинции Евразии 5 млрд. *т*			
Докембрий			Шунгское — 5—6 тыс. *т*			

руд приурочены к мезозойским толщам, а ванадиеносные асфальтиты встречаются главным образом в верхнем палеозое — мезозое.

Особенно интересно поведение ванадиеносных углеродисто-кремнистых и железорудных образований, с которыми связаны главнейшие запасы ванадия. Они ведут себя несколько антагонистично, заметно тяготея к противоположным частям разреза, причем углеродисто-кремнистые сланцы и фтаниты обычно локализуются среди наиболее древних толщ.

При общей характеристике ванадиеносности сланцев мы уже отмечали, что углеродисто-кремнистые образования, фациально связанные с пластовыми фосфоритами, наиболее широко распространены в рифее и нижнем палеозое. По мере перехода к верхнему палеозою, а тем более к ме-

зо-кайнозою они весьма постепенно сменяются горючими сланцами, иногда ассоциирующими с желваковыми фосфоритами.

Параллельно с этим в сланцевых образованиях уменьшается содержание пятиокиси ванадия, в среднем в углеродисто-кремнистых фтанитах оно равно 1—1,5%, а в горючих сланцах редко превышает 0,20%.

В отличие от сланцев подавляющее большинство окисных оолитовых железных руд керченского типа, содержащее повышенное количество ванадия, распространено в мезо-кайнозое, а их древние аналоги (сильно метаморфизованные железистые кварциты — джеспилиты) обычно содержат незначительное количество легирующих примесей вообще и ванадия в частности. В табл. 43 приведены данные, характеризующие ванадиеносность архейских, протерозойских и нижнепалеозойских железистых руд; они заимствованы преимущественно из работ Н. М. Страхова (1947), Ланге (Lange, 1957) и Ландергрина (Landergreen, 1948). Очевидно, что в докембрийских кремнисто-железных тонкослоистых рудах содержание ванадия очень мало и не может иметь никакого практического значения.

Итак, главными носителями высокого содержания ванадия в рифейско-палеозойское время являлись углеродисто-кремнистые породы, а в мезо-кайнозойское время ими стали оолитовые железные руды. На границе верхнего палеозоя, по-видимому, имела место разкая смена геохимической обстановки, и ванадий, ранее накапливавшийся в результате биохимических и химико-сорбционных реакций с органическим веществом и кремнеземом, позднее стал интенсивно сорбироваться железом.

Следует добавить, что одновременно с такой инверсией наиболее распространенных рудных концентраций ванадия на грани мезозоя и кайнозоя редко меняются формы его нахождения. Действительно, в докембрийских ванадиеносных титаномагнетитах ванадий в виде $Fe_2O_3 \cdot V_2O_3$ входит в твердый раствор магнетита ($Fe \cdot Fe_2O_4$) и ульвошпинели ($TiFe_2O_4$), который обычно именуется титаномагнетитом (Борисенко, Щербина, 1959). В углеродисто-кремнистых фтанитах и сланцах, не испытавших вторич-

Таблица 43

Распределение ванадия в джеспилитах и гематит-магнетитовых рудах древних отложений

Район, тип руды, возраст	Содержание V_2O_5, %	Литературный источник
Железистые кварциты КМА (протерозой)	Нет	Н. М. Страхов (1947)
Железо-кварцитовые руды КМА (протерозой):		
Яковлевское	0,001—0,002	Н. А. Плаксенко, И. К. Коваль (1967)
Жигаевское	0,0038	
Курбакинское	0,0013—0,0017	
Ново-Ялтинское	0,0015—0,0025	
Железистые кварциты Индии (докембрий)	Нет	Н. М. Страхов (1947)
Железистые кварциты Нама-Трансвааль (архей)	0,00—0,14	Wagner (1928)
Гидрогематит-гетит-хлоритовые руды Лан-Дилль (девон)	Следы —0,08	Lange (1957)
Железистые кварциты Центральной Швеции (протерозой)	0,002—0,008	Landergreen (1948)
Джеспилитовые руды района Маркетт, (США) (протерозой)	0,003	Там же

ных преобразований в зоне гипергенеза, ванадий накапливается в виде роскоэлита ($2K_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot (Mg, Fe)O \cdot 2V_2O_3 \cdot 10SiO_2 \cdot 4H_2O$), патронита ($VS_2$ или V_2S_5) или ванадиеносного антраксолита (Анкинович, 1959). Следовательно, на протяжении докембрия и нижнего палеозоя основная масса ванадия концентрируется в трехвалентной форме.

В оолитовых железных рудах ванадий либо сорбируется трехвалентным железом (Краускопф, 1958), либо входит в состав ферванита — ванадата окиси железа (Щербина, 1956). В обоих случаях он концентрируется в пятивалентной форме, которая, несомненно, преобладает в рудах мезокайнозойского этапа рудогенеза.

Следует подчеркнуть, что речь идет об изменении преобладающих форм концентрации ванадия, а не об изменении форм вообще. В нижнем палеозое, наряду с ванадиеносными фтанитами и сланцами, известны оолитовые железные руды, содержащие повышенное количество V_2O_5; примером могут служить руды месторождения Уобан (Канада), связанные с толщами ордовика. Наоборот, наряду с пятивалентным ванадием железорудных образований в мезо-кайнозое известны скопления трехвалентного ванадия в углях, нефтях и асфальтитах.

Поэтому вряд ли правильно думать, что изменение форм накопления ванадия могло служить причиной инверсии рудных скоплений в конце палеозоя; скорее всего она сама явилась следствием каких-то более сложных процессов.

Привлекает внимание (см. табл. 41), что в палеозойское время осадочный рудогенез отличался крайней бедностью типов руд. Повсеместно в это время образуются ванадийсодержащие углеродисто-кремнистые осадки, представлявшие собой единственный известный тип месторождения.

В последующее верхнепалеозойское и особенно в мезо-кайнозойское время, с одной стороны, формируются ванадиеносные железные руды и красноцветные песчано-глинистые толщи с ванадиеносными волконскоитами и медистыми песчаниками, а с другой — образуются ванадийсодержащие нефти и продукты их преобразования — урано-ванадиевые руды и ванадиеносные асфальтиты.

В четвертичное время начинают формироваться россыпи ванадиеносных титаномагнетитов, в результате чего увеличивается разнотипность рудных скоплений.

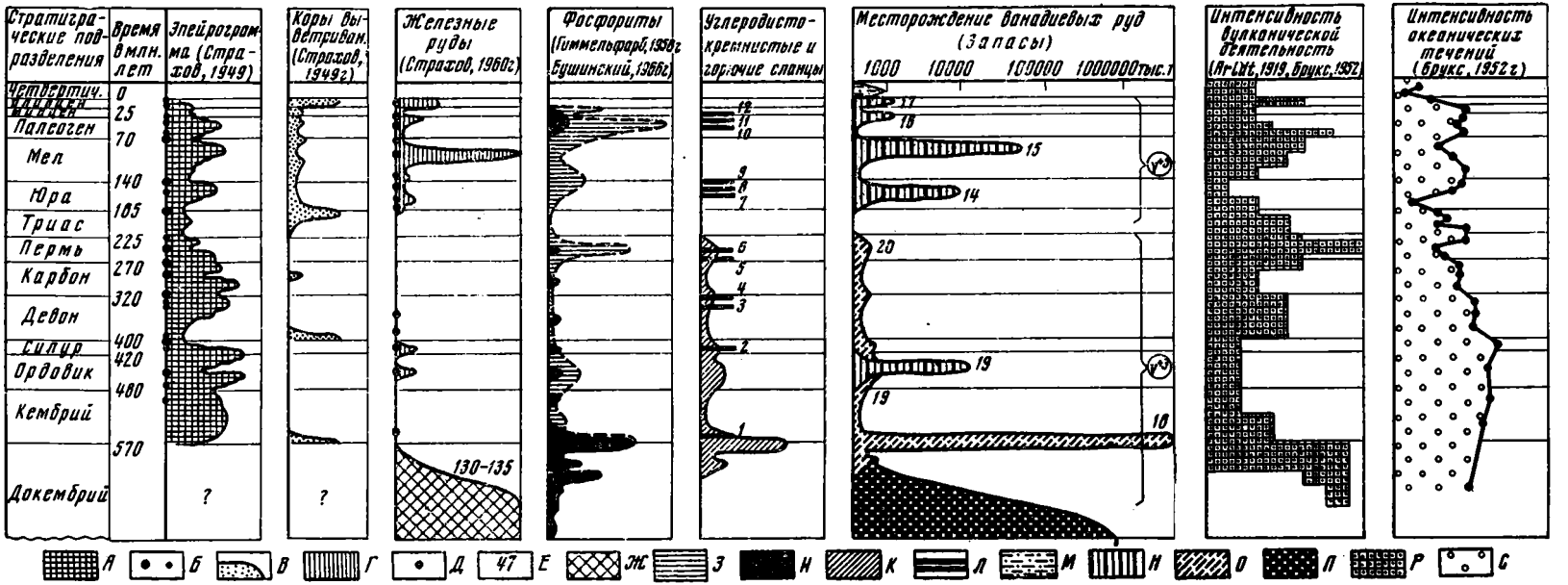
Любопытно, что параллельно с увеличением разнообразия рудных концентраций ванадия в направлении от докембрия к четвертичному времени постепенно уменьшаются общие запасы этого металла в осадочных толщах.

Таковы те чисто эмпирические закономерности распределения осадочных ванадиевых руд во времени, которые при рассмотрении довольно большого фактического материала и требуют теоретического истолкования.

Если на стратиграфическую колонку нанести распределение различных месторождений ванадия (фиг. 61), то можно прийти к выводу, что процессу ванадиевого рудогенеза свойственна резко выраженная прерывистость. Осадочные месторождения ванадия обычно тяготеют к определенным эпохам в фанерозойской истории Земли, причем от венда до четвертичного времени насчитывается около 10 рудных эпох. Среди эпох ванадиевого рудогенеза наиболее крупными являются вендско-кембрийская, ордовикская, пермская, юрская, меловая, палеогеновая, миоценовая и четвертичная. Они чередуются с периодами, когда рудообразование замирало и формировались практически безрудные осадочные толщи.

Чтобы отыскать причины, вызывающие такое резкое усиление рудообразующих процессов в отдельные моменты геологической истории, мы попытались на диаграмме фиг. 61 учесть интенсивность вулканической деятельности, океанических течений, а также процессов выветривания.

Оценка напряженности вулканической деятельности в ходе эволюции планеты была выполнена в работе К. Брукса (1952). Опираясь на сводную работу Арльдта (Arldt, 1919), К. Брукс учел мощность вулканогенных



Фиг. 61. Эволюция ванадиевого рудогенеза в фанерозое

А — площадь морей и океанов;
Б — орогенические фазы разной силы;
В — интенсивность развития кор выветривания;
Г — морские и аллювиальные оолитовые руды;
Д — железорудные эпохи в фанерозойской истории;
Е — запасы руд (в млрд. *т*);
Ж — протерозойские джеспилиты, такониты, железистые кварциты и прочие сходные образования;
З — распространение фосфоритов в мире, по данным Б. М. Гиммельфарба (1954);
И — распространение фосфоритов в Азии, по данным Г. И. Бушинского (1966г);
К — углеродисто-кремнистые сланцы и фтаниты;
Л — горючие сланцы различных районов:
1 — синская свита Алдана (Зеленов, 1957),
2 — граптолитовые сланцы Сибирской платформы (Мирошников, 1960
3 — доманик Приуралья (Страхов, 1937),
4 — Чаттануга, США (Davidson, Lakin, 1961),
5 — абдулинские сланцы Приуралья (Страхов, 1960),
6 — цехштейн, ГДР (Kautsch, 1942),
7 — киммеридж Северного Кавказа (Кузнецов, 1928),
8 — Perisphinctes Panderi, Русская платформа, Приуралье (Страхов, 1960),
9 — посидониевые сланцы, ГДР,
10 — менелитовые сланцы Карпат,
11 — сарматские сланцы Кавказа,
12 — майкоп Кавказа;
М — россыпи ванадиеносных титаномагнетитов СССР, Японии, Индии, Италии;
Н — ванадийсодержащие железные руды:
13 — Уобан (Канада),
14 — Лотарингия (Франция), Баден (ФРГ),
15 — Колпашевское, Бакчарское, Алтское,
16 — Лисаковское,
17 — Керченское;
О — ванадиеносные фтаниты и углеродисто-кремнистые сланцы:
18 — Тань-Шань, Алтае-Саянский район, Приморье, КНДР, КНР,
19 — Южный Тань-Шань,
20 — Айдахо (США);
П — ванадиеносные титаномагнетиты, связанные с габброидными интрузиями;
Р — распространенность эффузивных пород (в баллах);
С — интенсивность океанических течений (в %)

пород и в особенности лавовых покровов на протяжении различных периодов и их относительное значение выразил в процентах. Очевидно, что интенсивность эффузивных процессов плохо согласуется с эпохами ванадиевого рудогенеза; в общих чертах даже наблюдается обратная зависимость между этими переменными. Из сравнения графиков следует, что **для образования ванадиевых руд наиболее благоприятны периоды, когда наблюдается ослабление эффузивной деятельности.**

Поскольку некоторые авторы (Альтгаузен, 1956) связывают эпохи накопления редких металлов и ванадия с усилением подтока океанических вод, интересно оценить интенсивность их циркуляции в различные отрезки геологического времени. Такая работа выполнена К. Бруксом (1952). Этот исследователь взял за основу палеографические карты для разных периодов и определил на них ширину разрывов в кольце суши вдоль параллели 60°, которые сообщались с тропическими и субтропическими бассейнами. За 100% К. Брукс принял тот эффект воздействия течений, который имел бы место, если бы кольцо суши вокруг Северного Ледовитого океана «состояло из пяти длинных узких островов, протягивающихся в меридиональном направлении», т. е. было идеально доступно для теплых вод с юга. Интенсивность подводных течений определялась в процентах от этой величины. Как отмечает К. Брукс (1952), величины, установленные им расчетным путем, были затем экспериментально подтверждены П. Лазаревым.

Сравнение диаграмм интенсивности океанических течений и распределения ванадиевых руд показывает, что вряд ли процессы рудогенеза были обусловлены деятельностью океанических вод, поскольку конфигурации отражающих их кривых резко различаются.

Таким образом, мы снова, но на этот раз с других позиций подходим к мысли, что ни субсинхронная вулканическая деятельность, ни деятельность подводных океанических течений не являлись факторами, определившими образование рудных скоплений ванадия в осадочных толщах.

Совершенно иначе обстоит дело, если сопоставить ванадиевые эпохи с ритмом тектонической жизни Земли в фанерозое, а также с распространением кор выветривания и некоторых тесно связанных с ними осадочных полезных ископаемых (железные руды, кремнистые сланцы).

Как показал Н. М. Страхов (1949, 1960, 1963), суммарная площадь осадконакопления в пределах континентального блока с докембрийских времен изменялась таким образом, что можно отчетливо выделить 12—13 крупных трансгрессий и регрессий, охватывавших всю или почти всю поверхность планеты. В эпохи сокращения общей площади осадконакопления кора выветривания, по-видимому, получала максимальное распространение. Об этом, с одной стороны, свидетельствуют сохранившиеся реликты кор, распространение которых показано на фиг. 61. С другой стороны, известно, что период, следующий после завершения денудационного срезания складчатых областей, в начале нового тектонического этапа, теоретически наиболее благоприятен для процессов интенсивного химического разложения коренных пород и образования мощных кор. Поэтому неудивительно, что основные железорудные эпохи мезо-кайнозоя, а также эпохи интенсивного накопления кремнистых пород палеозоя в большинстве случаев связаны с эпохами регрессий (см. фиг. 61).

Следует также отметить, что в то время, когда пенепленизация горных сооружений достигала максимальной величины, в их центральных частях обнажались древнейшие докембрийские ванадиеносные породы, а химическое выветривание в области гумидного климата проявлялось с максимальной силой. В результате именно в эти моменты геологической истории континентов в морские водоемы поступала масса соединений ванадия, и здесь создавались предпосылки для развития рудогенерирующих процессов. Довольно четкая связь эпох ванадиевого рудогенеза с регрессивными фазами развития континентальных водоемов заставляет искать

главные причины рудообразования не в особенностях развития бассейнов осадконакопления, а на континентах. Последние являлись во все времена постпротерозойской истории главными поставщиками соединений ванадия.

Таким образом, **важнейшие особенности распределения ванадиевых руд во времени обясняются** двумя характерными чертами в поведении этого элемента: 1) **наличием высоких магматогенных содержаний ванадия в докембрийских толщах,** благодаря чему закономерности пространственного нахождения этих носителей металла определяют локализацию вторичных по отношению к ним осадочных месторождений, а суммарные запасы осадочных ванадиевых руд возрастают с увеличением их возраста; 2) **максимальным высвобождением ванадия из пород докембрия в периоды глобальных регрессий** и усилением процессов эрозии и выветривания на континентах.

Оба эти литолого-геологических фактора действовали на фоне медленно меняющейся геохимической обстановки, и это приводило к большому разнообразию формирующихся осадочных руд.

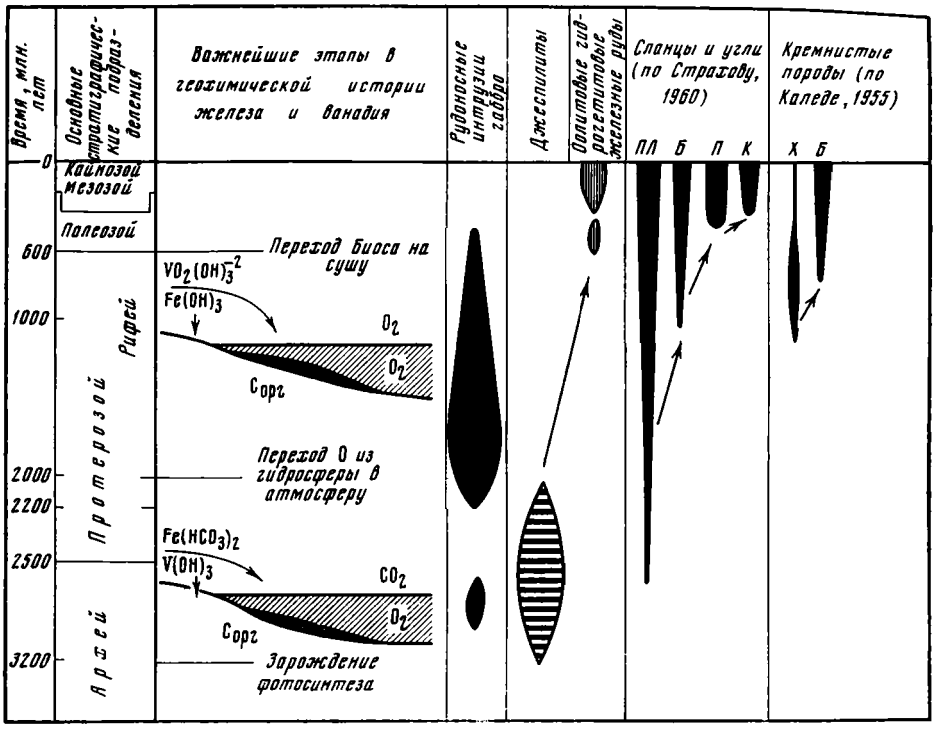
В геохимической эволюции внешних оболочек Земли благодаря исследованиям многих ученых (Вернадский, 1927; Страхов, 1949, 1963; Rubey, 1955; Calvin, 1956; Виноградов, 1959; Ронов, 1964; Davidson, 1965; Cloud, 1968, и др.) можно выделить несколько этапов, на протяжении которых поведение ванадия и его главных концентраторов (железо, органическое вещество) существенно менялось (фиг. 62).

Первый этап охватывает верхний архей и нижний протерозой, т.е интервал времени примерно 1200—1500 млн. лет. Его началом следует считать зарождение фотосинтеза в результате жизнедеятельности растений (сине-зеленых водорослей и др.) в морях и океанах архейской эры, а завершением — переход кислорода из гидросферы в атмосферу. Главной отличительной чертой этого этапа является совершенно своеобразный состав атмосферы. В ней резко преобладала углекислота и в повышенном количестве присутствовали азот, аммиак и газообразные углеводороды. Привлекает внимание полное отсутствие кислорода, который, если и возникал за счет фотодиссоциации, то немедленно расходовался на окисление NH_4 до свободного азота и воды.

Вследствие того, что выветривание на континентах осуществлялось в резко восстановительной обстановке, здесь постепенно происходило разделение железа и ванадия. Как известно, двухвалентное железо является хорошим мигрантом и в среде с повышенным давлением CO_2 легко образует хорошо растворимые бикарбонаты. По-видимому, за счет интенсивного выноса железа в виде $Fe(HCO_3)_2$ палеоморя этого этапа оказались обогащены растворенным железом, изобилие которого создавало предпосылки для возможного образования джеспилитов. Вполне вероятно также, что часть железа попадала в палеоводоемы протерозойского времени в результате интенсивной вулканической деятельности, как указывали Н. М. Страхов (1949), Л. Н. Формозова (1965, 1968), М. С. Точилин (1963, 1969) и ряд других исследователей. Однако очевидно, что и в этом случае растворенное железо вначале накапливалось в палеоводоемах в закисной форме.

Воможно, в отличие от двухвалентного железа трехвалентный ванадий, который является низшей формой валентности этого металла, не поступал в больших количествах в воды протерозойских морей, а скорее всего накапливался на суше. Такое поведение следует предположить, исходя из того, что V^{3+} весьма склонен к гидролизу с образованием трудно растворимого соединения $V(OH)_3$; значительно реже он может образовывать сложные карбонатные комплексы, легко растворимые в воде (Гаррелс, Крайст, 1968).

Распространение морских фотосинтезирующих водорослей и других организмов в морях нижнего протерозоя приводило к появлению кислорода, на первых порах не уходившего из гидросферы, а полностью рас-



Фиг. 62. Важнейшие этапы ванадиевого рудогенеза

ПЛ — планктогенные сланцы; *Б* — бентогенные сланцы; *П* — паралические угли; *К* — внутриконтинентальные угли; *Х* — кремнистые хемогенные породы; *Б* — кремнистые биогенные породы

ходовавшегося на окисление железа. Переход двухвалентного железа в трехвалентную форму немедленно сопровождался образованием гидроокиси, выпадавшей в осадок. Таким образом, жизнедеятельность древних морских организмов оказалась тесно связанной с формированием железных руд типа джеспилитов. Как подчеркнул Б. В. Каукин (1969), тонкослоистая текстура этих железо-кремнистых образований отражает сезонность жизнедеятельности планктона древних морей и периодическое обогащение морских вод кислородом.

Для нас очень важно напомнить, что обычно джеспилитовые руды древних эпох, несмотря на то, что они, несомненно, возникли в результате осаждения гидроокиси железа, повсеместно обеднены элементами-примесями и особенно ванадием. Вероятно, это связано с дефицитом растворенного ванадия в морских водах нижнего протерозоя и с его относительной концентрацией в продуктах выветривания на суше.

Нельзя также не отметить, что степень разделения ванадия и железа должна была зависеть от тех соотношений между взвешенной и истинно-растворенной формой миграции обоих элементов, которые устанавливались в данной геохимической обстановке. В периоды преимущественной миграции элементов в обломках и во взвеси степень дифференциации железа и ванадия уменьшалась, а в периоды господства растворов — возрастала.

Непрерывно увеличивающийся рост биомассы в морях докембрия и постепенное усложнение ее состава привели к тому, что в нижнем протерозое кислородсодержащие воды бассейнов оказались широко распространенными на Земле. Кроме того, под действием жизни углекислота начала постепенно исчезать из атмосферы и заменяться кислородом.

Этот второй период в геохимической истории Земли может быть назван эпохой становления современной атмосферы. Он охватывает интервал от 2000 до 600 млн. лет и соответствует среднему протерозою и рифею. На протяжении этого геологического времени кислород, вырабатываемый биосферой за счет углекислоты, все больше распространяется в атмосфере, а аммиак и метан практически нацело исчезают из ее состава. При этом по мере увеличения содержания кислорода в воздухе и водах все большее количество железа окисляется и переводится в трехвалентное состояние. Легко гидролизуясь уже в корах выветривания на суше, железо фиксируется в виде неподвижного $Fe(OH)_3$, и, таким образом, поступление растворенного железа в палеоморя по мере увеличения процентного содержания O_2 в зоне осадкообразования неуклонно сокращается.

Совершенно иначе вел себя ванадий. Переходя при окислении ванадиеносных минералов из V^{3+} в V^{4+} и V^{5+}, он в конце концов в виде легкорастворимого иона $VO_2(OH)_3^{2-}$ должен был вступать в миграцию и выноситься в конечные водоемы стока. Там растворенный металл легко извлекался из растворов планктоном и концентрировался в осадок.

Таким образом, если в течение предшествующего этапа максимальное накопление ванадия должно было осуществляться на суше, а железа — в море, то теперь их положение в региональном фациальном профиле переменилось. Ванадий преимущественно концентрируется в морских палеобассейнах, тогда как железо — в корах выветривания пенепленов. Вероятно, такая инверсия в фациальном положении железа и ванадия происходила не синхронно; между началом окисления железа и началом окисления ванадия должен был существовать разрыв во времени. Действительно, согласно данным В. В. Щербины (1939), окислительно-восстановительные потенциалы элементов образуют следующий ряд (для температуры 18° и децинормальной концентрации) $Fe(OH)_2 \rightarrow Fe(OH)_3 = -0{,}65$; $V^{3+} \rightarrow V^{4+} = +0{,}40$; $V^{4+} \rightarrow V^{5+} = +1{,}00$. Любая из этих пар является окислителем по отношению к элементам, расположенным выше, и восстановителем — к ионам, расположенным ниже. Это означает, что при появлении в атмосфере прошлого кислорода в первую очередь окислялось железо, и только потом — ванадий. Так как количество железа в литосфере очень велико по сравнению с ванадием, то можно предполагать, что фиксация его в корах выветривания в виде $Fe(OH)_3$ осуществлялась на протяжении большей части рассматриваемого периода и только в конце его массы ванадия обрели подвижность.

Усилению поступления ванадия в верхнепротерозойские моря предшествовало другое очень важное в его геохимии событие: в интервале примерно 1000—2000 млн. лет, благодаря интенсивной магматической деятельности, в зону осадкообразования были введены огромные количества этого металла в виде ванадийсодержащих титаномагнетитов, генетически и пространственно связанных с габброидными интрузиями (см. фиг. 59).

Вот эти две главные причины, т. е. **протерозойская магматическая деятельность и усилившийся снос ванадия с континентов в конечные водоемы стока, обусловленный изменением газового состава атмосферы, определили возникновение вендско-кембрийской эпохи осадочного рудообразования.**

В отличие от М. Н. Альтгаузена (1956) мы считаем, что не усиление притока океанических вод, несущих повышенное количество рудных компонентов, а геохимические события на прилегающих участках суши определили массовое образование осадочных рудных скоплений ванадия в начале фанерозоя.

Третий этап геохимической истории Земли начинается с вендско-кембрийского времени и заканчивается настоящим моментом, охватывая интервал времени в 600—670 млн. лет. Он характеризуется наличием современной атмосферы и интенсивным развитием окислительно-восстановительных процессов.

Главной отличительной чертой этого времени является безраздельное господство кислорода в составе атмосферы и газовой фазы гидросферы. Влияние его на процессы ванадиевого рудогенеза очень велико и сказывается двояко. Под непосредственным воздействием кислорода трехвалентный малоподвижный ванадий легко переходит в пятивалентную форму и начинает мигрировать в водах в виде истинного раствора.

Хотя отношение растворенный формы к взвеси в водах современных рек примерно равно $^1/_9$ (Коновалов и др., 1968; Конторович, 1968), растворы $VO_2(OH)_3^{2-}$ играют и играли в прошлом важную роль в формировании осадочных ванадиевых руд. Поступая в конечные морские водоемы, где на протяжении фанерозоя огромное значение приобрел планктон (см. фиг. 62), растворенный пятивалентный ванадий извлекался организмами, восстанавливался до трехвалентного и поступал в осадок, где он суммировался с механогенным ванадием, поступившим в форме взвеси, и образовывал рудные скопления типа углеродистых сланцев или фтанитов.

Это непосредственное воздействие кислорода на поведение рудного компонента почти всегда сочетается с косвенным его влиянием, которое, в первую очередь, проявляется в воздействии на главные концентраторы металла — железо и органическое вещество нефтяного ряда (животное органическое вещество). Действительно, под действием кислорода двухвалентное железо, которое совершенно индифферентно по отношению к ванадию, переходит в трехвалентную форму, обладающую способностью жадно сорбировать V_2O_5, имеющую большую «ванадиевую емкость». Таким образом, под влиянием O_2 на суше, в коре выветривания, в результате преобразований железистых минералов создаются потенциальные концентраторы ванадия — гидроокислы Fe.

В эпохи усиленного выноса железа с континентов и образования железорудных скоплений в устьях рек и прибрежных участках морских водоев в движение приводится колоссальный по объему железистый фильтр. Мигрирующие частицы геля трехвалентного железа повсеместно начинают извлекать из вод растворенный в них пятивалентный ванадий, причем количество сорбированного элемента в каждой отдельной частице $Fe(OH)_3$ в какой-то мере пропорционально частоте встреч с молекулами V_2O_5, а последняя зависит от количества ванадия, растворенного в водах рек, озер и морей, и от длины пути, пройденного каждой частицей железа.

Поскольку содержание ванадия в речных озерных и морских водах в среднем возрастает от 0,001 до 0,002 *мг/л* (табл. 44) и соответственно растет содержание этого металла в различных фациальных типах гидроокисных железных руд в направлении от остаточных образований к речным и морским рудам (см. табл. 26), можно считать, что при транспортировке частицы $Fe(OH)_3$ все больше обогащались ванадием. Максимальной величины количество сорбированного V_2O_5 достигало в условиях прибрежно-морского рудогенеза.

В эпохи усиленного образования гидроокисных железорудных скоплений основная масса растворенного в водах ванадия связывалась с железом и не поступала в более глубоководные части водоемов, где органогенные илы, впоследствии преобразовавшиеся в горючие сланцы, в эти периоды оказывались резко обедненными в отношении этого металла. Континентальный железистый фильтр из мигрирующих частиц $Fe(OH)_3$ сорбировал весь ванадий и увлекал его за собой в осадок.

Так как накопление железных руд усиливалось к мезо-кайнозойской части разреза (см. фиг. 62), естественно, что в начале палеозоя органогенно-глинистые сланцы и фтаниты должны были содержать повышенное количество пятиокиси ванадия. В эпохи усиления сорбции V_2O_5 железом на континентах содержание ванадия во фтанитах и горючих сланцах падало.

Таким образом, два наиболее действенных концентратора ванадия — гидроокись железа и органическое вещество — на протяжении

Таблица 44

Распределение содержания ванадия в поверхностных водах (в *мг/л*)

V	Литературный источник	V	Литературный источник
Дождевые воды		Морские воды	
0,0003–0,0028	Sugawara et al. (1956)	0,0003—0,0007	Ernst, Höermann (1936)
Снеговые воды		0,0003—0,0004	Там же
0,0013	Sugawara et al. (1956)	Среднее —0,005	А. П. Виноградов (1944)
Речные воды		0,0003	Sverdrup et al. (1950)
0,0001—0,003	Sugawara et al. (1956)	0,003	Ischibashi et al. (1951)
Среднее —0,001	Там же	0,005	Black, Mitchell (1952)
Среднее —0,001	Durum, Haffty (1963)	0,0013—0,0029	Sugawara et al. (1956)
Следы —0,004	Г. С. Коновалов и др. (1968)	Среднее —0,002	Goldberg (1961)
Среднее —0,0012	Там же		
Озерные воды			
0,0001—0,0014	Sugawara et al. (1956)		
Среднее —0,0007	Там же		

фанерозойского этапа выступают в качестве конкурентов. Преобладание то одного, то другого концентратора во времени приводило к инверсии рудных скоплений ванадия на границе верхнего палеозоя.

Нельзя также не отметить огромную роль кислорода в преобразовании органического вещества нефтяного ряда. Окисление нефтей, с одной стороны, вызывает резкое изменение геохимических свойств вмещающих пород и пластовых вод, образование геохимических барьеров и осаждение вблизи от залежи редких металлов. С другой стороны, окисление увеличивает способность нефти извлекать из вод и пород-коллекторов ванадий, никель и ряд других элементов. Увеличение «ванадиевой емкости» происходит на протяжении почти всех преобразований нефтяных углеводородов из тяжелых нефтей в мальты, асфальтиты, кериты и антраксолиты.

Однако в отличие от тонкодисперсного и хорошо мигрирующего в речных водах «железистого фильтра», «битумный фильтр» по мере увеличения способности сорбировать и извлекать ванадий становится все менее подвижным. Поэтому можно предполагать, что в увеличении ванадиеносности асфальтитов огромную роль играют пластовые воды, доставляющие к ним растворенный ванадий.

В заключение хочется подчеркнуть, что все разнообразие месторождений ванадия в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое в значительной степени связано с преобразованиями нефтяного органического вещества под действием процессов окисления. Изобилие кислорода в атмосфере Земли оказало, таким образом, несомненно, определяющее влияние на миграцию и концентрацию ванадия в зоне гипергенеза.

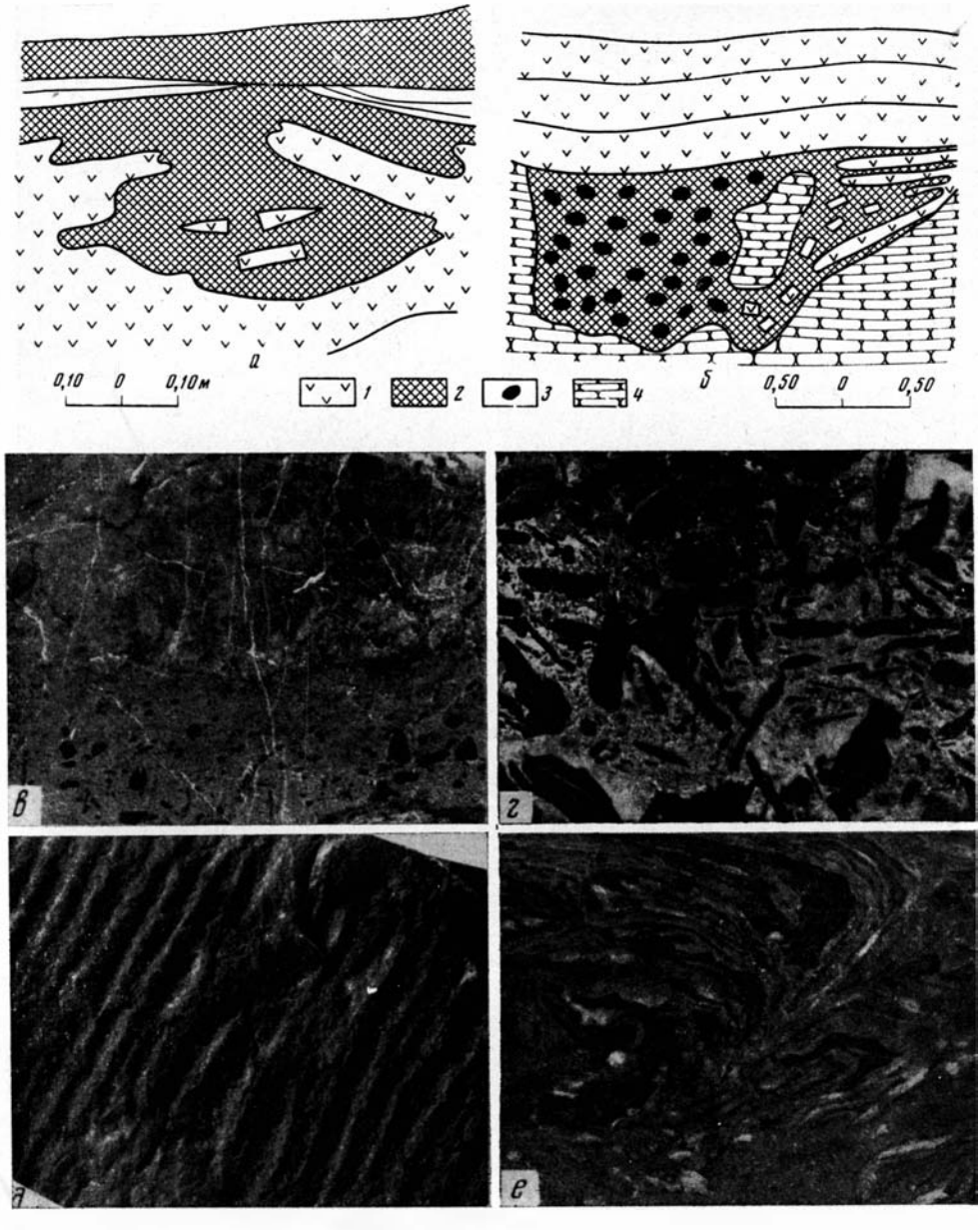


Таблица I. Текстуры обломочных фосфоритов

а, б — зарисовки карманообразных промоин в кремнистых породах и доломитах, заполненных конгломерато-брекчиями:
1 — кремни и кремнево-фосфатные породы,
2 — фосфориты,
3 — фосфоритовые обломки,
4 — доломиты;
в, г — фотографии пришлифовки фосфорито-кремнистой конгломерато-брекчии:
в — I типа,
г — II типа;
д, е — фотографии фосфоритовых песчаников:
д — знаки ряби в фосфоритах месторождения Кара-Шат (нат. вел.),
е — текстуры взмучивания в фосфоритах месторождения Кок-Су

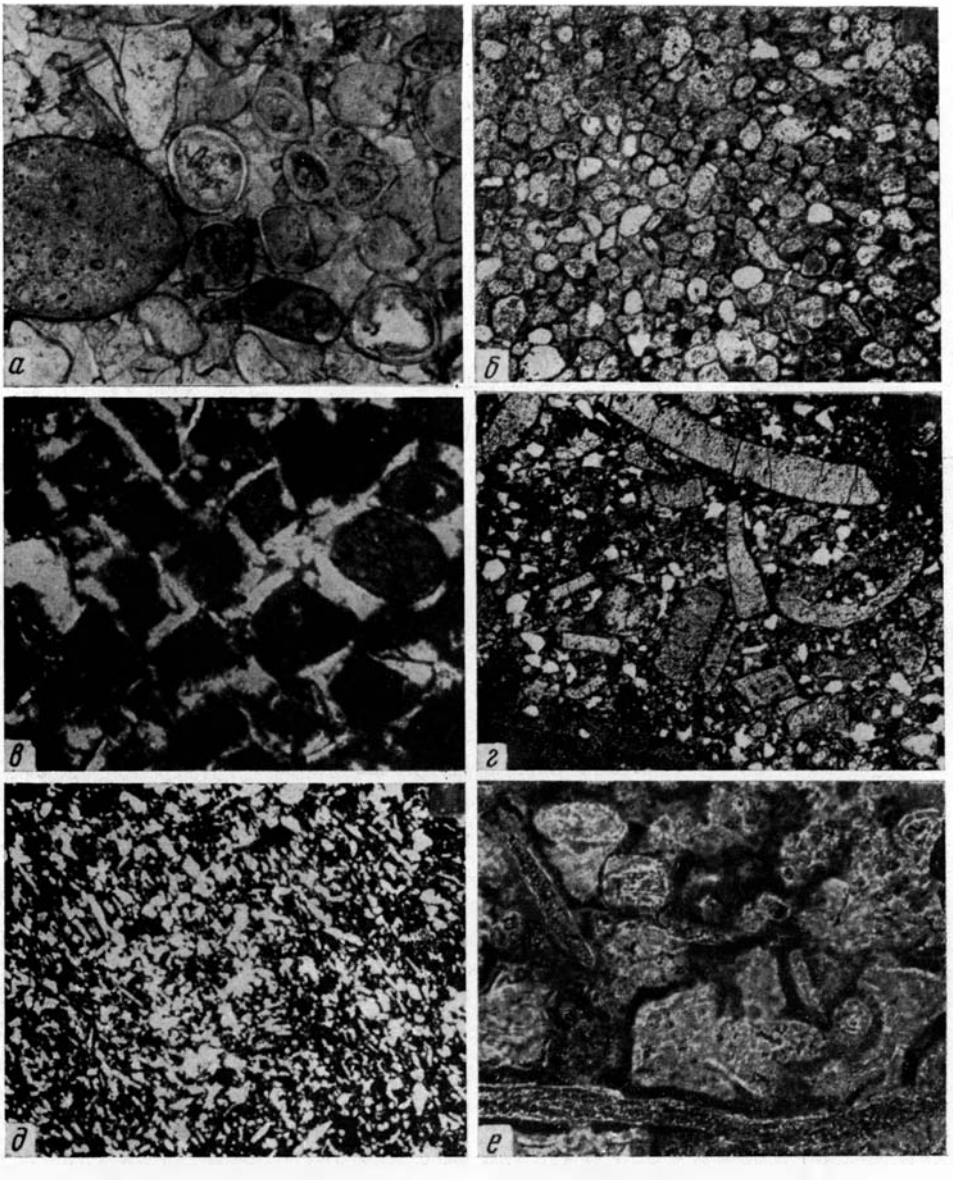


Таблица II. Микрофотографии фосфоритов и кремнистых пород

а — фосфоритовый песчаник с карбонатным цементом, увел. 26, без анализатора;
б — фосфоритовый алевролит, увел. 72, без анализатора;
в — фосфоритовый алевролит с «сетчатой» структурой, увел. 160, николи скрещены;
г — обломки фосфатных хиолитов, увел. 29, без анализатора (фото Т. Д. Джумалиева);
д — спонголит с включениями фосфатных оолитов, увел. 29, без анализатора;
е — спонголит, увел. 75, без анализатора

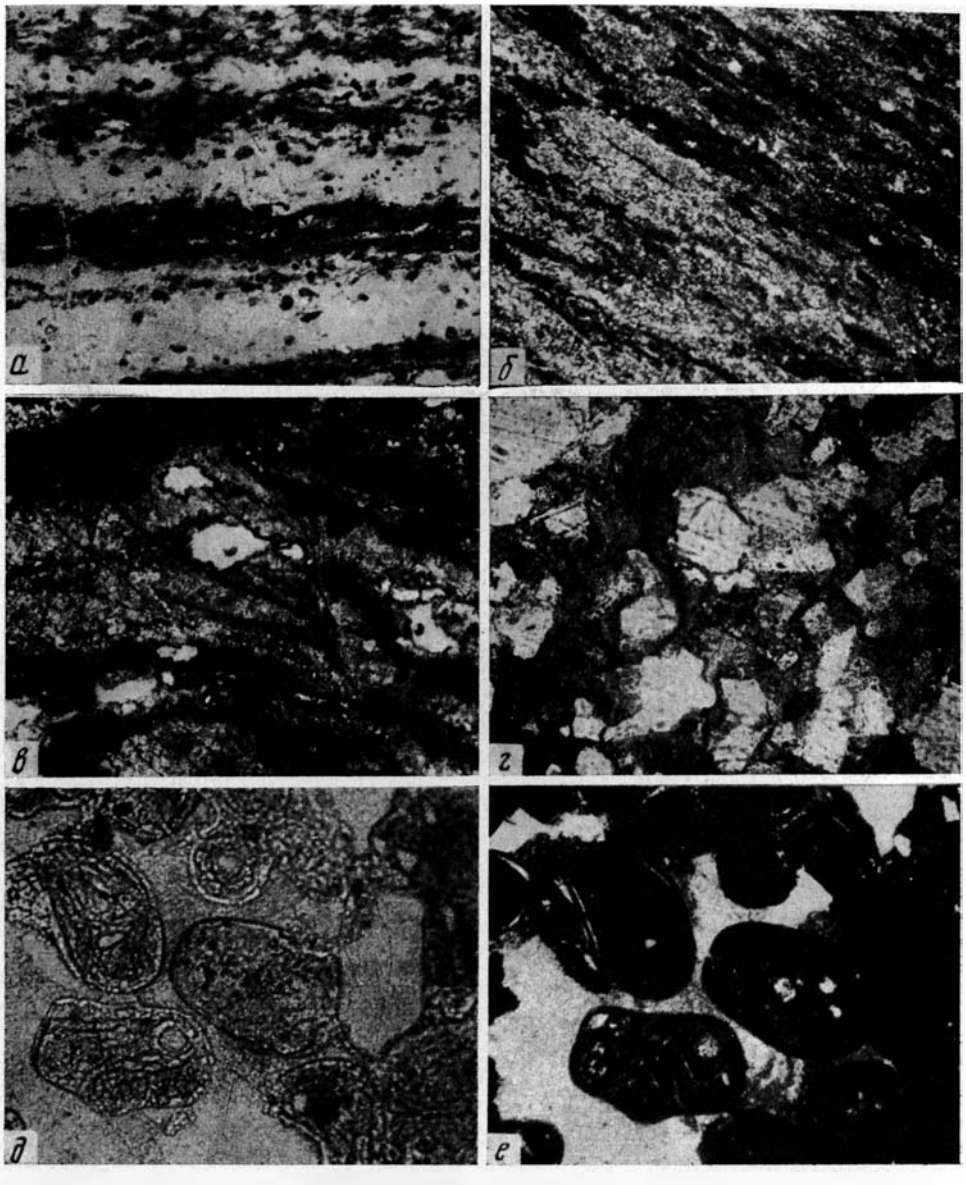


Таблица III. Микрофотографии кремнистых, железо-марганцевых, обломочных пород и карбонатных фосфоритов

а — переслаивание спонголитового (светлое) и фтанитового (темное) материала во фтаните, увел. 15, без анализатора;

б — углеродисто-кремнистый фтанит, увел. 15, без анализатора;

в — марганцевые минералы замещают водорослевые слойки в железо-марганцевой руде, увел. 15, без анализатора;

г — кварцевый песчаник с фосфатно-кремнистым цементом, увел. 45, без анализатора;

д, е — зернисто-оолитовые фосфориты с вторичным карбонатным цементом, видно разъедание и замещение фосфатных частиц карбонатным минералом, увел. 70, без анализатора

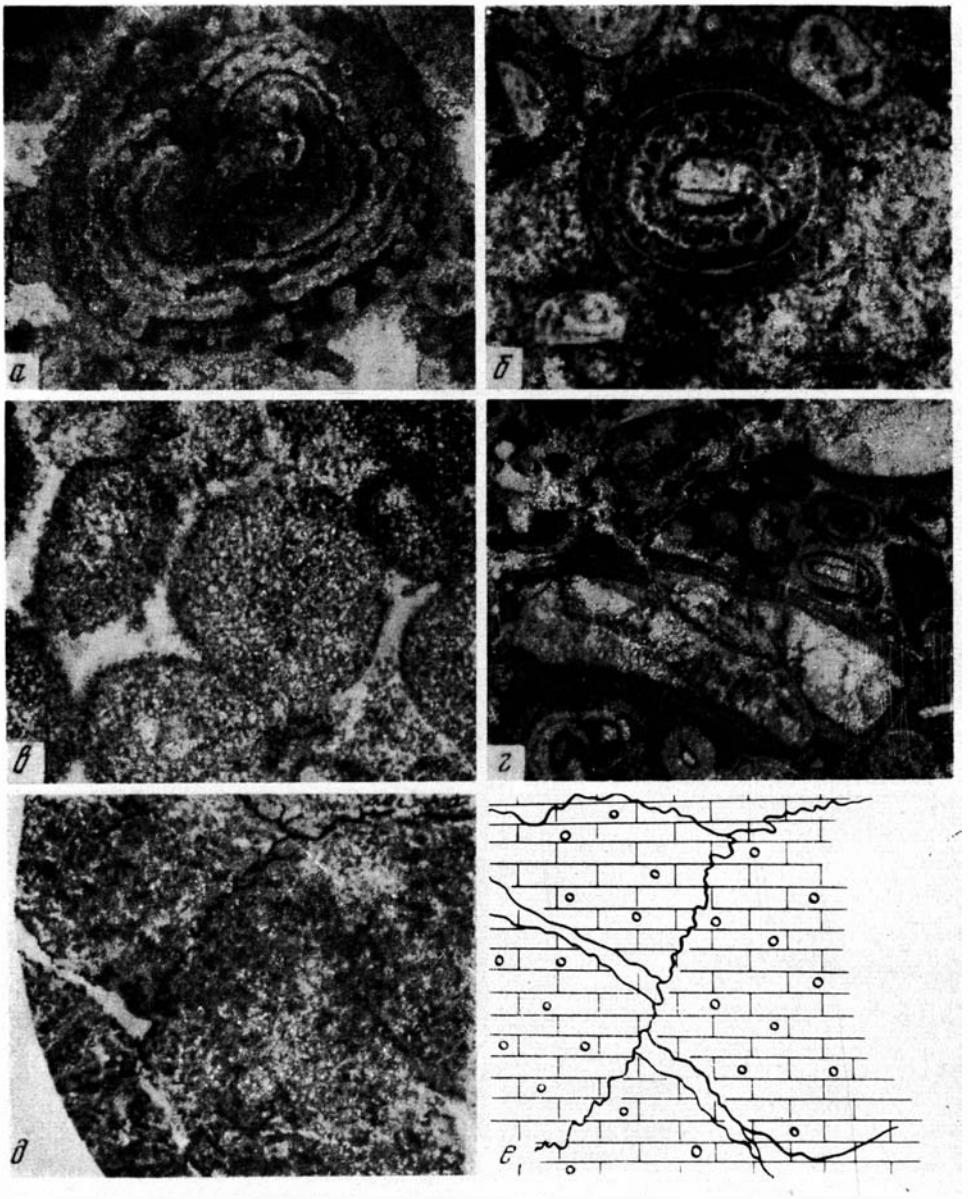


Таблица IV. Эпигенетические изменения оолитов и взаимоотношения стилолитов с различными частями карбонатных пород

а — прорастание кристаллов кварца сквозь концентры известковых оолитов, увел. 46, без анализатора;

б, *в* — доломитизация известковых оолитов, увел. 46, без анализатора:

б — обр. 290,

в — обр. 32;

г — микрофотография обломка раковинки гастроподы, смещаемого стилолитовым швом, обр. 3644, увел. 37, без анализатора;

д, *е* — фотография и зарисовка обр. 1143, в котором стилолитовый шов сечет и смещает прожилок кальцита (нат. вел.)

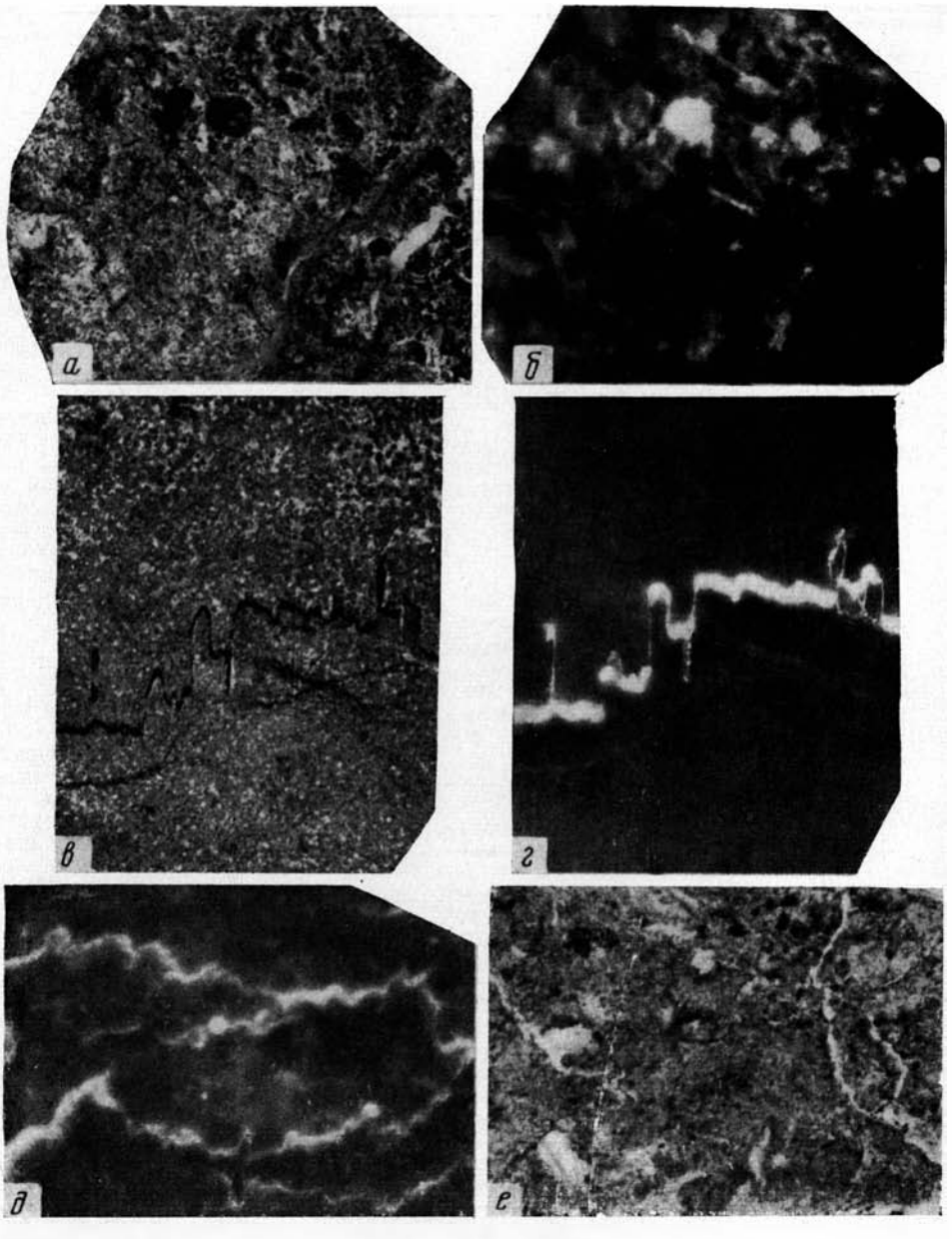


Таблица V. Фотографии и радиографии штуфов карбонатных пород (нат. вел.)

а, *б* — урановая минерализация в ядрах гастропод;
в, *г* — урановая минерализация в стилолитовом шве;
д, *е* — урановая минерализация в сутурах устричника

Абрагам Г. Асфальты и другие битумы. ОНТИ, 1934.

Абрамович М. В. Изменение свойств нефти в нефтяном пласте в связи с условиями его залегания.— Труды Геол. ин-та Азерб. ССР, 1939, 19.

Алиев А. Г. Условия образования осадочных формаций юго-восточного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 5.

Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. Госгеолтехиздат, 1956.

Анджелелли В. Распределение и характеристика месторождений и рудопроявлений урана в Аргентине.— В кн. «Материалы Межд. конф. по мирному использованию атомной энергии». Т. 6. ГОНТИ, 1955.

Анкинович С. Г. К вопросу о палеогеографических условиях в нижнем палеозое в северо-западном Каратау.— Труды Каз. горно-металлург. ин-та, геология, горное дело, металлургия, 1954, № 9.

Анкинович С. Г. К стратиграфии нижнего палеозоя Джебаглы-Каратау-Улутаусской зоны.— Труды Совещ. по унификации стратигр. схем нижнего палеозоя. Изд-во АН СССР, 1959.

Анкинович С. Г. Казахстан — новая сырьевая база ванадия.— В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина о геологии Казахстана». Алма-Ата, 1960.

Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1961.

Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау.— Труды Каз. горно-металлург. ин-та, 1959, № 18.

Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Об условиях образования и палеографической позиции накопления нижнепалеозойских ванадиеносных сланцев, фосфоритов и алюмофосфатных пород каратаусского типа.— В кн. «Литологические исследования в Казахстане». Изд-во «Наука», 1968_1.

Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». Изд-во «Наука», 1968_2.

Аносов Ф. Я. Ванадий в некоторых осадочных породах. Отдельные вопросы его геохимии. Л., Изд-во АН СССР, 1930.

Архангельский А. Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов.— В кн. «Фосфориты СССР», Л., Изд-во Геолком, 1927.

Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1930, 8.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. Госгеолиздат, 1947.

Архангельский А. Д., Копченова Е. В. К познанию химического состава железных руд СССР. ОНТИ, 1935.

Архангельский А. Д., Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, 10, № 2.

Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию.— В кн. «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». Изд-во «Наука», 1967.

Аширов К. Б. Об условиях залегания нефти в карбонатных породах Среднего Поволжья.— Геол. нефти и газа, 1960, № 10.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.

Батулин С. Г., Головин Е. А. Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Атомиздат, 1965.

Бгатов В. И., Герасимов Е. К., Казаринов В. П. Фосфориты.— В кн. «Выветривание и литогенез». Изд-во «Недра», 1969.

Безруков П. Л. Нижнесилурийские геосинклинальные фосфориты в северо-восточной ветви хребта Каратау.— Докл. АН СССР, 1938, 18, № 7.

Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ.— В кн. «Фосфориты Каратау». Алма-Ата, Изд-во Каз. АН ССР, 1954.

Безруков П. Л., Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Новые данные о возрасте фосфоритоносной толщи Кара-Тау.— Докл. АН СССР, 1940, 28, № 3.

Бенеславский С. И. Минералогия бокситов (критерии оценки качества и технологических свойств бокситовых руд

по их вещественному составу). Госгеолтехиздат, 1963.
Берлинг Н. И. Получение ванадия из ванадийсодержащих железных руд.— Горн. журнал, 1925, № 3.
Беспалов В. Ф. Геологическая карта хребта Каратау.— В кн. «Геология окрестностей рудника Байджансай». Алма-Ата, Каз. гос. изд-во, 1940.
Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
Бетехтин А. Г., Красновский Г. М., Рудин А. А., Татаринов П. М. Методика поисковых разведок, опробования и подсчета запасов месторождения хромистого железняка. Госгеолиздат, 1941.
Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, 1955.
Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. ГОНТИ, 1956.
Блох А. М. Элементы-примеси в костном фосфате ископаемых рыб.— В кн. «Геология редких элементов». Вып. 24, Изд-во «Недра», 1964.
Богатиков О. А. Состав и генетические особенности титаномагнетитовой минерализации в Арсентьевском массиве Бурятии. Изд-во «Наука», 1965.
Богатиков О. А. Основные породы СССР и место в них апатитовой минерализации.— В кн. «Апатиты». Изд-во «Наука», 1968.
Богданов А. А. Основы геологического строения Каировского нефтяного месторождения.— Нефт. хоз-во, 1934, № 2.
Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела.— В кн. «Тектоника СССР». Т. I. Изд-во АН СССР, 1948.
Богданович К. И. Рудные месторождения. Т. I—II. СПб., 1912—1913.
Богданович К. И., Ненадкевич К. А. Ванадий. Т. IV, вып. 14. СПб., КЕПС, 1919.
Бокова Л. М., Попов А. И. О находке обломочных пород (тиллитоподобных) в метаморфической толще Киргизского хребта.— Сов. геология, 1941, № 3.
Борисенко Л. Ф., Борисенко Е. И. Волконскоит из красноцветов Прикамья.— Труды Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13.
Борисенко Л. Ф., Щербина В. В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих их минералах.— В кн. «Геохимия редких элементов». М., 1959.
Боровиков Л. И. Нижней палеозой Джезказган-Улутаусского района западной части Центрального Казахстана. Госгеолтехиздат, 1955.
Ботвинкина Л. Н. Ритмит — особый текстурный тип породы смешанного состава.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Гостоптехиздат, 1957.
Бродская Н. Г., Холодов В. Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау.— Докл. АН СССР, 1965, 165, № 6.
Бронгулеев В. В. Строение среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. Гостоптехиздат, 1961.
Брукс К. Климаты прошлого. ИЛ, 1952.
Бубличенко Н. Л. Заметки о нижнем палеозое хребта Каратау (Северный Туркестан).— Проблемы сов. геологии, 1935, № 11.
Булач М. Х. О трещиноватости меловых отложений Чечено-Ингушской АССР в связи с изучением их коллекторских свойств.— Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 165.
Булач М. Х., Каплан М. Е. Результаты изучения трещиноватости верхнемеловых пород на Северо-Восточном Кавказе.— Труды ВНИГРИ, 1962, вып. 193.
Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов.— Бюлл. МОИП, 1938, 16, вып. 4.
Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН СССР, 1954.
Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Ч. 1. Изд-во АН СССР, 1958_1.
Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958_2.
Бушинский Г. И. О стилолитах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. Изд-во «Наука», 1966_1.
Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966_2, № 3.
Бушинский Г. И. Формация Фосфориа. Изд-во «Наука», 1969.
Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. ИЛ, 1949.
Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергард, Гренландия.— В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ, 1952.
Варенцов И. М. О главнейших марганцеворудных формациях.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.
Варенцов И. М., Базилевская Е. С., Белова И. В., Семенова М. Г. Особенности распределения Ni, Co, Cr, V, Cu в рудах и вмещающих отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна.— В кн. «Марганцевые рудные месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1966.
Вассоевич Н. Б. Подводнооползневые явления в среднем миопене Дагестана.— Азерб. нефт. хоз-во, 1949, № 3.

Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза.— В кн. «Геология и геохимия». Т. 1 (VII). ГОНТИ, 1957.
Вахрамеев С. А. Хромиты (хромшпинелиды) Урала и их классификация. Свердлгиз, 1935.
Вебер В. Н. Восточный Каратау (Аулиеатинский уезд, Туркестан). Изв. Геолкома, 1925, 14, № 9.
Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист Аулиэ-Ата, р. VII, л. 6.— Труды ВНИГРИ, 1935, вып. 67.
Ведеполь К. Г. Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в северо-западной Германии.— В кн. «Химия земной коры». Т. II. Изд-во «Наука», 1964.
Везирова А. Д., Горина Б. А. О механизме образования и роли стилолитовых швов как коллекторов для нефти и газа.— Новости нефт. и газ. техники, серия геол., 1962, № 8.
Величко Е. А. Роль сутурных швов в улучшении коллекторских свойств известняков.— Новости нефт. и газ. техники, серия геол., 1962, № 8.
Вернадский В. И. Парагенез химических элементов в земной коре. Речь на открытии секции геологии и минералогии 28 декабря 1909 г.— В кн. «Дневники XII съезда русских естествоиспытателей и врачей (1909—1910)». Отд. 1. М., 1910.
Вернадский В. И. Очерки геохимии. Госиздат, 1927.
Вернадский В. И. Очерки геохимии. Госиздат, 1934.
Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Ч. III.— Труды Биохим. лабор., 1944, 6.
Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли.— Изд-во АН СССР, 1959.
Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего корбона северо-западного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
Высоцкий Н. К. Полезные ископаемые Урала.— В кн. «Объяснительная записка к геологической карте Урала, масштаб 1 : 500 000». ГОНТИ, 1939.
Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау.— Бюлл. МОИП, 1936, 14, № 4.
Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов.— Сов. геология, 1940, № 9.
Гапеев А. П., Смирнов А. И., Алленов Е. С. О метаморфических апатитовых породах Малого Каратау.— В кн. «Апатиты». Изд-во «Наука», 1968.
Гаррис М. А., Постников Д. В., Попов Ю. Н. и др. О возрасте габброидов Урало-Волжской области.— В кн. «Вопросы датирования древнейших геологических образований и основных пород». Изд-во «Наука», 1967.
Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. Изд-во «Мир», 1968.
Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции.— В кн. «Железорудные месторождения мира». Т. 2. ИЛ, 1955.
Гейслер А. Н. Синхроничные горизонты в циклических осадочных толщах.— В кн. «Литологический сборник». Т. III. Гостоптехиздат, 1950.
Германов А. И. Уран в природных водах.— В кн. «Основные черты геохимии урана». Изд-во АН СССР, 1963.
Германов А. И., Батулин В. Г., Волков Г. А. и др. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах.— В кн. «Ядерное горючее и реакторные металлы». Атомиздат, 1959.
Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Изд-во АН СССР, 1959.
Гиммельфарб Б. М. К вопросу о возрасте фосфоритов Каратау.— Докл. АН СССР, новая серия, 1950, 21, № 1.
Гиммельфарб Б. М. Краткая характеристика фосфоритных месторождений Кок-су и Ак-сай.— В кн. «Фосфориты Каратау». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1954.
Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Геология и полезные ископаемые Чулак-Тау.— В кн. «Фосфориты Каратау». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1954.
Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М. Фосфоритоносные отложения бассейна Каратау.— В кн. «Международный конгресс по седиментологии». Изд-во АН СССР, 1960.
Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поиска. Госгеолтехиздат, 1957.
Глебовская Е. А., Волькенштейн М. О. Спектры порфиринов в нефтях и битумах.— Ж. общ. хим., 1948, 18, вып. 8.
Гмид Л. П. Результаты литолого-петрографического исследования трещиноватых пород палеозоя Башкирского Приуралья, Южно-Минусинской котловины и Иркутского амфитеатра.— В кн. «Трещиноватые породы и их коллекторские свойства». Гостоптехиздат, 1958.
Голдырев Г. С., Кузнецов Л. А. Об одном случае стилолитовой текстуры.— Труды Иркутск. ун-та, 1959, 14.
Головин Е. А. О двух группах экзогенных процессов в урановых месторождениях.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.— В кн. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
Горин В. А., Акаева В. П. Стилолитовые швы в карбонатных породах верхнего мела Северного склона Малого

Кавказа.— Ученые записки Азерб. гос. ун-та, 1963, № 1.

Губкин И. М. Учение о нефти. ОНТИ, 1937.

Гуляева Л. А. Микроэлементы нефтей и битумов перми и карбона Урало-Поволжья.— Труды Ин-та нефти АН СССР, 1954, 3.

Данчев В. И., Ольха В. В. Некоторые вопросы генезиса уранового оруденения в связи с изучением эффективной пористости рудосодержащих карбонатных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.

Данчев В. И., Шиловский П. П. Ванадий.— В кн. «Металлы в осадочных породах». Изд-во «Наука», 1965.

Деменкова П. Я. К вопросу о связи ванадия и никеля с нефтями девонских отложений Волго-Уральской области.— Труды ВНИГРИ, 1955, вып. 82.

Деменкова П. Я. Связь ванадия и никеля с компонентами нефтей из третичных отложений Албании.— Труды ВНИГРИ, 1956, геол. сб. № 2.

Деменкова П. Я., Захаренко Л. Н., Курбатская А. П. О связи ванадия и никеля с компонентами нефтей. Волго-Уральской области.— Труды ВНИГРИ, 1958, вып. 17.

Денисова Т. А. Явления подводного оползания в миоценовых отложениях Предкарпатья.— Труды Дальневост. политехн. ин-та, 1959, 54, вып. 3.

Джумалиев Т., Холодов В. Н. Кремнистые породы чулактауской свиты Малого Каратау и условия их образования.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 2.

Дорофеева Т. В., Вычев В. Т. О стилолитах в карбонатных отложениях верхнего мела Чечено-Ингушской АССР.— Труды ВНИГРИ, 1962, вып. 193.

Дорр Д. В., Гилд Ф. В. Железорудные месторождения Бразилии, гл. II—III.— В кн. «Железорудные месторождения мира». Т. 1. ИЛ, 1955.

Еганов Э. А. Случаи формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления.— Геол. и геофиз., 1964, № 3.

Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1968.

Ергалиев Г. Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны.— Изв. АН Каз. ССР, 1965, № 6.

Ергалиев Г. Х. Стратиграфия и биостратиграфия кембрия и тремадока Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны Восточного Казахстана. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1967.

Ефремов Н. Е. К генезису железорудных месторождений Керченского и Таманского полуострова.— Сов. геология, 1938, № 5.

Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений.— Изв. Геолком, 1926, 45, № 1.

Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива.— Труды ИГН АН СССР, 1957, вып. 8.

Зильберминц В. А., Безруков П. Л. О распространении ванадия в мезозойских угленосных отложениях Южного Урала.— Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, 1936.

Зильберминц В. А., Рожкова Е. В. Распространение V, As и Mn в керченских железных рудах.— Мин. сырье, 1928, № 5.

Зильберминц В. А., Костыркин В. М. и др. О распространении ванадия в ископаемых углях.— Труды ВНИИМС, 1936, вып. 87.

Зингевальд Д. Т. Генетические группы гипогенных месторождений и их местонахождение в западных штатах.— В кн. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Золотницкий Н. С. О явлениях подводного оползания осадков на северо-восточном Кавказе в олигоценовую эпоху и об их геологическом значении.— Научн. записки Львовск. политехн. ин-та, 1959, вып. 53, № 2.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. ГОНТИ, 1960.

Исаева А. Б. Химический состав железо-марганцевых конкреций Индийского океана.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3.

Казаков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. I. Система $CaO — P_2O_5 — H_2O$ в полях низких концентраций.— Труды Н.-и. ин-та удобр. и инсектофунгисидов, 1937, вып. 139.

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.

Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Львов, 1956.

Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород.— Труды Моск. геол.-разв. ин-та, 1958, 33.

Каплан М. Е. Стилолиты верхнемеловых известняков Северо-Восточного Кавказа.— Труды ВНИГРИ, 1964, вып. 228.

Каримов А. К. Исследования ароматических углеводородов сернистых нефтей Второго Баку.— Труды ВНИГРИ, 1955, вып. 82.

Карцев А. А., Шугрин В. П. Геохимические методы исследований при поисках нефти и газа. Изд-во «Недра», 1964.

Катушенок И. И. О месторождениях ванадистых титаномагнетитов на Курильских островах.— Сообщ. Сахал. компл. НИИ, 1959, вып. 7.

Катченков С. М. О некоторых общих закономерностях накопления минеральных элементов в нефти и каменном угле.— Докл. АН СССР, 1952, 6, № 2.

Катченков С. М. Малые элементы в осадочных породах и нефтях. Гостоптехиздат, 1959.

Каукин Б. В. О происхождении железистых кварцитов.— В кн. «Проблемы образования железистых пород докембрия». Киев, изд-во «Наукова Думка», 1969.

Каширцева М. Ф. Распространение малых элементов в медных песчаниках Западного Приуралья.— Сов. геология, 1962, № 7.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды ИГН АН СССР, 1949, вып. 104.

Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.

Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 4.

Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР.— В кн. «Геология докембрия». Изд-во «Наука», 1968.

Келли В. Распределение урана на плато Колорадо.— В кн. «Матер. Межд. конф. по мирн. исп. атомн. энергии». Т. 6. Изд-во ООН, 1955.

Кливцова А. А., Солонцев Л. Ф. К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы.— Изв. Каз. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.

Клубов В. А., Нечитайло С. К., Петропавловский В. В. и др. Геологические закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. Изд-во «Недра», 1968.

Книппер А. Л. О происхождении тиллитоподобных конгломератов Южного Улутау (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР, 1962, № 4.

Ковалев А. А. Эвапорационные рудопроявления урана в аридных районах.— Вест. АН Каз. ССР, 1962, 204, № 3.

Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона нижнего карбона хр. Каратау (Южный Казахстан).— В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». Изд-во АН СССР, 1956.

Колотухина С. Е., Первухина, А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. Изд-во «Наука», 1964.

Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». Изд-во «Наука», 1968.

Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. Атомиздат, 1960.

Константинов С. В., Кечек Г. А., Белорусов В. В., Красильников Л. В. Керченские железорудные месторождения.— Труды Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 325.

Конторович А. Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов).— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». Изд-во «Наука», 1968.

Копелиович А. В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы.— Докл. АН СССР, серия геол., 1958, 119, № 2.

Копелиович А. В. Эпигенез древних осадочных толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во «Наука», 1965.

Копченова Е. В. Озерные и болотные руды Кончеозерского и Сегозерского районов.— Труды Ин-та геол. и минер., 1934, вып. 3.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадиального анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений Западного Верхоянья).— В кн. «Методы изучения осадочных пород». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1957.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. Гостоптехиздат, 1952.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. ИЛ, 1958.

Краускопф К. Факторы, контролирующие концентрацию тринадцати редких металлов в морской воде.— В кн.«Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.

Кренделев Ф. П. Редкий случай пересечения стилолитовых швов.— Докл. АН СССР, серия геол., 1964, 154, № 3.

Кропоткин П. Н. Проблема происхождения нефти.— Сов. геология, 1955, № 47.

Кропоткин П. Н. Евразия как сложный континент (Eurasia as a composite continent).— Доклад на Симпозиуме по дрейфу континентов. Монтевидео, 1967.

Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани.— Труды Каз. обва естеств., 1925, 50, вып. 6.

Кротова В. А. Роль гидрогеологических факторов в образовании, сохранности и разрушении нефтяных залежей. Гостоптехиздат, 1957.

Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений.— Труды ВНИГРИ, 1962, вып. 191.

Крылов И. Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау.— Труды ГИН АН СССР, 1967. вып. 171.

Кудрявцев П. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Гостоптехиздат, 1963.

Кунин Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. Изд-во «Недра», 1968.

Курман И. М. Борные провинции СССР и направление поисковых работ на борное сырье.— Труды Гос. н-и. ин-та горно-хим. сырья, 1957, 1.

Лапинская Т. А., Богданова С. В. Об основных породах фундамента Волго-Уральской области в связи с определением их абсолютного возраста.— В кн. «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород», Изд-во «Наука», 1967.

Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира.— Труды ИГН АН СССР, 1953, вып. 148.

Лебедев А. П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.

Лебедев А. П. Титаноносные пояса древних складчатых систем юга Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, 155, № 6.

Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском габброидном массиве (Забайкалье).— В кн. «Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации». Изд-во «Наука», 1965.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. ОНТИ, 1937.

Ливеровская Е. В. Материалы к восстановлению условий осадконакопления в палеогене Ферганы по фауне моллюсков.— Труды ВНИГРИ, новая серия, 1953, вып. 66.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Т. I—III. ОНТИ, 1934.

Лисицын А. К. Гидрогеологические предпосылки экзогенного эпигенетического рудообразования с участием пластовых вод.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.

Лисицина Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Труды ГИН АН СССР, 1973, вып. 231.

Литвиненко А. У. До генезису кі мерійских залізистих в дкладів.— Геол. журн. АН УССР, 1953, 13, вып. 2.

Литвиненко А. У. К минералогии биоморфоз в связи с генезисом железных руд Приазовского бассейна.— Труды Львовск. гос. ун-та, вопр. минер. осад. обр., 1956, кн. 3-4.

Ловеринг Т. С. Докембрийские рудные месторождения Колорадо и южного Уайоминга.— В кн. «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Ломашов И. П. О некоторых закономерностях распределения германия в угленосных отложениях.— Докл. АН СССР, 1960, 137, № 3.

Лукашев К. И. Редкие металлы и их использование в промышленности. Изд-во АН БССР, 1956.

Лурье А. М. Меденосность осадочного чехла Русской платформы.— В кн. «Рудоносность Русской платформы». Изд-во «Наука», 1965.

Людоговский Г. И. Ванадий.— В кн. «Требования промышленности к качеству минерального сырья». Вып. 3. Госгеолтехиздат, 1960.

Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Ч. II. Изд-во МГУ, 1952.

Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, вып. 4.

Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Труды Совещ. по униф. стратигр. схемы допал. и палеозоя Вост. Каз., 1958, 1.

Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 3.

Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан).— В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Изд-во АН СССР, 1963.

Мак-Клейн Л. Балвинкель Е. Хьюгинс Дж. Химия карбонатных соединений урана.— В кн. «Химия ядерного горючего». М., 1956.

Малаховский В. Ф. Геохимия и основные вопросы генезиса гипергенных керченских железных руд.— Труды Львовск. гос. ун-та, 1956, кн. 3-4.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.

Малышок В. Т., Обухов О. К. О цементирующих средах и закономерностях изменения пористости и проницаемости продуктивных горизонтов нефтяных месторождений Кубани.— Геол. нефти и газа, 1960, № 10.

Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1962, № 4.

Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья.— Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 15.

Маслов В. П. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Маслов В. А. К вопросу об образовании стилолитовых швов.— Труды Горногеол. ин-та, 1958, вып. 1.

Машкара И. И. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви хребта Каратау.— Пробл. сов. геологии, 1938, 5, № 11.

Миропольский Л. М. Топогеохимическое исследование пермских отложений в Татарии. Изд-во АН Каз. ССР, 1956.

Миропольский Л. М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис.— Ученые записки Каз. гос. ун-та, 1960, 98, кн. 1.

Мирошников Л. Д. К вопросу о подводных оползнях в связи с наблюдениями на северо-западе Сибирской платформы.— Вест. ЛГУ, 1960, № 12.

Морковников В. В., Оглоблин В. Н. Исследование кавказской нефти.— Ж. Русск. физ.-хим. об-ва, 1883, 14, 237.

Москвин М. М., Семихатов М. А. Подводнооползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.

Москевич М. М. Ванадий.— В кн. «Минеральные ресурсы капиталистических стран». Госгеолиздат, 1959.

Мурашев Д. Ф. Главнейшие медные и медно-цинковые месторождения восточного склона Урала.— В кн. «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР», ГОНТИ, 1931.

Мян-Сян-Хуа. К петрографии фосфоритов бассейна Каратау.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 6.

Мясников В. С., Карпова О. В. Апатит из основных пород Южного Урала.— В кн. «Апатиты». Изд-во «Наука», 1968.

Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд-во АН СССР, 1956.

Наливкин Д. В., Розанов Л. Н., Фотиади Э. Э. и др. Волго-Уральская область. Тектоника.— Труды ВНИГРИ, новая серия, 1956, вып. 100.

Нечаев Ю. А. Пермские медистые песчаники как комплексные руды.— Бюлл. НТО Мин. геол. и охр. недр СССР, 1960, 28, № 4.

Нечаев Ю. А. Литологические комплексы шешеминских отложений Пермского Приуралья и их меденосность.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.

Николаев Н. И. Тектоника и металлогения хребта Каратау (Южный Казахстан).— Труды МГРИ, 1961, 37.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Изд-во Моск. горн. акад., 1929.

Овчинников Л. Н., Панова М. В., Подлесова Р. Г. и др. О калий-аргоновом возрасте некоторых роговых обманок Урала.— В кн. «Вопросы датирования древнейших геологических образований и основных пород». Изд-во «Наука», 1967.

Ожиганова О. И. Стратиграфия, литология и генезис третичных угленосных отложений Предуральской депрессии. Автореф. канд. дисс. Уфа, 1948.

Орлов Н. А., Успенский В. А. Ванадий в битумах.— Природа, 1933, № 7.

Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. Изд-во АН СССР, 1936.

Осипова А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря.— Труды ГИН АН СССР, 1956, № 4.

Осипова А. И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород.— В кн. «Химия земной коры». Т. II. Изд-во «Наука», 1964.

Остроумов Э. А., Силина О. М. О некоторых закономерностях распределения ванадия в современных морских отложениях.— Докл. АН СССР, 1952, 36, № 2.

Пантелеев П. Г. К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномагнетитах Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 3.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.

Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.

Передериев В. А. Некоторые вопросы геологии верхнепермских отложений Среднего Прикамья.— Докл. АН СССР, новая серия, 1945, 11, № 3.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд-во «Недра», 1965.

Перельман А. И., Борисенко Е. И. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 70.

Перозио Г. Н. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Труды СИБНИИГИМС, 1961, вып. 17.

Петелин В. П., Остроумов Э. А. Геохимия донных осадков Охотского моря.— В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.

Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2.

Петрусевич М. Н. Чинейское титаномагнетитовое месторождение.— Сов. геология, 1946, № 10.

Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1953, вып. 13.

Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Распределение элементов-примесей на фациальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации Курской магнитной аномалии.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1.

Плахотный Л. Г. К вопросу о сутурах и стилолитах (на примере карбонатных отложений Тарханкутского полуострова).— Труды Укр. НИГРИ, 1963, вып. 3.

Позднер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. Волго-Уральская нефтеносная область. Каменноугольные от-

ложения.— Труды ВНИГРИ, 1957, вып. 112.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
Попов В. И. О разграничении сингенеза, эпигенеза и метаморфизма осадочных пород.— Изв. АН Узб. ССР, серия геол., 1957, № 1.
Преображенский И. А. Определение пористости несыпучих пород.— Азерб. нефт. хоз-во, 1938, № 1.
Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.
Прозорович Г. Э. К методике определения времени формирования месторождений нефти по эпигенетическим изменениям пород продуктивных пластов.— Бюлл. НТИ, ВИЭМС, 1967, вып. 2.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Т. 1-2. Гостоптехиздат, 1940.
Пустовалов Л. В. Изученность и геологические перспективы рудоносности осадочного чехла Русской платформы.— В кн. «Рудоносность Русской платформы». Изд-во «Наука», 1965.
Пустовалов Л. В. и др. Генезис липецких и тульских руд.— Труды Всес. геол.-разв. об-ва, 1933, вып. 285.
Разумная Е. Г. Изучение распределения молибдена и ванадия в углисто-кремнистых сланцах методом центрифугирования.— В кн. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1971.
Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. Гостоптехиздат, 1958.
Розанов Л. Н. Явления природных оползней в сенонских отложениях Дагестана.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1939, 12, вып. 3.
Розанов Л. Н., Слепов Ю. Н. Изучение глубинной тектоники в районах восточного края Русской платформы.— Геол. нефти и газа, 1960, № 6.
Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ.— Геохимия, 1970, № 4.
Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.
Рухин Л. Б. Основы литологии. ГОНТИ, 1953.
Рухин Л. Б. О некоторых закономерностях эпигенеза. — Труды Львовск. гос. ун-та, 1956, кн. 3-4.
Салов Н. П. Арканзаский камень в Казахстане.— Народн. хоз-во Казахстана, 1939, № 5.
Самарин А. М., Поляков А. Ю., Сухоруков А. И. Производство феррованадия в Германии.— Бюлл. Центр. ин-та информ., 1946, № 15.
Сапожников Д. Г. О стадиях осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд-во АН СССР, 1949.
Саркисян С. Г., Лагутенкова Н. С. Минералого-петрографическая характеристика досреднедевонских отложений Пермской области.— В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд-во АН СССР, 1963.
Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. Л. Редкие земли в фосфоритах.— Геохимия, 1962, № 5.
Семихатов М. А. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 2.
Сердюченко Д. П. Хромовые нонтрониты и их генетические отношения к змеевикам.— Записки Всес. мин. об-ва, втор. серия, 1933, ч. 62.
Синицын В. М. Палеогеография Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
Смехов Е. М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллектора. Гостоптехиздат, 1961.
Смирнов А. И. Процессы формирования промышленных типов руд на фосфоритном месторождении Ак-Сай.— В кн. «Геология месторождений горно-химического сырья». Госхимиздат, 1959.
Смирнов А. И., Тушина А. М. Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Ак-Сай.— В кн. «Геология месторождения фосфоритов». Госгортехиздат, 1962.
Смирнов С. С. Находка ванадиевых руд в Сулеймансайском месторождении.— Вест. Геолком., 1928, № 1.
Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955.
Смирнов Ю. П. Некоторые закономерности распространения глыбовых внедрений в миатлинском горизонте Северного Дагестана.— Труды Грозн. нефт. ин-та, 1962, сб. 26.
Смольянинов Н. А., Янишевский Е. М. Ванадий в Сулеймансайском свинцовом месторождении.— Мин. сырье, 1928, № 2.
Соймонова О. Д., Слудская Н. Н. К вопросу о структуре фосфоритов.—В кн. «Агрономические руды СССР». Т. 4. Изд. Научн. ин-та по удобр., 1937.
Соколов В. А. Ванадиеносные кембрийские отложения Казахстана.— Вестн. АН СССР, 1946, № 11.
Соколов В. А. Кембрийское ванадиевое море.— Докл. АН СССР, серия геол., 1947, 6, № 1.
Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 97.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород СССР. Госгеолиздат, 1952.

Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань).— Труды Всес. аэро-геол. треста МГ и ОН СССР, 1958, вып. 4.

Стеффенс Ф. М., Макдональд Р. Д. Карбонатное выщелачивание урановых руд.— В кн. «Химия ядерного горючего». Госхимиздат, 1956.

Страхов Н. М. К геохимии V, P и C в морских битуминозных породах.— Труды МГРИ им. Орджоникидзе, 1937, 7.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1947, вып. 73, № 22.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Ч. 1. Госгеолиздат, 1948.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР, серия, геол., 1949, № 6.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.

Страхов Н. М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом.— В кн. «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР. 1954.

Страхов Н. М. К познанию диагенеза.— Труды Львовск. гос. ун-та, 1956_1, кн. 3-4.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород.—Труды ИГН АН СССР, 1956_2, вып. 4.

Страхов Н. М. Климат и фосфатонакопление.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I—III. Изд-во АН СССР, 1960—1963.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. К позиции подводного вулканогенно-осадочного породообразования.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 23.

Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские отложения Второго Баку).— Труды ИГН АН СССР, серия 66, 1955, вып. 155.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.— Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 185.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 179.

Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, 1946.

Табасаранский З. А. Об условиях формирования нефтяных и газовых залежей в среднем и нижнем палеогене Ильско-Холмского района.— Нефт. хоз-во, 1954, № 4.

Табылдиев К. Т. К качественной характеристике фосфоритового месторождения Чулак - Тау. — Вестн. АН Каз. ССР, 1958, № 7.

Табылдиев К. Т. К выделению основных типов руд фосфоритов Чулактау.— В кн. «Материалы по геологии рудных месторождений Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1964.

Табылдиев К. Т. Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Малого Каратау.— В кн. «Литологические исследования в Казахстане». Алма-Ата, 1966.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.

Татарский В. Б. О формах залегания битума в карбонатных породах по данным микроскопии.— Записки Всес. геогр. об-ва, 1948, № 3.

Татарский В. Б. К проблеме генезиса нефти.— Вестн. ЛГУ, 1954, № 7.

Тектоника Евразии. Ред. А. Л. Яншин. Изд-во «Наука», 1966.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.

Тихвинская Е. В. Основные этапы геолого-тектонической истории севера и запада Татарской АССР в связи с проблемой нефтеносности.— В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ северо-восточных районов Урало-Волжской нефтяной области». Гостоптехиздат, 1958.

Тихий В. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения.— Труды ВНИГРИ, 1957, вып. 106.

Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана.— Докл. АН СССР, новая серия, 1947, 68, № 1.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.

Точилин М. С. Происхождение и факторы эволюции джеспиллитов.— В кн. «Проблемы образования железистых пород докембрия». Киев, изд-во «Наукова Думка», 1969.

Трухачева А. Г. Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулак-Тау.— В кн. «Геология месторождений фосфоритов». Госгортехиздат, 1962.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.

Турбин Л. И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Срединного Тянь-Шаня.— Труды Упр. геол. и охр. недр СМ. Кирг. ССР, 1962, сб. 2.

Тушина А. М. О фосфатных оолитах и сферолитах в фосфоритах Каратау.— Бюлл. МОИП, 1964, 39, вып. 3.

Тушина А. М. Литолого-фациальные особенности формирования фосфоритной толщи Каратау.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.

Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Ташкент, 1940.

Успенский В. А. О природе стилолитовых образований в кембрийских известняках Приангарья.— Геохим. сб., 1949, № 1.

Успенский В. А., Радченко О. А. К вопросу генезиса типов нефтей— Труды ВНИГРИ, новая серия, 1947, вып. 19.

Успенский В. А., Радченко О. А. Геохимия битумов.— В кн. «Спутник полевого геолога-нефтяника». Гостоптехиздат, 1952.

Успенский В. А. и др. Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации.— Труды Всес. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, новая серия, 1961, вып. 185.

Федоров С. Ф. Некоторые закономерности геологического строения и условий формирования нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.

Федоров С. Ф., Димент К. Е., Кулаков А. И. и др. Закономерности размещения залежей нефти и газа Оренбургской области.— В кн. «Тектоника и размещение нефтегазовых месторождений востока Русской платформы». Изд-во «Наука», 1968.

Федощук М. Ю. Условия образования экзотических конгломератов воротыщенской серии Предкарпатья. Автореф. канд. дисс. Львов, 1961.

Ферсман А. Е. Геохимия России. Научное хим.-техн. изд-во, 1922.

Ферсман А. Е. Избр. труды. Т. III. Геохимия. Изд-во АН СССР, 1955.

Ферсман А. Е. Избр. труды. Т. IV. Изд-во АН СССР, 1958.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. I, 1933; т. II, 1934; т. III, 1937; т. IV, 1939. ОНТИ.

Фишер Р. П. Ванадиевые месторождения Колорадо и Юта.— В кн. «Карнотитовые месторождения западных штатов США». Госгеолиздат, 1946.

Фишер Р. П. Урано-ванадиево-медные месторождения в районе плато Колорадо.— Материалы Межд. конф. по мирн. исп. атом. энерг. Т. 6, Женева, 1958.

Флоровская В. Н. Наставление по люминесцентно-битуминологическому анализу. Гостоптехиздат, 1951.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.

Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.

Форш Н. Н. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Волго-Уральская нефтеносная область.— Труды ВНИГРИ, новая серия, 1955, вып. 92.

Фролова Е. К. Литология карбонатных продуктивных горизонтов нижнего и среднего карбона Куйбышевской области.— В кн. «Проблема нефтеносности карбонатных коллекторов Урало-Поволжья». Вып. 2. Бугульма, 1963.

Хабаков А. В. Древние оползневые нарушения артинских слоев.— Докл. АН СССР, 1948, 11, № 6.

Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала.— Труды ИГН АН СССР, 1956, вып. 4.

Хворова И. В. Геосинклинальные кремнистые породы и вопросы их происхождения.— В кн. «Генезис и классификация осадочных пород». Изд-во «Наука», 1968_1.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». Т. 1. Изд-во «Наука», 1968_2.

Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. ИЛ, 1962.

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений.— В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Изд-во АН СССР, 1951.

Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. Изд-во АН СССР 1958.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.

Херасков Н. П. Тектоника и формация. Изд-во «Наука», 1967.

Хесс Ф. Л. Осадочные месторождения урана, ванадия, радия, золота, серебра и молибдена.— В кн. «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Холодов В. Н. К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых швов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.

Холодов В. Н. К вопросу о деформациях карбонатных пород.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, 32, № 3.

Холодов В. Н. О некоторых критериях первичности или вторичности биту-

мов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.

Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах.—Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 17.

Холодов В. Н. Редкие элементы в фосфоритах.— В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Т. 3. Изд-во «Наука», 1966.

Холодов В. Н. Типы концентраций ванадия в осадочных породах и некоторые вопросы его геохимии.— Геол. рудн. месторожд., 1967, 9, № 3.

Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). Изд-во «Наука», 1968.

Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Каратау в зоне гипергенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.

Холодов В. Н. О ванадиеносных фтанитах в чулактауской свите Малого Каратау.— Докл. АН СССР, серия геол., 1970_1, 193, № 6.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. I. Довендские поднятия как источники рудных компонентов.— Литол. и полезн ископ., 1970_2, № 2.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. II. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1970_3, № 4.

Холодов В. Н. О терминах, применяющихся при изучении вторичных изменений осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1970_4, № 6.

Холодов В. Н. О типах концентраций редких элементов в осадочных породах и некоторых общих вопросах теории рудообразования.— В кн. «Состояние и задачи советской литологии». Т. II. Изд-во «Наука», 1970_5.

Холодов В. Н. Рудные ассоциации ванадия в осадочных породах и условия их образования.— Геол. рудн. месторожд., 1970_6, № 5.

Холодов В. Н. К проблеме картирования эпигенетической зональности.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1.

Холодов В. Н. Окраска карбонатных пород и ее изменения в зоне гипергенеза,— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4

Холодов В. Н., Кондратьева И. А. О некоторых особенностях образования доломитовых пород туркестанского яруса палеогена Ферганы.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 2. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1955.

Холодов В. Н., Корякин А. С. К вопросу о происхождении фосфатных конгломерато-брекчий Малого Каратау.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 2.

Холодов В. Н., Корякин А. С. Редкие элементы в бокситах.— В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Т. 3. Изд-во «Наука», 1966.

Холодов В. Н., Корякин А. С. К палеогеографии Малого Каратау (Казахстан) в век отложения «нижних» доломитов фосфоритоносной толщи.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, вып. 6.

Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования, ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 4.

Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования, ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 11.

Холодов В. Н., Лисицын А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.

Холодов В. Н., Баранов Ю. Е., Бойко Т. Ф., Бурков В. В. Потемкин К. В. Генетические типы осадочных месторождений редких элементов и климатическая зональность.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». Изд-во «Наука», 1968.

Ху Шу-юн. Вопросы стратиграфии кембрийской системы в хребте Куруктаг.— Геол. ежемесячник (Dizhi yuckan) 1958, № 7.

Чайковский В. К. К вопросу о формировании металлогенических провинций и зон.— В кн. «Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд-во «Наука», 1966.

Ченцов И. Г. Вопросы минералогии и геохимии некоторых осадочных урановых рудопроявлений.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 28.

Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллектора.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.

Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы в песчаных породах продуктивных горизонтов и их влияние на коллекторские свойства (районы Второго Баку).— Труды ИГИРГИ, 1960, 1.

Чернышев Б. И. О подводном скольжении в толще свиты C_3^1 Донецкого бассейна.— Труды держ. Унів., геол. сб., № 3.

Чернышев Н. И. Об особенностях меденосности верхнепермских отложений пермского Приуралья.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6.

Чумаков Н. М. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия.— Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК, 1964.

Шабалин В. В. К вопросу о палеогеографических условиях формирования кембрийских отложений на территории северо-восточной части хр. Джетымтоо.— В кн. «Материалы по палеогео-

графии и тектонике Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1966.

Шатский Н. С. Месторождения твердых битумов (асфальты, асфальтиты, пиробитумы) и геологические условия их образования.— В кн. «Неметаллические ископаемые СССР». Т. 2. Изд-во АН СССР, 1943.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и прилежащей части западного склона Южного Урала. Изд-во МОИП, 1945.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.

Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, масштаб 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.

Шехоркина А. Ф., Погорелова М. Г. Фосфоритоносность кремнисто-вулканогенной группы формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива.— Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, 1963, вып. 18.

Шмариович Е. М. К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.

Шоу Д. Р. Значение рудных залежей «ролл» в генезисе урано-ванадиевых месторождений на плато Колорадо.— В кн. «Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии». Т. VI. ГОНТИ, 1955.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. ИЛ, 1950.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.— Докл. АН СССР, 1962, **147**, № 6.

Штурм Л. Д. Роль сульфат-восстанавливающих бактерий в жизни и истории нефтяных месторождений.— В кн. «Памяти акад. И. М. Губкина». Изд-во АН СССР, 1951.

Щербак О. В. Экспериментальное изучение явления сорбции и его роль в накоплении различных элементов осадочных отложений. Автор. канд. дисс. 1965.

Щербина В. В. Окислительно-восстановительный потенциал в применении к учению о парагенезисе минералов.— Докл. АН СССР, 1939, **22**, № 8.

Щербина В. В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4. Львов, 1956.

Эммонс В. Введение в учение о рудных месторождениях. Госиздат, 1925.

Юдович Я. Э. О самостоятельном генетическом типе концентраций редких элементов.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.

Юдович Я. Э. Вопросы геохимии угольных включений.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.

Юркова Р. М. Опыт изучения постседиментационных изменений песчаников нефтегазоносных горизонтов Северного Сахалина.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.

Яговкин И. С. Медистые песчаники и сланцы.— Труды Всес. геол.-разв. объед., 1932, вып. 186.

Яковлев Н. Н. К вопросу о происхождении медных руд толщи медистых песчаников Донбасса.— Записки Всерос. мин. об-ва, серия 2, 1940, ч. 69, вып. 4.

Янда И., Шролль Е. Геохимические исследования графитовых пород.— В кн. «Труды XXI Международного геологического конгресса». Вып. 3. Изд-во «Мир», 1964.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.

Amstutz G. C. Syngenesis and epigenesis in petrology and study of minerals deposits.— Intern. Geol. Rev., 1959, **3**, № 2.

Amstutz G. C. L'origine des gîtes mineraux concordants dans les roches sedimentaires.— Chronique des Mines et de la Rech. Miniere. Centre d'etudes Geol. et Miniers, 1960, 30 ann., № 308, 115—126.

Arldt Th. Handbuch der Palaeographie. V. I, II. Leipzig, 1919.

Bailey E. B., Collet L. W., Field R. M. Paleozoic submarine landslips near Quebes City.— J. Geol., 1928, **36**.

Barrell J. Dominantly fluviatile origin under seasonal rainfall of the Old Red Sandstone.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1916, **27**.

Becker G. F. Finite homogenous strain, flow and rupture of rock.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1893, 4.

Beck R. Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin, 1901.

Black W. A. P., Mitchell R. L. Trace elements in the common brown algae and in sea water.— J. Biol. Assoc. United Ringdom, 1952, **30**.

Blake D., Roy Ch. Unusual stylolites.— Amer. J. Ski., 1949, **247**, № 11.

Bien G. S., Contois D. E., Thomas N. H. The removal of soluble silica from fresh water entering the sea.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, **14**, № 1/2.

Boswell P. G. H. Some Recent Work on Petrography of sedimentary Rocks.— Proc. Liverpool. Geol. Soc., 1927, **13**.

Botinelly T., Fischer R. Mineralogy and geology of the Rifle and Garfield mines, Garfield Cauntry, Colorado. Geochemistry and Mineralogy of the Colorado Plateau uranium ores.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1959, 320.

Bubnoff S. Von Geologie von Europa. Bd. I—II, 1930.

Buckland F. C. Germanium in British Columbia.— West. Miner. and Oil Rev., 1959, **32**, № 9.

Burát A. Theorie des gîtes metalliferes, appuyee sur la description des principa-

ux tipes des Harz, de la Saxe, etc. Paris, 1845.
Burton Y. D. Some problems concerning the marine geochemistry of Vanadium.— Nature, 1966, 212, № 5066.
Butler B. S. Ore deposits of Utah.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1920, 111.
Calvin M. Chemical evolution and origin of life.— Amer. Sci., 1956, 44.
Choubert G. L'Adoudonien et la Précambrien III dans l'Anti—Atlas.— In: «Les relations entre Precambrien et Cambrien». Paris, 1958.
Cloud Jr. Pre-Metazoan Evolution and the origin of the Metazoa.— In: «Evolution and environment». M. N. and London, Yale Univ., 1968.
Coleman R. G., Delavaux M. Occurence of selenium in sulfides from the some sedimentary rocks of Western United States.— Econ. Geol., 1957, 52, № 5.
Cumming G. L., Willson J. T., Farquhar R. M., Russel R. D. Some dates and subdivisions of the Canadian Shield.— Proc. Geol. Assoc. Canada, 1955, 7, pt. 2.
Davidson C. F. Geochemical aspects of atmospheric evolution.— Proc. Nat. Acad. Sci., USA, 1965, 53, (6).
Davidson D. F., Lakin H. W. Metal contence of some black shales of the Western United Stated.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, 424-C.
De Launay. Traite de metallogenies. Cites mineraux et metalliferes.— T. 1—3. Paris — Liege, 1913.
Denson N. M., Bachman G. O., Zeller H. L. Uranium bearing lignite and its relations to the White River and Arikaree formations in northwestern south Dacota and adjaced states.— U. S. Geol. Surv Prof. Paper, 1954, TEI-467.
Dunn J. A., Dey A. K. Vanadium-bearing titaniferous iron ores in Singhbhum and Mayrbhanj, India.— Trans. Min. Geol. Inst. India, 1938.
Dunnington H. V. Stylolite development post — dates rock induraction.— J. Sediment. Petrol., 1954, 24, № 1.
Durum W. H., Haffty I. Implication of the minor element content of some major streams of the world.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, 27.
Emmons W. N. The enrichment of ore deposits.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1917, 625.
Engel A. E. J., Engel C. G. Grenville series in the North — West Adirondack Mountains.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64, № 9.
Engler C., Höfer H. Die Chemie und Phisic des Erdols.— J. Aschem. bestandtelle des Erdols, 1912, 487.
Erickson R. L., Myers A. T., Horr C. A. Association of uranium and other metals with orude Oils, Asphalts and Petroliferous rocks.— Amer Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1954, 38.
Ernst Th., Höermann H. Bestimmung von vanadium, nickel and molybden in meerwasser. Gottingen, 1936.
Eyles V. A. The composition and origin of the Antrim laterites and bauxites.— North. Ireland Geol. Serv. Mem., 1952.
Farquhar R. M., Russel R. D. Dating the Proterozoic of Canada. The Proterozoic in Canada.— Trans. Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., 1957, № 2.
Finch I. The Wanganni — Wangachu Ironsands.— N. Z. I. Sci. Techn., 1947, 29.
Fischer B. P. Sedimentary deposits of copper, vanadium — uranium and silver in South-Western United States.— Econ. Geol., 1937, 32, № 7.
Fischer R. P. Vanadium deposits of Colorado and Utah.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, 936-P.
Fischer R. P. Geochemistry and geology.— In: «Vanadium, a materials survey. Dept. of the Interior Bureau of Mines». 1961.
Foshag W. F. The ore deposits of Los Lamentos, Chihuahua, Mexico.— Econ. Geol., 1934, 29, № 4.
Ganguli p. C., Das-Gupta I. Indian Bauxite. Chromium and vanadium.— J. Indian Chem. Soc., 1938, 15.
Gerth H. Geologie Sudameriken. T. I. Berlin, 1932.
Goldberg D. E. Marine geochemistry.— Ann. Rev. Phys. Chem., 1961, 12.
Goldich S. S., Nier A. O., Basdsgraard H. A. Ar^{40}/K^{40} dating of rocks of the lake Superior Region.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, 38, № 3.
Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, Univ. Press, 1954.
Groddeck V. A. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig, 1879.
Gross W. H. Airborne Scintillometer Survey of Radium Hill Area, South, Australia.— Canad. Min. Met. Bull., 1954, 47, № 505.
Grout F. F. Petrography and Petrology. McGraw-Hill. Book Company N. Y., 1932.
Gruner J. W. Concentration of uranium in sediments by Multiple Migration — Accrection.— Econ. Geol., 1956, 51, № 6.
Gunning H. C., Carlisle D. V. On the west coast of British Columbia.— Trans. Can. Inst. Min. Met. Bull., 1944, 47, № 2917.
Hadding A. On subaqueous slides.— Mid. Lunds Geol. Miner. Inst., 1931, № 47.
Hahn F. F. Untermeerische Gleitung bei Tranton Falls (Nord-America) und ihre Verhaltniss zu ahnlichen Storungs bildern.— N. Jahrb., 1913, 36.
Hartmann M. Einige geochimische Untersuchungen an Sandsteinen arider Sedimentationsgebierge. Gottingen, 1962.
Henbest L. G. Unusual nuclei in oolites from the morrow group near Fayettevilem Arkansas.— J. Sediment. Petrol., 1945, 15, № 1.
Henbest L. G. Diagenesis in Oolitic Limestones of Morrow (Early Pennsylvanian) Age in Northwestern Arkansas and Adjacent Oklahoma.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1968, 594-K.
Herz N., Dutra C. V. Minor element abundance in a part of the Brasilian shield.—

Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960, 21.
Hill W. L., Marshall H. L., Lewis R. H. The composition and distribution of phosphate rocks with special reference to the United States.— U. S. Rept. Agric. Techn. Bull., 1933, № 364.
Howitt A. M. Phosphate deposits of Egypt. Les reserves mondiales en phosphates. v. 2. XIV Congress geol. intern. Espagne, 1926, Madrid.
Ishibashi M., Shigematsu T., Nakagawa N. The quantitative determination of vanadium in sea-water.— Bull. Inst. Chem. Research. Ryofo Univ., 1951, 24.
Jacob K. D., Hill W. L., Marschall H. L. Reynolds D. S. The composition and distribution of phosphate rocks with special reference to the United States.— U. S. Dept. Agric. Techn. Bull., 1933, № 364.
Jvekovič H., Tezal S., Mavin T. Distribution of metals in baxite oolites.— Bull. Intern. Akad. Yougosl. Sci., 1954, № 12.
Kautzsch E. Untersuchungergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer.— Arch. Lagerstättenforsch., 1942, 74.
Kossmat Fr. Paleogeographie und Tektonik. Berlin, 1936.
Landergreen St. On the Geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. A study on iron-ore formation. Stockholm, 1948.
Lange H. Geochemische untersuchungen en oxydischen Te-Mineralien aus dem Elbingeroder Komplex.— Geologie, 1957, H. 6/7.
Lawrence L. I., See G. T. Davidites from the Mount Isa-Cloncarry District, Queensland.— Econ. Geol., 1957, 52.
Ljundggren P. Geochemistry and radioactivity of some Mn and Fe log ores.— Geol. Forent. Stockholm. forhandl., 1955, 77, № 1.
Lombaard B. On the differentiation and relationship of the rocks of the Bushveld Complex.— Trans. Geol. Soc. South. Afr., 1934, 37.
Love J. D. Vanadium and associated element in the Phophoria formation in the Afton area western Wyoming.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, 424-C.
Mac Connell D. Volkhonskoite, clays and clay minerals.— Nat. Acad. Sci.-Nat. Res. Coun. Publ., 1954, 327 (Washington).
Mac Pherson H. G. A chemical and petrographic study of Precambrian sediments.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, 14.
Making J. Iron from beach sand Japan.— Eng. Min. J., 1927, № 5.
Martens J. H. Sand and Gravel Deposits of Florida.— Rep. Florida Geol. Surv., 1928, 19.
Martens J. H. Beach sands between Charlestone, South Carolina and Miami, Florida.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1935, 46, № 10.
Messer E. Kupfershiefer, Sander und Kobaltrucken in Richeldorfen Gebirge (Hessen).— Arch. Lagerstättenforsch., 1955, 3.
Mineral Yearbook. Vanadium. Washington, U. S. Bureau Mines, Mining World, 1967.
Moorhouse H. Some titaniferous magnetites of the San Gabrial Mauntans Los Angelos Co California.— Econ. Geol., 1938, 33, № 7.
Morse S. A. Age of Labrador Anortosites.— Nature, 1964, 203, № 4944.
Nicholsen B. S., Fyfe H. E. Borehole survey of North Island Iron-sand from New Plymouth to Kaipara Harbour.— Geol. Geoph., 1958, 1, № 4.
Nicolaysen L. O., Williers I. W., De-Burger A. I., Stellow F. W. E. New measurement relating to the absolute age of the Transvaal System.— Trans. Proc. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, № 12.
Oakeshott G. Procambrian granulite in the western San-Gabriel Mountain, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, № 12.
Oelsner O. Zur Genese der Nord und mittelschwedischen Eisenerlagerstatten.— Geologie, 1961, 10, № 6.
Otte M. U. Spurenelemente in einigen deutschen Steinkonlen.— Chem. Erde, 1953, 16, Hf. 3.
Parkin L. W., Glasson R. R. The geology of the Radium Hill Uranium mine, South Australia.— Econ. Geol., 1954, 49.
Pettijohn F. Y. Imbricate arrangement of pebbles in a precambrian conglomerate.— J. Geol., 1930, 38.
Reily G. A., Shaw D. M. An estimate of the composition of part of the Canadian Schield in North Western Ontario.— Canad. J. Earth Sci., 1967, 4.
Riecke E. Uber das Gleichgewicht zwischen einen festen, homogenen deformierten Korper und einer flussigen Fose.— Nachr. K. Geol. Wiss. Gottingen. Nath. Phys., 1894, № 4.
Rigby I. K. Some transverse stylolites.— J. Sediment. Petrol., 1953, 23, № 4.
Rodger T. A., Radium Hill Uranium Deposits, Australia (South.— Dept. Mines. Mining. Rev., 1953, 94.
Rosenzweig A., Gross E. E. Goldichite, a new hydrous potassium ferric sulphate from the Rafael Swell, Utah.— Amer. Mineralogist, 1955, 40.
Rösler H. J. Eine Vererzung vom Kupferschiefertypen in Rotliegendenden Thuringens.— Ber. Geol. Ges., 1954, 9, H. 2.
Routhier P. Les gesements metalliferes geologie et principes de recherches. Paris, Masson, 1963.
Rubey W. W. Vanadiferous shale in the Phosphoria formation Wyoming and Idaho.— Econ. Geol., 1943, 38, № 1.
Rubey W. W. Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to probable composition of the earley atmosphere.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, 62.

Sakac K. Geologiska grada i boksithe pejave podrucja Novigrad Obrovac u sjeverozapadnoj Dalmacije.— Geol. Vjesn., 1961, 14.

Schneiderhöhn H. Die Otavibergland und seine Erzlagerstatten.— Z. Prakt. Geol., 1929, 37, H. 6.

Schreiner G. D. Comparison of the Rb^{87} — Sr^{87} ages of the red granite of the Bushveld Complex from meneral fractions.— Proc. Roy. Soc., ser. A, 1958, 245, № 1240.

Schwellnus C. M. Vanadium deposits in the Otavi Mountains South-West Africa.— Trans. Geol. Soc. South. Afr., 1946, 46.

Shaw D. M. A vanadium-calcium Spectral line coincidance at 3185 A and its effect on vanadium abundance data.— Geochim. et Cosmoch.Acta, 1958, 15, № 112.

Shaw D. M. Zonal Distribution of Elements in some uranium-vanadium roll and tabular ore Bodies on the Colorado Platea.— U. S. Geol. Surv Prof. Paper., 1966, 550-B.

Shirey W. S. Metallic constitients of crude petroleum.— Ond. Eng. Chem., 1931, 23, № 10.

Silver L. T., Green I. C. Zircon ages for middle Keween-awan rocks of the Lake Superior regions — Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, 44, № 1.

Stelzner A., Bergeat A. Die Erzlagerstätten. Leipzig, 1904—1906.

Stieff L. R., Stern T. W., Mielkey R. G. Preliminary determination of the some uranium ores of the Colorado Plateau by lead-uranium method.— U. S. Geol. Surv. Cirs, 1953, 271.

Stille H. Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien.— Z. des D. g.G., 1928, 81.

Stöcklin I. Salt. Deposits of the Middle East.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1968, 88.

Sugawara K., Naito H., Jamada S. Geochemistry of vanadium in natural waters.— Earth. Sci. Nagaya Univ., 1956, 4, № 1.

Suggerud T. The occurence of uranium and thorium in Norway.— Intern. Conf. Peaceful Uses. Atom. Energy Proc., 1956, 6.

Sverdrup H. U., Johnston M., Fleming. The Oceans, their Physics. Chemistry and general biology. 1950.

Terneaure F. S. Metallogenetic Provinces and Epochs.— Econ. Geol., Fiftieth. Anniversary Volume, 1905—1955,1955, pt. 1.

Treibs A. Uber das Verkommen von Chlorophyllderivation in einen Olschiefer aus der Oberen Trias.— Lieb. Ann., 1934, 509.

Van Tongeren W. V. Contribution to the knowledge of the chemical composition of the Earth's Crust in East Indian Archipelage, № 2. Amsterdam, 1938.

Verwoerd W. J. The mineralogy and genesis of the lead-zinc-vanadium deposits of Abenab West in the Otavi Mauntains, South West Africa.— Amer. Univ. Stell., 1957, 33, Sect. A, № 1—11.

Villiérs de B. Traite elementaire de Mineralogie suivant les principes du Professeur Werner, 1800.

Wagner B. The iron deposits of the Union of South Africa.— S. Afr. Geol. Surv. Mem., 1928, 26.

Willis J. P., Ahrens L. H. Some investigations on the composition of manganese nodules with particular reference to certain trace elements.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1962, 26.

Yost K. Uber den Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und sedimentaren Lagerstatten.— Chem. Erde, 1932, 177.

Zubovic P., Stadnichenko T., Sheffey M. Distribution of minor element in Coal Beds of the Eastern Interior Region.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1964, 1117-B.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение

5

I. Концентрации ванадия и элементов-примесей в кембрийских отложениях Талассо-Каратауской зоны и условия их образования

11

Геолого-тектоническое строение региона

11

О сопоставлении рудоносных отложений различных районов

22

Типы пород курумсакско-чулактауских отложений и распределение в них элементов-примесей

25

Типы разрезов курумсакско-чулактауских отложений и фациальные условия их образования

51

О закономерностях распределения редких и малых элементов в курумсакско-чулактауских отложениях региона

55

Палеогеографическая обстановка и генезис руд ванадия и фосфора

68

II. Концентрации ванадия и сопутствующих ему элементов, связанные с нефтеносными карбонатными породами, и их генезис

87

Стратиграфия палеогеновых отложений

89

История развития района в палеогеновое время

91

Фации алайского карбонатного горизонта l_1

94

Закономерности локализации и состав урано-ванадиевых руд

103

Фациальный план карбонатного горизонта и пространственное положение оруденения

122

Об эпигенетической зональности рудоносного горизонта, контролирующей положение оруденения на площади

123

Литолого-геохимические следы формирования и разрушения нефтяных залежей в карбонатных породах
129

Генезис месторождения урано-ванадиевых руд в нефтеносных карбонатных породах
131

III. Типы месторождений ванадия в осадочных породах, условия их образования и классификация
139

О принципах классификации месторождений ванадия и других редких элементов в осадочных породах
139

Сингенетические концентрации ванадия
148

Эпигенетические концентрации ванадия
168

Геологическая классификация месторождений ванадиевых руд в осадочных породах
181

Геохимическая классификация месторождений ванадиевых руд в осадочных породах
189

Магматогенно-гидротермальные месторождения ванадия
199

IV. Закономерности пространственного размещения ванадиевых руд в литосфере
202

Уральская ванадиевая провинция
203

Ванадиевые провинции Северной Америки
218

Ванадиевые провинции Южной Америки
226

Ванадиевые провинции Африки
229

Ванадиевые провинции Австралии
233

Ванадиевые провинции Евразии
236

Распределение рудных скоплений ванадия во времени и эволюция литогенеза в истории Земли
246

Литература
261

CONTENTS

Introduction
5

I. Concentrations of vanadium and elements-admixtures in Cambrian deposits of the Talasso-Karatau zone and conditions of their Formation
11

Geological-tectonic structure of the region
11

On correlation of ore-bearing deposits of various regions
22

Rock types of Kurumsak-Chulaktau deposits and distribution of element-admixtures
25

Section types of Kurumsak-Chulaktau deposits and facial conditions of their formation
51

On regularities of distribution of rare and minor elements in Kurumsak-Chulaktau deposits of the region
55

Paleogeographical conditions and genesis of vanadium and phosphorus ores
68

II. Concentrations of vanadium and associated elements related to oil-bearing carbonate rocks and their genesis
87

Stratigraphy o Paleogene deposits
89

History of development of an area in the Paleogene
91

On facies of the Alai carbonate horizon h
94

Regularities of localization and composition of uranium-vanadium ores
103

Facial plan of the carbonate horizon and space locality of mineralization
122

On epigenetic zonation of the ore-bearing horizon controlling the position of mineralization on area
123

Lithologo-geochemical traces of formation and destruction of oil deposits in carbonate rocks
129

Genesis of uranium-vanadium ore deposits
in oil-bearing carbonate rocks
131

III. Types of vanadium deposits in sedimentary rocks, conditions of their formation and classification
139

On principles of classification of vanadium
and other rare elements in sedimentary rocks
139

Syngenetic vanadium concentrations
148

Epigenetic vanadium concentrations
168

Geological classification
of vanadium ore deposits in sedimentary rocks
181

Geochemical classification
of vanadium ore depositsin sedimentary rocks
189

Magmatogene-hydrothermal vanadium deposits
199

IV. Regularities of space distribution of vanadium deposits in lithosphere
202

The Ural vanadium province
203

Vanadium provinces of North America
218

Vanadium provinces of South America
226

Vanadium provinces of Africa
229

Vanadium provinces of Australia
233

Vanadium provinces of Eurasi
236

Distribution of vanadium ore accumulations
in the time and evolution lithogenesis
of in the Earth's history
246

Bibliography
261

Владимир Николаевич Холодов

ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВАНАДИЯ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор Д. В. Павлов. Редактор издательства Т. Б. Гришина
Художественный редактор С. А. Литвак. Художник В. Г. Виноградов
Технический редактор Н. Н. Плохова

Сдано в набор 29/VIII 1973 г. Подписано к печати 21/XI 1973 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Усл. печ. л. 26,77
Уч.-изд. л. 27,0. Тираж 1000 экз. Т-09877. Тип. зак. 2839. Цена 3 р. 03 к.

Издательство «Наука» 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 10